

Tesis Doctoral

La hidrología superficial de la cuenca del Plata y su representación a través de simulaciones climáticas: identificación de errores y mecanismos físicos asociados

Saurral, Ramiro I.

2011

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:

Saurral, Ramiro I.. (2011). La hidrología superficial de la cuenca del Plata y su representación a través de simulaciones climáticas: identificación de errores y mecanismos físicos asociados. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Saurral, Ramiro I.. "La hidrología superficial de la cuenca del Plata y su representación a través de simulaciones climáticas: identificación de errores y mecanismos físicos asociados". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2011.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

**La hidrología superficial de la cuenca del Plata y su
representación a través de simulaciones climáticas:
identificación de errores y mecanismos físicos asociados**

**Tesis presentada para optar por el título de Doctor de la Universidad de Buenos
Aires en el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos**

Doctorando
Ramiro I. Saurral

Directores
Dra. Inés Camilloni
Dr. Tércio Ambrizzi

Consejero de Estudios
Dr. Vicente Barros

**Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires, 2011**

A mamá.

A Franco.

A Diego.

A Pablo.

A Agustina.

A Serena.

*Y a todos aquellos quienes,
mientras me crecían las alas,
soplaron fuerte para que
pudiera levantar vuelo.*

Agradecimientos

Al Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera y al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos por brindarme un espacio donde desarrollar esta tesis doctoral y donde ejercer mi vocación.

A Inés Camilloni y Tércio Ambrizzi, mis directores, por guiarme en el desarrollo de este trabajo de una forma profesional, cálida, generosa y amable.

A Vicente, Inés y Moira por enseñarme a hacer ciencia.

A mis amigos y compañeros del DCAO por la paciencia y la compañía.

Al CONICET por financiar este estudio mediante el otorgamiento de una beca doctoral.

A todos los que, durante los cinco años que duró el desarrollo de este documento, me hicieron bien.

Índice

RESUMEN	6
ABSTRACT	7
<u>Capítulo 1: Introducción</u>	8
1.1. Región de estudio: la cuenca del Plata	10
1.2. Objetivos de la tesis	15
1.3. Estructura de la tesis	16
Referencias	17
<u>Capítulo 2: La hidrología superficial de la cuenca del Plata</u>	19
2.1. Datos y metodologías	20
2.1.1. El modelo hidrológico VIC	20
2.1.2. Datos hidrológicos y meteorológicos	24
2.1.3. Datos de modelos climáticos globales	27
2.2. Calibración y validación de las simulaciones hidrológicas empleando observaciones.....	28
2.3. Simulaciones derivadas de modelos climáticos globales	33
2.4. Discusión	44
Referencias	45
<u>Capítulo 3: Climatología de la precipitación sobre la cuenca del Plata y su representación por los modelos climáticos globales</u>	48
3.1. Datos y metodología	49
3.2. Campos medios y variabilidad de la precipitación sobre la cuenca del Plata	56
3.3. Campos medios y de variabilidad de la OLR	67
3.4. Campos medios de viento y energía cinética de las perturbaciones en niveles altos	70
3.5. El Niño/La Niña en los MCG y la precipitación asociada.....	75
3.6. Discusión	81
Referencias	83
<u>Capítulo 4: Métodos de remoción de errores sistemáticos</u>	87
4.1. Datos y metodologías	88
4.1.1. Esquema de corrección de errores sistemáticos por valores medios	90
4.1.2. Esquema de corrección de errores sistemáticos por percentiles	91
4.2. Resultados de las simulaciones hidrológicas forzadas por MCG sin errores sistemáticos	92
4.2.1. Clima presente	93
4.2.2. Clima futuro	101
4.3. Discusión	112
Referencias	114
<u>Capítulo 5: Simulaciones climáticas globales</u>	117
5.1. Datos y metodologías	118
5.1.1. El modelo climático global CAM	118

5.1.2. Representación de la convección.....	122
5.1.3. Simulaciones climáticas.....	124
5.1.4. Validación del modelo.....	126
5.1.5. Experimentos de sensibilidad.....	127
5.1.6. Trazado de rayos y propagación de ondas de Rossby.....	131
5.2. Climatología observada: campos medios.....	133
a. Altura geopotencial de 500 hPa.....	133
b. Presión al nivel del mar.....	135
c. Temperatura a 2 metros.....	137
d. Cortes verticales de temperatura y viento zonal.....	139
e. Precipitación.....	142
5.3. Experimento Control.....	144
5.3.1. Validación de la precipitación.....	151
5.4. Experimentos de sensibilidad.....	155
a. Simulación 2.....	155
b. Simulación 3.....	161
c. Simulación 4.....	164
d. Simulación 5.....	165
e. Simulación 6.....	169
f. Simulación 7.....	174
g. Simulación 8.....	175
h. Simulación 9.....	178
5.5. Análisis del trazado de rayos y propagación de ondas de Rossby.....	183
5.6. Discusión.....	190
Referencias.....	195
<u>Capítulo 6: Conclusiones.....</u>	202

RESUMEN

La cuenca del Plata es la quinta más grande del mundo y mediante su régimen hídrico provee de agua potable a cientos de millones de personas a través de cinco países en Sudamérica. Trabajos previos han mostrado la alta sensibilidad de la cuenca tanto a las condiciones climáticas medias como a su variabilidad, por lo que posibles cambios futuros en estas condiciones podrían determinar variaciones significativas en las condiciones de disponibilidad hídrica.

En este trabajo de tesis se calibró el modelo hidrológico distribuido VIC sobre la región de la cuenca del Plata y se lo forzó con datos meteorológicos obtenidos de las simulaciones de algunos Modelos Climáticos Globales (MCG) contenidos en el conjunto de datos del WCRP/CMIP3 para el clima presente. Las simulaciones hidrológicas forzadas con las salidas de los MCG muestran grandes apartamientos respecto de los caudales observados. Estas diferencias se deben a los errores que los mismos tienen para representar varios aspectos del clima global y del de Sudamérica en particular. En términos generales, se encuentra que la gran mayoría de los MCG simula menos precipitación que la observada a nivel anual sobre el sudeste de la cuenca, en tanto que representan condiciones más cálidas. Estos errores determinan diferencias marcadas respecto de los caudales observados y esto implica una limitación para efectuar posibles inferencias del clima futuro de la cuenca. Por tal motivo, se utilizó el modelo climático CAM (la versión atmosférica del CCSM, desarrollado en NCAR) para analizar los mecanismos físicos y/o dinámicos que explican el patrón de subestimación de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica en los modelos.

Se llevaron a cabo experimentos de sensibilidad a cambios en la orografía de Sudamérica, condiciones de borde, variaciones en la resolución horizontal y en el esquema convectivo. Los resultados muestran la máxima sensibilidad a la elección del esquema de convección. Esto sugiere que la magnitud de los errores en las simulaciones climáticas globales puede disminuirse al mejorar la representación de la convección, a la vez que el incremento en la resolución espacial representa un factor de mejora de segundo orden, por detrás de las parametrizaciones físicas.

Palabras clave: *cuenca del Plata – hidrología superficial – Modelos Climáticos Globales - errores*

ABSTRACT

The Plata basin is the fifth largest in the world and its rivers provide fresh water to hundreds of thousands of people across five different countries in South America. Previous works have shown the high sensitivity of the basin to both the mean climate conditions and to climate variability, and for this reason future changes in these conditions could lead to significant variations in water availability.

In this thesis the VIC distributed hydrologic model was calibrated in the Plata basin region and it was afterwards forced with meteorological inputs obtained from Global Climate Models (GCM) simulations from the WCRP/CMIP3 for the present climate. These hydrologic simulations show large discrepancies with respect to the observed streamflows. These differences are explained by the large errors that GCM have in representing various aspects of the observed climate worldwide and in particular over South America. In general it is found that many of the GCM tend to represent less rainfall than observed annually over the southeastern part of the region, while simulated conditions also tend to be warmer than observed. All these errors determine differences when comparing the derived streamflows with those observed. For this reason, in this study the CAM climatic model (the atmospheric part of the CCSM GCM, developed at NCAR) was used to analyze the physical and/or dynamical mechanisms responsible for the pattern of underestimation of precipitation over southeastern South America in the GCM.

Sensitivity experiments were performed to analyze the impact of changes in the topography of South America, the boundary conditions (changes in sea surface temperatures over the Pacific and Atlantic oceans), variations in the horizontal resolution and in the convective scheme on the simulated climate. Results show that the largest sensitivity appears when modifying the convective scheme, surpassing in fact the effect given by an increase in horizontal resolution. This suggests that the magnitude of the errors in GCM simulations can diminish when improving the representation of convection, while increasing the horizontal resolution is a second-order improvement factor, behind the physical parameterizations.

Keywords: *Plata basin - surface hydrology - Global Climate Models - errors*

Capítulo 1:

Introducción

La vida del Hombre en la Tierra está condicionada por la disponibilidad de agua dulce, lo que explica en gran medida por qué las primeras civilizaciones humanas se establecieron sobre márgenes de ríos. Un ejemplo que ilustra este hecho es la cultura egipcia, la cual tenía un amplio conocimiento de la dinámica hídrica del río Nilo ya que de ella dependían las épocas de siembra y cosecha sobre sus márgenes y también determinaba los meses de inundaciones. Sobre América, si bien el establecimiento de civilizaciones organizadas se dio mucho después que sobre otras regiones del mundo, también se observó un comportamiento similar: desde los Mohicanos y los Sioux (establecidos en la zona de los Grandes Lagos y en la cuenca del río Mississippi, ambas sobre Norteamérica, respectivamente) pasando por los Arahucos y los Caribes en la cuenca del Amazonas hasta llegar a las culturas Guaraní y Charrúa en la cuenca del Plata, la gran mayoría de las civilizaciones precolombinas tendieron a establecerse en zonas pródigas en agua dulce.

En la actualidad, y a pesar del paso del tiempo, el ser humano sigue establecido mayoritariamente en regiones con disponibilidad de agua y de hecho las principales ciudades del mundo se sitúan próximas a ríos. En Sudamérica en particular, si se consideran las diez ciudades con mayor cantidad de habitantes según las estadísticas más recientes de la Organización de las Naciones Unidas -São Paulo, Buenos Aires, Rio de Janeiro, Lima, Bogotá, Santiago de Chile, Belo Horizonte, Porto Alegre, Brasilia y Recife, en ese orden- (Organización de las Naciones Unidas, 2009), se encuentra que todas ellas están situadas próximas a ríos o a lagos/lagunas de donde obtienen agua dulce para el consumo de la población. Consecuentemente, dado que el clima ejerce un fuerte control sobre la variabilidad hídrica de las cuencas, cambios en los valores medios de variables como la temperatura y la precipitación pueden dar lugar a variaciones importantes en la disponibilidad de agua dulce, afectando así a millones de personas que de ella dependen.

La relación entre clima e hidrología y su estudio es especialmente importante sobre Sudamérica dado que allí se ubican dos de las cinco cuencas de agua dulce más grandes del planeta: la del Amazonas y la del Plata (primera y quinta en base al área ocupada, con 6,2 y 3,2 millones de km², respectivamente). Millones de personas dependen de la disponibilidad de agua provista por ambas cuencas y esto justifica la importancia de conocer lo más detalladamente posible tanto los forzantes climáticos que explican la

variabilidad hídrica de la región como predecir adecuadamente los potenciales cambios futuros en las condiciones medias actuales. En este trabajo de tesis, el estudio se centrará particularmente sobre la región de la cuenca del Plata.

1.1. Región de estudio: la cuenca del Plata

La cuenca del Plata se ubica sobre el centro y sudeste de Sudamérica y cubre parte del territorio de cinco países: Argentina, Bolivia, Brasil, Paraguay y Uruguay (Fig. 1.1). Se extiende entre aproximadamente 14°S y 37°S en latitud y entre 68°O y 43°O en longitud, por lo que la parte norte de la cuenca se posiciona en la región tropical de Sudamérica mientras que el centro y sur se sitúan sobre latitudes subtropicales/medias. Debido a su gran extensión tanto meridional como zonal presenta grandes variaciones espaciales y temporales en los regímenes de temperatura y precipitación: mientras que sobre el norte de la cuenca se puede distinguir una clara época lluviosa y otra seca ligadas a la circulación monzónica asociada a la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ; Kodama, 1992; Nogués-Paegle y Mo, 1997; Liebmann et al., 1999, entre otros), sobre el sudeste de Sudamérica la precipitación ocurre durante todo el año (por ejemplo, Grimm et al., 2000). Esto determina que los ríos que nacen sobre el norte de la cuenca del Plata (por ejemplo, el Paraná) y los que nacen sobre el sudeste de la región (como por ejemplo el Uruguay) presenten hidrogramas bien diferenciados (Berbery y Barros, 2002; Camilloni y Barros, 2000; Tucci, 2003). Asimismo, el fuerte gradiente de altura entre el oeste de la cuenca, ubicado al pie de los Andes, y el este de la misma da lugar a variaciones espaciales en los regímenes climáticos.

Debido a que la cuenca del Plata ocupa un área muy vasta, los forzantes climáticos que sobre ella actúan son diversos. Varios autores han analizado la relación entre el clima y la variabilidad hídrica sobre la región: García y Vargas (1998) estudiaron las variaciones de los caudales de los principales ríos de la cuenca y a partir de ellas infirieron cambios en las condiciones climáticas medias a lo largo de la mayor parte del siglo XX. Camilloni y Barros (2000) analizaron la respuesta de los caudales del río Paraná al forzante climático asociado a los eventos El Niño 1982-1983 y 1997-1998, mostrando una relación significativa entre el aumento de precipitaciones asociado a El Niño y el incremento en los caudales de los ríos. La relación entre las temperaturas de los océanos Atlántico y Pacífico Sur y los caudales de los ríos de la región también fue

analizada en trabajos previos (Robertson y Mechoso, 1998; Mechoso y Pérez Iribarren, 1992, entre otros), al igual que el impacto que tuvo el cambio de uso de suelo que se dio durante la segunda mitad del siglo XX sobre los caudales de los principales ríos de la cuenca (Saurral et al., 2008; Doyle y Barros, 2011). Recientemente, Medvigy et al. (2011) estudiaron la relación entre la deforestación de la región amazónica y las variaciones espacio-temporales de la precipitación sobre Sudamérica. Las conclusiones derivadas de estos estudios demuestran que la cuenca es sensible a cambios en distintas componentes del sistema climático (precipitación, temperatura, uso de suelo, temperatura del mar, etcétera).

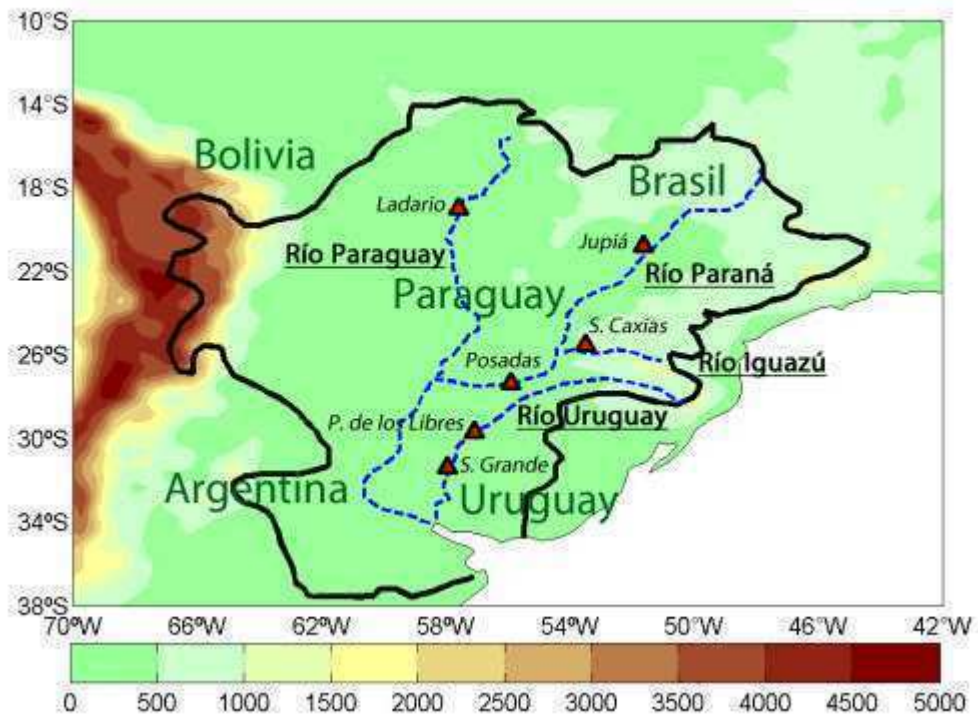


Fig. 1.1. Área ocupada por la cuenca del Plata, delimitada por la línea llena negra, ubicación de los ríos Iguazú, Paraguay, Paraná y Uruguay en líneas azules a trazos y localización de las estaciones de medición de caudales de ríos empleadas en esta tesis en triángulos rojos.

A lo largo de la primera mitad del siglo XX los caudales de los principales ríos de la cuenca del Plata tendieron a disminuir, pero este patrón se revirtió durante la segunda mitad del siglo hacia tendencias positivas, las cuales se mantuvieron incluso durante los primeros años de este siglo (Genta et al., 1998; Berbery y Barros, 2002; Doyle y Barros,

2011). Estas tendencias se explican principalmente por un aumento en los valores medios de precipitación (Barros et al., 2000), aunque también se observó una contribución de otros efectos como por ejemplo la deforestación en algunas partes de la cuenca (Doyle y Barros, 2011). Recientemente, Doyle et al. (2011) mostraron asimismo que una parte de esas tendencias positivas en la lluvia es debida a un incremento en la frecuencia e intensidad de los eventos extremadamente altos de precipitación.

Dado que millones de personas en Sudamérica dependen de la hidrología de la cuenca del Plata y en el contexto de cambios en las condiciones medias en el clima, es importante poder determinar con la mayor precisión posible los escenarios futuros de caudales para las décadas próximas. Si las tendencias crecientes observadas en las últimas décadas se mantuvieran, esto acarrearía un incremento en el riesgo de ocurrencia de inundaciones. Por el contrario, una reversión de ese patrón hacia condiciones nuevamente más secas como las de comienzos del siglo XX podría desembocar en un aumento en el caso de sequías, comprometiendo tanto a la provisión de agua potable como a las actividades agrícolas y económicas en general. Las inferencias sobre las condiciones futuras del clima pueden efectuarse sobre la base de métodos puramente estadísticos, como pueden ser la identificación y estudio de oscilaciones de mediana/baja frecuencia y su utilización en el pronóstico de las condiciones de los años o décadas venideros, o empleando métodos dinámicos. Entre estos últimos la herramienta más empleada en la actualidad son los modelos climáticos globales (MCG). Los MCG son un conjunto de ecuaciones que simulan la circulación de la atmósfera (y del océano, en aquellos que son acoplados océano-atmósfera) y que explican el movimiento atmosférico. En el caso de modelos acoplados, éstos simulan las circulaciones de ambos, océano y atmósfera, de modo que variaciones en la circulación de una de las componentes pueden impactar en la de la otra y viceversa. En aquellos que son puramente atmosféricos, en tanto, la componente oceánica es prescripta (es decir, al modelo se le “informa” cuál es la condición del océano subyacente). Estos últimos son más económicos a nivel computacional pero su principal desventaja es que no permiten que la circulación de la atmósfera repercuta en la del océano, lo cual debería dar lugar a priori a una representación más pobre de la componente oceánica y por consiguiente a una degradación de la representación del sistema climático. En todos los casos se busca que los MCG puedan simular lo más adecuadamente posible las variaciones climáticas

tanto por factores naturales (actividad volcánica, factores astronómicos, etcétera) como antrópicos (aumento de la concentración de aerosoles y de gases de efecto invernadero en la atmósfera, variaciones en el uso de suelo, y otros).

Con motivo de la confección del informe más reciente del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC; Solomon et al., 2007), los principales centros mundiales de investigación en climatología llevaron a cabo una gran cantidad de simulaciones climáticas para períodos de tiempo largos, de más de 100 años. La primera fase de esas simulaciones consistió en simular las condiciones observadas durante el siglo XX, mientras que en una segunda etapa se confeccionaron experimentos de cambio climático. Las simulaciones del clima futuro se efectuaron en base a escenarios socio-económicos confeccionados previamente que caracterizan las posibles variaciones futuras en la concentración de gases de efecto invernadero debido a cambios tanto en la sociedad (aumento o disminución de la población mundial) como en la economía y en las fuentes de energía. Estos escenarios pueden dividirse en dos grandes grupos: “A” y “B”. Los escenarios A son aquellos que suponen un futuro caracterizado por un rápido crecimiento económico mundial y son, por ende, los asociados a los aumentos más marcados en las concentraciones de gases de efecto invernadero debido a que las mejoras económicas se darían en base al empleo de fuentes de energía contaminantes (es decir, aquellas que incrementan las concentraciones de gases en la atmósfera). Por el otro lado los escenarios B suponen un mundo más ecológico, determinando así una concentración menor de esos gases. El incremento de gases de efecto invernadero aumenta la magnitud del forzante radiativo al cerrar parte de la ventana atmosférica (a través de la cual la radiación de onda larga emitida por la Tierra se escapa al espacio exterior) dando lugar a un calentamiento de la superficie terrestre. De este modo los escenarios A son los que simulan los aumentos más marcados en la temperatura media global mientras que los B prevén cambios más moderados (Solomon et al., 2007).

La posibilidad de contar con escenarios climáticos futuros es de gran utilidad para poder hacer inferencias sobre cambios en una gran cantidad de variables, desde las relacionadas con las actividades agrícola-ganaderas hasta aquellas asociadas con la variabilidad hídrica y el riesgo de eventos extremos de temperatura y precipitación, entre muchos otros. En ese sentido, en la literatura se ha llevado adelante recientemente

una gran cantidad de trabajos basados en simulaciones provistas por MCG del clima presente y futuro. Algunos de estos trabajos analizan la habilidad de esos modelos para simular las condiciones actuales observadas (estudios de diagnóstico) y otros se centran en la parte de cambios a futuro (estudios de proyecciones). Dentro de los estudios de diagnóstico y sobre Sudamérica en particular, Vera y Silvestri (2009) analizaron la variabilidad de la precipitación en los MCG y cómo ellos representan algunos modos de variabilidad climática del Hemisferio Sur (HS) como el Modo Anular del Sur (SAM) y El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), en tanto que Gulizia et al. (2009) relacionaron los errores en la precipitación en los MCG con la manera en que los mismos simulan los flujos de humedad y Saurral (2010) estudió cómo los errores en precipitación y temperatura en un conjunto de cinco MCG repercuten en cómo simulan el ciclo hidrológico de los principales ríos de la cuenca del Plata (el Paraná, Paraguay, Uruguay e Iguazú). Entre los estudios de proyecciones climáticas sobre la región de Sudamérica, Vera et al. (2006) cuantificaron los cambios proyectados en la precipitación estacional para fines del siglo XXI empleando las salidas de varios MCG incluidos en el conjunto de simulaciones del World Climate Research Programme (WCRP)/Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3). Más recientemente Menéndez y Carril (2010) analizaron los potenciales cambios futuros en índices de extremos climáticos sobre Sudamérica y regiones oceánicas próximas al continente antártico y su relación con el SAM.

Los errores que presentan los MCG para simular variables como la precipitación y la temperatura en el clima presente tienen indudablemente impacto en las inferencias que de esos escenarios puede hacerse sobre el futuro de los caudales y del ciclo hidrológico en general. Estos errores tienen una componente sistemática (por ejemplo, si en un modelo dado se observa que todos los eneros son más cálidos que lo observado) y una componente no-sistemática y aleatoria. Una parte de esos errores puede removerse mediante la aplicación de métodos estadísticos (corrección de valores medios, desvíos estándar, etcétera) o de métodos dinámicos. El método dinámico más difundido consiste en realizar simulaciones con un modelo climático regional (MCR) anidado en uno global, de menor resolución. Esto tiene la ventaja de poder aumentar la resolución horizontal-vertical-temporal sobre una dada región de interés sin la necesidad de simular la circulación de todo el planeta, ahorrando así recursos computacionales

mientras se incrementa el grado de detalle de las simulaciones. Esto es útil por ejemplo en regiones que presentan topografía compleja, ya que el empleo de modelos en alta resolución permite simular con más precisión las zonas montañosas, los valles, etcétera, y por ende también las circulaciones asociadas a dicha topografía. Por el contrario si los errores de los MCG no se deben a factores locales sino que están determinados por cómo los mismos representan la circulación y el clima global, entonces el empleo de MCR no dará lugar a mejoras significativas. En este caso la alternativa más adecuada es buscar mejorar las simulaciones globales llevadas a cabo con los MCG para así mejorar la representación del clima sobre una dada región de interés.

La mayoría de los trabajos científicos llevados adelante a nivel global que se basan en la validación de simulaciones de MCG y MCR incluyen una descripción de los errores que se observan en la circulación y en las variables analizadas, sin adentrarse en las causas que los explican. Esto ocurre porque a la hora de llevar adelante esos trabajos se dispone de datos provenientes de simulaciones de varios modelos sobre los cuales realizar comparaciones pero no se cuenta con la posibilidad de efectuar simulaciones variando parámetros físicos/dinámicos para estudiar la sensibilidad de cada modelo a dichos cambios, entre los cuales se podrían contar variaciones en la topografía, en la resolución horizontal y vertical, el modo en que los modelos representan el hielo marino, el empleo de determinados esquemas convectivos, etcétera.

1.2. Objetivos de la tesis

Esta tesis tiene dos objetivos principales: el primero consiste en *caracterizar los errores en la climatología derivada de un conjunto de MCG y evaluar en qué medida los mismos se trasladan a la representación de la hidrología superficial de la cuenca del Plata*, en tanto que el segundo busca *determinar la relevancia de diferentes mecanismos físicos y/o dinámicos en la explicación de los errores observados en las simulaciones de precipitación provistas por MCG sobre esta región*.

Entre los objetivos secundarios se encuentran:

- ◆ Cuantificar las mejoras que se obtienen en las simulaciones hidrológicas al aplicar esquemas estadísticos de remoción de errores sistemáticos sobre los datos provistos por los MCG.

- ◆ En base a la realización de simulaciones climáticas con un modelo atmosférico global, identificar el impacto que tiene el aumento de la resolución espacial en la calidad de las simulaciones de precipitación.
- ◆ Estudiar las variaciones obtenidas al modificar el campo de temperatura de superficie del mar en regiones particulares de interés sobre las simulaciones de precipitación en el modelo global.
- ◆ Analizar en qué medida la correcta ubicación y representación de los Andes determina la calidad de las simulaciones de los flujos de humedad y la circulación de capas bajas sobre Sudamérica y la precipitación asociada.
- ◆ Determinar el rol que tiene la elección del esquema de parametrización de la convección en las simulaciones del clima global y cómo esto repercute en la manera en que el modelo representa el clima de Sudamérica, analizando posibles cambios y cuantificando las mejoras en la representación de la precipitación.

1.3. Estructura de la tesis

La tesis se organiza de la siguiente manera: el Capítulo 2 se centra en la componente hídrica del sistema climático y analiza la hidrología superficial observada de la cuenca del Plata como así también los resultados obtenidos de simulaciones llevadas a cabo con un modelo distribuido forzado con datos meteorológicos observados y derivados de simulaciones de un conjunto de MCG. En el Capítulo 3 se busca caracterizar los errores que dominan las simulaciones hidrológicas obtenidas con los MCG del Capítulo 2 mediante una evaluación de los principales aspectos de la climatología de Sudamérica y del HS. En el Capítulo 4 se presentan dos posibles métodos estadísticos para corregir las simulaciones de los MCG como paso previo a emplearlas para forzar el modelo hidrológico y se cuantifican las mejoras encontradas respecto a las simulaciones del Capítulo 2. El Capítulo 5 incluye los resultados de experimentos llevados a cabo empleando un MCG, tanto para el clima presente como para el simulado al variar parámetros físicos y dinámicos específicos. Finalmente en el Capítulo 6 se presenta una discusión de lo encontrado en los capítulos precedentes y las conclusiones del trabajo de tesis.

Referencias

- Barros, V. R., M. H. Gonzalez, B. Liebmann, e I. Camilloni, 2000: Influence of the South Atlantic Convergente Zone and South Atlantic sea surface temperatura on interannual summer rainfall variability in southeastern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 123-133.
- Berbery, E. H., and V. R. Barros, 2002: The hydrologic cycle of the La Plata Basin in South America. *J. Hydrometeor.*, **3**, 630-645.
- Camilloni, I. A., y V. R. Barros, 2000: The Paraná River response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. *J. Hydrometeor.*, **1**, 412-430.
- Doyle, M. E., y V. R. Barros, 2011: Attribution of the river flow growth in the Plata Basin. *Int. J. Climatol.*, **31**, doi: 10.1002/joc.2228.
- _____, R. I. Saurral, y V. R. Barros, 2011: Trends in the distributions of monthly aggregated precipitation over the La Plata Basin. *Int. J. Climatol.*, doi: 10.1002/joc.2429.
- García, N., y W. M. Vargas, 1998: The temporal climatic variability in the 'Río de la Plata' basin displayed by the river discharges. *Clim. Change*, **38**, 359-379.
- Genta, J. L., G. Pérez-Iribarren, y C. R. Mechoso, 1998: A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. *J. Climate*, **11**, 2858-2862.
- Grimm, A. M., V. R. Barros, y M. E. Doyle, 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, **13**, 35-58.
- Gulizia, C. N., I. A. Camilloni, y M. E. Doyle, 2009: Representation of precipitation and moisture transport in southern South America in the WCRP CMIP3 multi-model dataset. *Proc. 9th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Melbourne, Australia.
- Kodama, Y. M., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part-I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 813-835.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, y J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, **12**, 1977-1991.
- Mechoso, C. R., y G. Pérez Iribarren, 1992: Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 1535-1539.

- Medvigy, D., R. L. Walko, y R. Avissar, 2011: Effects of deforestation on spatiotemporal distributions of precipitation in South America. *J. Climate*, **24**, 2147–2163.
- Menéndez, C. G., y A. F. Carril, 2010: Potential changes in extremes and links with the Southern Annual Mode as simulated by a multi-model ensemble. *Clim. Dyn.*, **98**, 359-377.
- Nogués-Paegle, J., y K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.
- Organización de las Naciones Unidas, 2009: World Urbanization Prospects: 2009 revision. Disponible online en <http://esa.un.org/wup2009/unup/index.asp?panel=2>.
- Robertson, A. W., y C. R. Mechoso, 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *J. Climate*, **11**, 2570–2581.
- Saurral, R. I., V. R. Barros, and D. P. Lettenmaier, 2008: Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L12401, doi: 10.1029/2008GL033707.
- _____, 2010: The hydrologic cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. *J. Hydrometeor.*, **5**, 1083-1102.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. L. Miller Jr., and Z. Chen, Eds., 2007: *Climate Change 2007: The Physical Sciences Basis*. Cambridge University Press, 996 pp.
- Tucci, C. E., 2003: Variabilidade climática e o uso do solo na bacia brasileira do Prata. En: *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*, 163-242. Editores: C. Tucci y B. Braga. Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 348 pp.
- Vera, C., G. Silvestri, B. Liebmann, y P. González, 2006: Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2006GL025759.
- Vera, C. S., y G. Silvestri, 2009: Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. *Clim. Dyn.*, **32**, 1003-1014.

Capítulo 2:

**La hidrología
superficial de la
cuenca del Plata**

Este capítulo presenta un análisis de la hidrología superficial de la cuenca del Plata a partir de los caudales observados. También se muestran los resultados de experimentos realizados con un modelo hidrológico distribuido, al cual se lo forzó con datos meteorológicos observados y obtenidos de simulaciones de un conjunto de MCG y se muestra un análisis de las diferencias y del impacto de los errores en las simulaciones climáticas sobre la componente hidrológica.

2.1. Datos y metodologías

El análisis de la hidrología superficial que se presenta en este capítulo se basa en el período comprendido entre 1990 y 1999, elegido debido a que el modelo hidrológico empleado para realizar simulaciones requiere observaciones diarias de temperatura y precipitación cuya densidad espacio-temporal resulta máxima en ese lapso. El modelo hidrológico empleado es el VIC y el mismo fue utilizado para simular los caudales de los ríos Iguazú, Paraguay, Paraná y Uruguay utilizando como datos de entrada información meteorológica observada y obtenida de experimentos provenientes de un conjunto de MCG.

2.1.1. El modelo hidrológico VIC

En este trabajo se utiliza el modelo hidrológico distribuido VIC (*Variable Infiltration Capacity*), el cual fue desarrollado a comienzos y mediado de los '90 en Estados Unidos (Liang et al., 1994,1996; Nijssen et al., 1997) y utilizado desde entonces en estudios hidrológicos sobre numerosas cuencas alrededor del mundo. Cherkauer y Lettenmaier (1999) lo emplearon para estudiar el impacto de los suelos congelados sobre la hidrología del río Mississippi, en tanto que Hamlet y Lettenmaier (1999) y Leung et al. (1999) lo usaron aplicado a la cuenca del río Columbia. Lohmann et al. (1998), por su parte, lo aplicaron a estudios hidrológicos sobre Alemania. Más recientemente, Bohn et al. (2010) utilizaron el modelo VIC y otros dos modelos hidrológicos para realizar un ensamble de pronósticos de caudales sobre cuencas del oeste de Estados Unidos y estudiar si la media del ensamble provee o no el pronóstico hidrológico más confiable.

El modelo VIC también fue empleado en Sudamérica. Su et al. (2005; 2009) realizaron una primera calibración del modelo sobre los principales ríos de la cuenca del Plata utilizando observaciones de temperatura y viento en superficie y de precipitación, en tanto que Su et al. (2008; 2011) forzaron el modelo con estimaciones de precipitación obtenidas a partir de sensores remotos (en particular, del satélite TRMM) para cuantificar si las estimaciones resultaban lo suficientemente precisas para fines hidrológicos. Saurral et al. (2008) aplicaron el modelo a la cuenca del río Uruguay y estudiaron el impacto que tuvo el cambio de uso de suelo entre la década de 1960 y finales del siglo XX en el caudal medio mensual y diario del río. Montroull (2010) lo aplicó a la región de los esteros del Iberá, en el noreste de Argentina, y analizó la habilidad del modelo para simular los caudales en esa región de poca pendiente y comportamiento hídrico complejo, a la vez que forzó al VIC con datos provenientes de simulaciones de un conjunto de MCR con el fin de determinar el impacto de los errores en las representaciones de los campos de precipitación y de temperatura sobre la hidrología. El modelo VIC considera todas las componentes del ciclo del agua (precipitación, evapotranspiración, escurrimiento superficial y sub-superficial, infiltración, abstracción de la precipitación por parte de la cubierta vegetal, entre varias otras; Fig. 2.1) y realiza un balance tanto hídrico como de energía, es decir, es capaz de descomponer, mediante parametrizaciones, el total de energía recibida en onda corta proveniente desde el sol en términos de calor latente -evapotranspiración- y sensible, dividiendo al suelo en 3 capas. Para realizar las simulaciones en primer lugar se determina el dominio de la cuenca elegida y luego se elige la resolución horizontal con la cual se trabajará. Para este modelo la separación entre puntos de retícula puede variar entre 2° como máximo y $0,125^\circ$ como mínimo. Las salidas incluyen datos medios diarios de escurrimiento total en cada punto de retícula, razón por la cual luego del VIC se debe utilizar un esquema de ruteo que, conociendo la topografía de la cuenca, integra los escurrimientos generados en cada punto de retícula de modo de simular la distribución de los ríos presentes sobre la cuenca (Fig. 2.2). El modelo de ruteo finalmente brinda valores de caudales simulados en puntos de cierre seleccionados a nivel medio diario, mensual y anual.

Como datos de entrada al modelo para llevar a cabo las simulaciones se requiere en primer lugar de información de tipo y de uso de suelo sobre la cuenca de interés.

Además se requiere información meteorológica a nivel diario de algunas de las variables listadas en la Tabla 2.1, dentro de las cuales debe estar la precipitación diaria. También, y como ya se dijo previamente, se necesita información de altura del terreno para emplear en el modelo de ruteo de los caudales. La característica de *distribuido* de este modelo radica en que cada punto de retícula puede a su vez ser sub-dividido en varias partes de modo que se puede determinar la proporción de los distintos tipos de cobertura vegetal (por ejemplo, un punto de retícula puede estar caracterizado por un 45% de selva, un 35% de pradera y un 20% de suelo desnudo; Fig. 2.3).

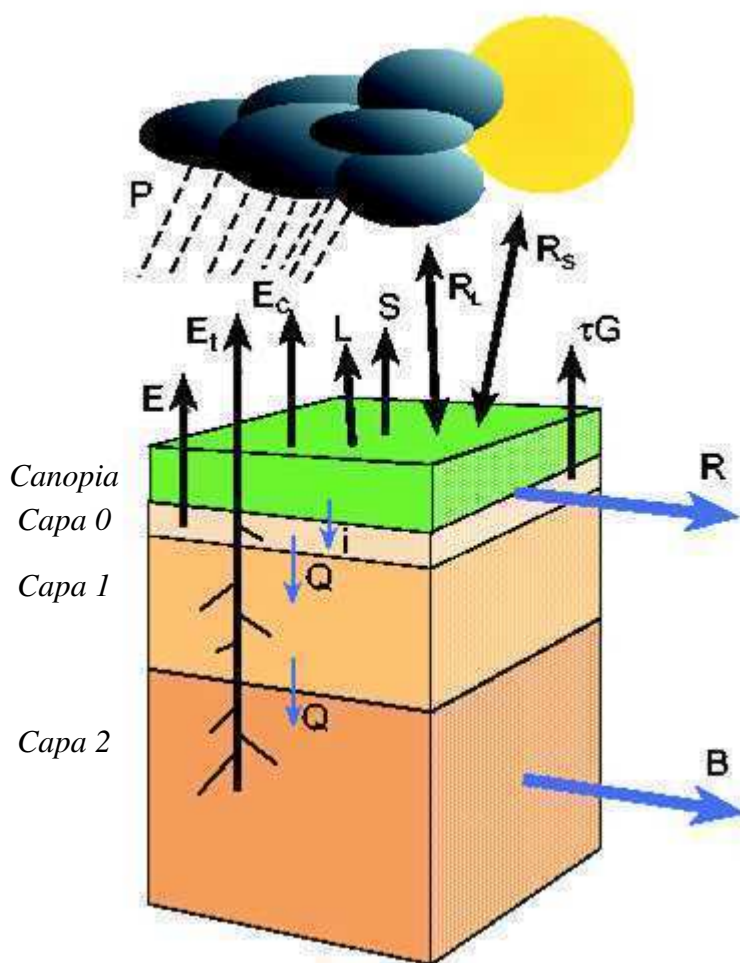


Fig. 2.1. Esquema conceptual de las componentes del ciclo hidrológico consideradas en el balance que efectúa el modelo VIC. Las variables cuyos nombres comienzan con *E* se asocian con procesos de evapotranspiración, *L* y *S* indican los flujos de calor latente y sensible, respectivamente, *R_L*, *R_s* y *tG* representan flujos radiativos y de calor, *R* y *B* simbolizan el escurrimiento superficial y el flujo base, *i* indica infiltración y *Q*, percolación.

Las simulaciones hidrológicas se llevan a cabo sobre todo el dominio de la cuenca del Plata con una resolución horizontal de 0,125°, determinando un total de 18641 puntos de retícula. Se emplean datos de tipo de suelo obtenidos del FAO Soil Map of the World (disponible en <http://www.fao.org/geonetwork/srv/en/metadata.showid=14116>) y datos de cubierta vegetal derivados de la clasificación realizada en base a información

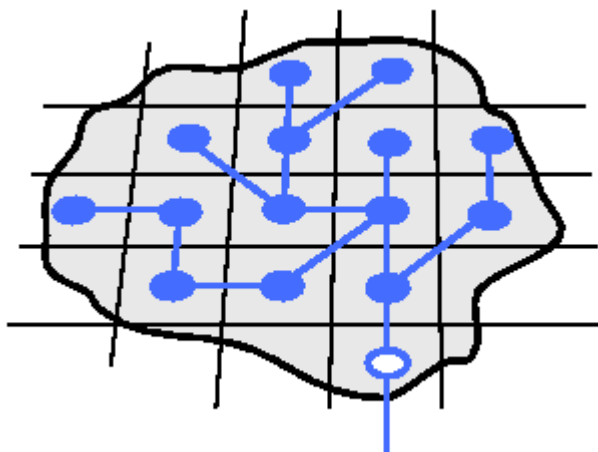


Fig. 2.2. Esquema del modelo de ruteo empleado sobre las salidas del modelo VIC. El círculo blanco representa el punto de cierre mientras que los puntos azules representan los puntos de retícula incluidos en la cuenca y las líneas azules, la dirección que seguirá el escurrimiento generado en cada uno de ellos.

Tabla 2.1. Variables meteorológicas que pueden seleccionarse como forzantes para las simulaciones hidrológicas.

Variable	Unidades
Temperatura media diaria	°C
Albedo de superficie	%
Densidad del aire	kg m ⁻³
Precipitación	mm
Presión atmosférica	kPa
Radiación de onda corta	W m ⁻²
Temperatura máxima diaria	°C
Temperatura mínima diaria	°C
Presión de vapor	kPa
Velocidad del viento	m s ⁻¹

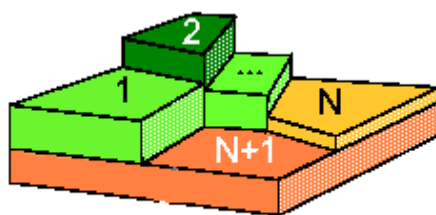


Fig. 2.3. Esquema conceptual de un punto de red dividido en $N+1$ categorías en base a la cantidad de tipos de cubierta vegetal que se registren en ese punto.

satelital por Hansen et al. (2000). La información de altura del terreno se obtuvo de GLOBE (Global Land One-Kilometer Base Elevation; Hastings et al., 1999). Dado que la resolución horizontal de los distintos conjuntos de datos es variable, la información tanto de tipo como de uso de suelo es llevada a la resolución de $0,125^\circ$ elegida para realizar las simulaciones empleando el método de *kriging*. Existen tres modos posibles que pueden elegirse para realizar las simulaciones con el modelo VIC: *Balance hídrico*, *Balance energético* y *Suelo congelado*. En el primer caso, el modelo realiza un balance entre las distintas componentes del ciclo hidrológico pero no considera un balance energético, de modo que en cada paso de tiempo considera que las temperaturas del suelo y la del aire son iguales. Así, este modo es el que requiere la menor capacidad computacional. El modo de Balance energético también realiza el balance de la componente agua a través de todo el ciclo y sus componentes pero además realiza un cierre sobre los flujos radiativos. El modo de Suelo congelado, en tanto, es el más costoso computacionalmente porque no sólo realiza un balance hídrico y energético, sino que además considera las capas de suelo que pueden congelarse y de ese modo es capaz de simular las variaciones en el permafrost y en los flujos de agua asociados. En este trabajo se emplea el modo de Balance hídrico.

2.1.2. Datos hidrológicos y meteorológicos

Para la descripción de la hidrología superficial de la cuenca del Plata se consideran los ríos y puntos de cierre que aparecen listados en la Tabla 2.2. Las observaciones de caudales en esos puntos fueron obtenidas de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de Argentina (en el caso de las estaciones Posadas en el río Paraná y Paso de los Libres y Salto Grande en el río Uruguay), del Operador Nacional de Sistema Eléctrico (ONS) de

Brasil en el caso de Salto Caxias en el río Iguazú y Jupiá en el Paraná, y de mediciones realizadas a mediados de la década del '90 en Ladario (río Paraguay) para analizar la navegabilidad de los ríos Paraguay y Paraná (Hidroservice-Louis Berger-EIH, 1996). Todas las estaciones fluviales cuentan con datos mensuales en el período considerado excepto Ladario, de la que no se dispone de datos durante el año 1999.

Tabla 2.2. Estaciones fluviométricas consideradas en este capítulo. Se señala el río sobre la que se ubica cada una así como también su posición geográfica.

Estación	Río	Latitud	Longitud
Salto Grande	Uruguay	32,3°S	61,0°S
Paso de los Libres	Uruguay	28,7°S	62,2°S
Jupiá	Paraná	20,8°S	51,1°S
Posadas	Paraná	27,4°S	55,4°S
Ladario	Paraguay	19,0°S	57,0°S
Salto Caxias	Iguazú	24,5°S	55,2°S

Como información meteorológica de entrada para realizar las simulaciones del ciclo del agua con el modelo VIC se utilizan datos diarios de temperatura mínima, temperatura máxima y precipitación sobre la región de la cuenca del Plata. La distribución de estaciones con datos de temperatura mínima/máxima y de precipitación se muestran en las Figs. 2.4 y 2.5, respectivamente. Al igual que en el caso de los datos de tipo de suelo y de vegetación, la información meteorológica también es llevada a una retícula regular de 0,125° x 0,125° empleando el método de interpolación de *kriging*. Como paso previo se realizó un control de calidad básico a los datos de modo de eliminar potenciales errores en los forzantes del modelo hidrológico. Este control de calidad varía en función de la variable en cuestión: en el caso de la precipitación diaria, se excluyen aquellos datos superiores a los 500 mm en un día por considerarlos erróneos. En cuanto a la temperatura, sólo se consideran aceptables aquellos días en los que la temperatura mínima resulta menor o igual a la temperatura máxima. También se rechazan aquellos días con temperaturas mínimas por debajo de -10°C y con temperaturas máximas por encima de 48°C, en ambos casos por ser considerados como de ocurrencia poco probable dentro de la región considerada.

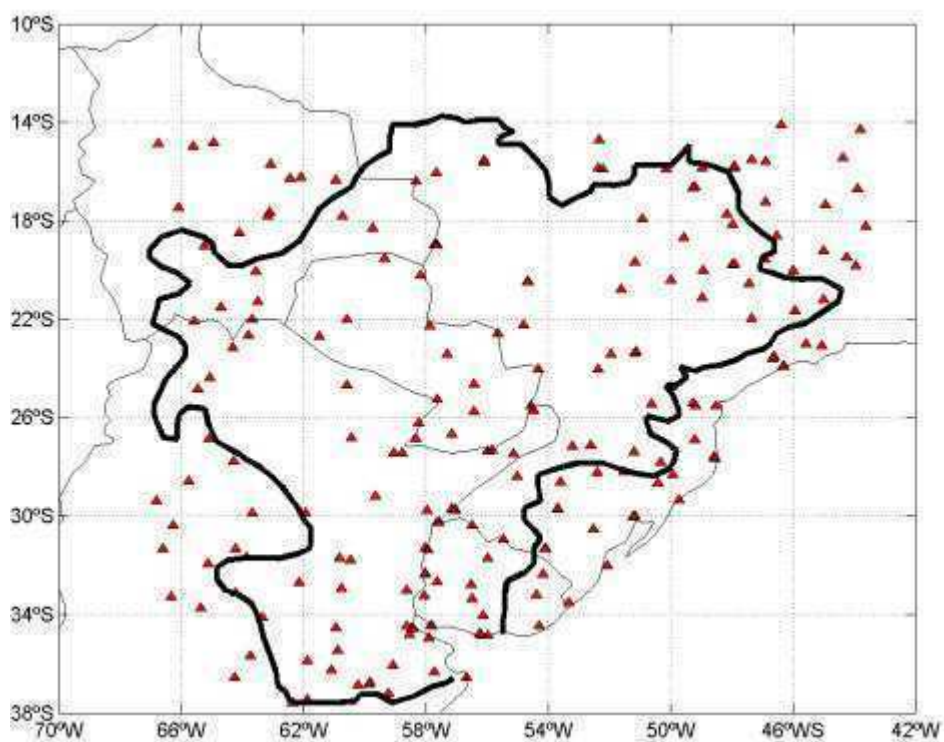


Fig. 2.4. Ubicación de los puntos de donde se dispuso de datos diarios de temperatura mínima y máxima.

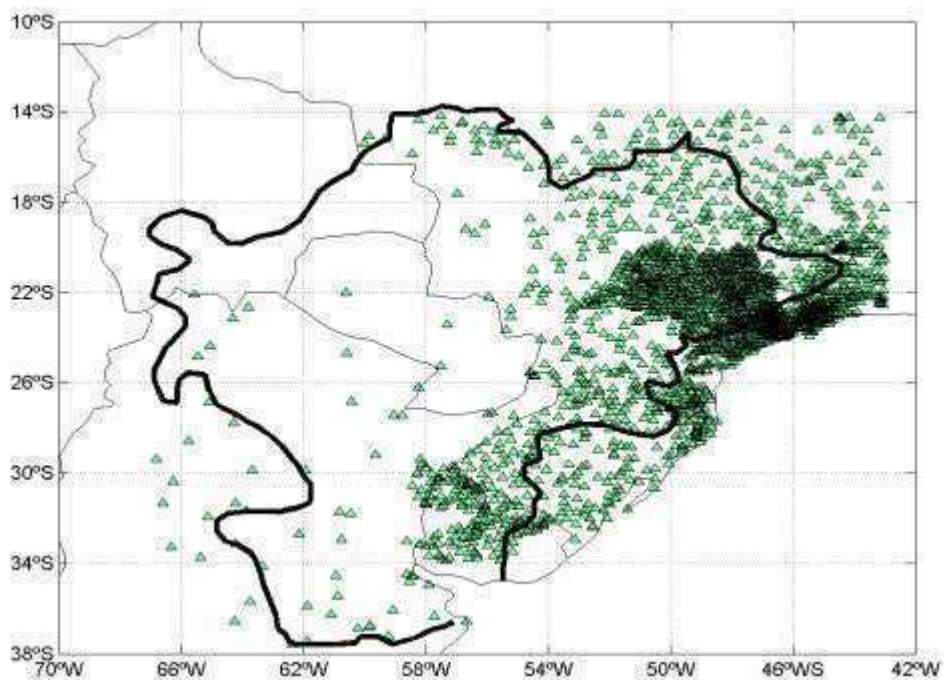


Fig. 2.5. Ubicación de los puntos de donde se dispuso de datos diarios de precipitación.

2.1.3. Datos de modelos climáticos globales

El modelo hidrológico también es forzado con información proveniente de simulaciones de MCG. Los MCG considerados en este capítulo son cinco: CGCM3.1-T47, CNRM-CM3, ECHAM5/MPI-OM, GFDL-CM2.0 y GISS-AOM, todos incluidos en el conjunto de simulaciones del WCRP/CMIP3 y disponibles *online* en <https://esg.llnl.gov:8443/index.jsp>. En la Tabla 2.3 se incluye información sobre el país de origen así como de la resolución espacial de los MCG. Como se mencionó previamente, para llevar a cabo simulaciones hidrológicas con el modelo distribuido

Tabla 2.3. País de procedencia y resolución horizontal y vertical de los MCG empleados en este capítulo. NV representa la cantidad de niveles verticales.

MCG	País	Resolución atmósfera
CGCM3.1-T47	Canadá	T47 (2,8°x2,8°) NV= 31
CNRM-CM3	Francia	T63 (1,9°x1,9°) NV= 45
ECHAM5/ MPI-OM	Alemania	T63 (1,9°x1,9°) NV= 31
GFDL-CM2.0	Estados Unidos	2,0°x2,5° NV= 24
GISS-AOM	Estados Unidos	3°x4° NV= 12

VIC se requiere información meteorológica a nivel diario. La disponibilidad de datos diarios provenientes de MCG es menor que la de datos a nivel mensual, y por lo tanto en el presente trabajo de tesis se utilizan los cinco MCG del conjunto WCRP/CMIP3 de los que se pudo disponer de información a escala diaria en el período de estudio. En todos los casos se consideran las mismas variables que en las observaciones: temperatura mínima y máxima y precipitación diarias. Al igual que como se trabaja con los datos observados y dado que la resolución horizontal de los MCG es distinta a la requerida para llevar a cabo las simulaciones hidrológicas, todos los datos diarios de las

variables meteorológicas son convertidos a una retícula regular de la misma resolución empleada en el modelo VIC empleando el método de *kriging*.

2.2. Calibración y validación de las simulaciones hidrológicas empleando observaciones

El modelo hidrológico provee datos diarios, medios mensuales y anuales de caudales sobre los puntos de cierre elegidos. La validación de las simulaciones consiste en el cálculo de estadísticos que determine cuán “similares” son esos caudales simulados a los observados. Los estadísticos empleados en este trabajo son el coeficiente de determinación R^2 , el bias, el coeficiente NSE propuesto por Nash y Sutcliffe (1970) y el error cuadrático medio normalizado (NRMSE). Los mismos se definen a continuación.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - \overline{Q^{SIM}}) \cdot (Q_i^{OBS} - \overline{Q^{OBS}})}{\frac{1}{(n-1)} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - \overline{Q^{SIM}})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i^{OBS} - \overline{Q^{OBS}})^2}} \quad (2.1)$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - Q_i^{OBS})}{\sum_{i=1}^n Q_i^{OBS}} \cdot 100\% \quad (2.2)$$

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - Q_i^{OBS})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{OBS} - \overline{Q^{OBS}})^2} \right] \quad (2.3)$$

$$NRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{OBS} - Q_i^{SIM})^2}{n}} \bigg/ \frac{\sum_{i=1}^n Q_i^{OBS}}{n} \quad (2.4)$$

En todos los casos, Q^{SIM} representa al caudal simulado y Q^{OBS} , al observado. El NSE es una medida de la calidad de las simulaciones cuyo valor máximo es 1 y que se obtiene cuando el modelo, para cada tiempo i , simula caudales de magnitud igual a la de los observados. En trabajos previos se determinó que valores del índice superiores a 0,5 son indicativos de un buen ajuste (Santhi et al., 2001).

Todo modelo hidrológico requiere de una etapa de calibración en la cual se ajustan parámetros de manera tal de mejorar la representación del ciclo hidrológico y buscar así que los caudales simulados sean lo más similares posibles a los observados. Esto se puede hacer ajustando directamente el modelo VIC y el modo en que representa el balance hídrico (y eventualmente de energía) y/o el modelo de ruteo. La calibración del modelo VIC se realiza ajustando parámetros relacionados en particular con las características del suelo. Uno de los parámetros a los que el modelo es más sensible es el parámetro b , asociado con la capacidad de infiltración del suelo: valores más grandes de b determina menos infiltración, dando lugar así a un mayor escurrimiento superficial. Otro de los parámetros que usualmente pueden modificarse para mejorar los resultados del modelado hidrológico es el espesor de cada una de las capas de suelo: capas de mayor espesor determinan una mayor pérdida de agua por evapotranspiración, determinando así una disminución en el escurrimiento superficial. En cuanto al modelo de ruteo, el parámetro más sensible y que suele ser modificado para mejorar las simulaciones es la velocidad superficial del agua. Este valor no es determinado por el modelo, sino que debe ser fijado por el usuario: a mayores valores de velocidad superficial, menor el desfase entre el pico de generación de escurrimiento aguas arriba del punto de cierre y el máximo de caudal sobre el punto de cierre. A modo de ejemplo, en el caso de los puntos de cierre considerados en este trabajo se encontró que en el caso del río Uruguay en Salto Grande el valor acorde de velocidad superficial del agua es de 1 m s^{-1} , en tanto que sobre el río Paraguay en Ladario (donde las aguas son mucho más lentas y existe un gran desfase entre el máximo de precipitación y el máximo de caudal, del orden de los 3 a 4 meses; Barros et al., 2004) el valor de velocidad más apropiado resultó de $0,05 \text{ m s}^{-1}$. En este trabajo, para realizar la calibración del modelo sobre las diferentes subcuencas se ajustan los parámetros b en el caso del modelo VIC y el de velocidad superficial en el caso del de ruteo.

En la Tabla 2.4 se indican los resultados de los estadísticos obtenidos luego de la etapa de calibración del modelo. El río Uruguay es el que presenta los mejores resultados, con valores de coeficiente de determinación del orden de 0,95 y valores de NSE de entre 0,9 y 1. El río Paraná, en tanto, está bien representado en su parte alta (Jupíá) con R^2 superior a 0,8 y NSE por encima de 0,5 considerado como umbral mínimo de aceptación de una buena calibración. Sin embargo, en Posadas los valores de los estadísticos caen notablemente, incluso llevando al parámetro NSE a ser inferior a 0 e indicando la gran disparidad entre los caudales mensuales simulados y observados. Puede verse que el río Iguazú, que confluye con el Paraná a la altura del noroeste de Misiones, aguas abajo de las Cataratas del Iguazú, presenta valores tanto de NSE como de R^2 que indican un buen ajuste. Si bien el modelo hidrológico es capaz de representar adecuadamente los comportamientos del río Paraná sobre su parte alta y del río Iguazú, las simulaciones sobre Posadas no son aceptables. Esto se debe a la gran cantidad de represas que existen sobre el río Paraná, aguas arriba de Posadas (y aguas debajo de Jupíá), siendo la de Itaipú la más importante de todas. El modelo VIC no es capaz de simular el efecto de represas ni de factores no naturales (como la extracción antrópica de agua) sobre los caudales, dando lugar entonces a las diferencias encontradas en las simulaciones respecto a los valores observados.

Tabla 2.4. Caudal medio observado (Q^{OBS}) y simulado (Q^{SIM}) y resultado de los estadísticos obtenidos luego de la etapa de calibración del modelo VIC.

	$Q^{OBS} (m^3 s^{-1})$	$Q^{SIM} (m^3 s^{-1})$	R^2	Bias	NSE
Jupíá	6614	7161	0,8127	7,9568	0,5634
Posadas	15598	15202	0,4633	-1,4761	<0
Salto Caxias	1912	1825	0,8546	-4,5589	0,7082
Ladario	1442	2051	0,1164	42,5333	<0
Paso de los Libres	4972	4840	0,9541	-2,7006	0,9302
Concordia	5692	6114	0,9497	6,6872	0,9240

El río Paraguay en Ladario, por su parte, es el que presenta los mayores valores de bias. Asimismo los valores de R^2 y de NSE indican un ajuste muy pobre a los caudales

observados. La razón de esto es que la cuenca del río Paraguay tiene una pendiente extremadamente pequeña. Aguas arriba de Ladario, la región es básicamente una hondonada que va gradualmente llenándose a agua durante la época de lluvias (octubre a marzo) y, una vez llena, comienza a desbordar, dando lugar a un aumento del caudal del río a la salida de la hondonada (Lacerda de Almeida y Barros, 1998). El modelo VIC presenta dificultades para simular cuencas de escasa pendiente. Una nueva versión del modelo disponible recientemente posee un esquema de lagos y esteros que podría mejorar las simulaciones sobre este tipo de cuencas, pero no ha sido aún aplicada sobre la región. Su utilización será parte del trabajo futuro posterior a esta tesis.

En la Fig. 2.6 se muestra la onda anual del caudal simulado y observado (enero a diciembre) para los seis puntos de cierre considerados. También se presentan la onda anual de precipitación y la de temperatura media sobre la subcuenca en cuestión, las cuales son obtenidas promediando los datos tanto de precipitación como de temperatura de todos los puntos de retícula presentes en cada subcuenca (2531 contenidos en la subcuenca con punto de cierre en Jupiá, 4972 hasta Posadas, 222 hasta Salto Caxias, 1362 hasta Ladario, 1094 hasta Paso de los Libres y 1437 hasta Salto Grande). Sobre el río Paraná (Figs. 2.6a y 2.6b) se aprecia un buen ajuste del modelo en los caudales medidos en Jupiá, con una ligera sobreestimación durante la época cálida (especialmente en los meses de febrero y marzo), en tanto que sobre Posadas el modelo sobreestima los caudales del verano y subestima los del invierno. Como puede verse de las marchas de precipitación en ambas subcuencas, las dos presentan regímenes pluviales muy similares, con una marcada estacionalidad de la lluvia caracterizada por un máximo en los meses de verano y un mínimo durante la estación fría. Los caudales observados, en tanto, difieren entre una subcuenca y la otra. Esto está asociado con la retención de agua que llevan a cabo las represas aguas arriba de Posadas, cerrando parcialmente sus compuertas durante el verano (para evitar que la gran cantidad de agua generada por las lluvias siga su curso río abajo) y abriéndolas durante el invierno, cuando las lluvias son menores. Esto se hace no sólo para asegurar la provisión de agua potable para el consumo sino también para la generación de hidroelectricidad, en especial en la represa de Itaipú. Esto sugiere que si las represas no existieran, la onda anual de caudales en Posadas sería más parecida a la representada por el modelo

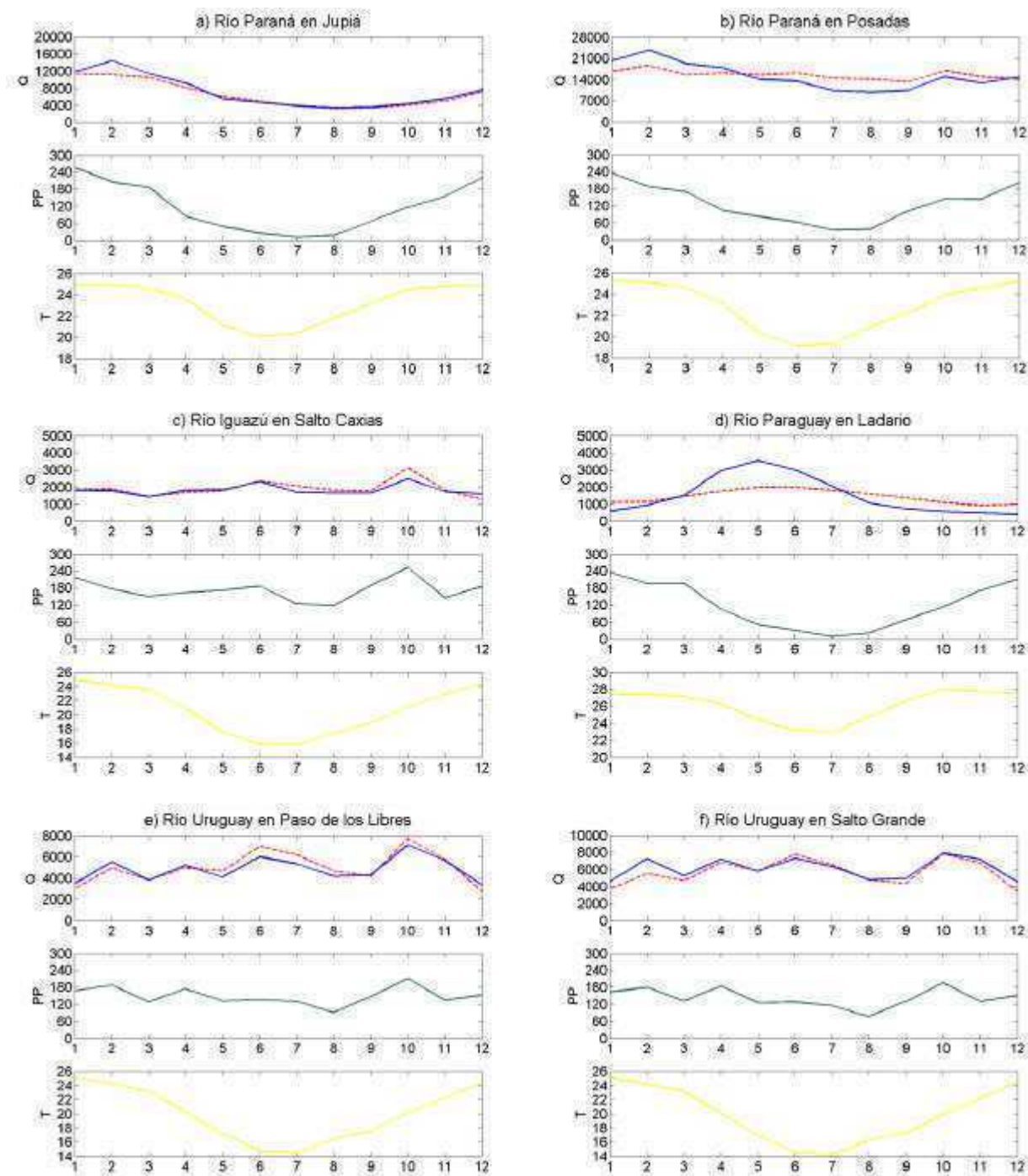


Fig. 2.6. Caudal medio mensual observado (línea roja a trazos) y simulado (línea azul continua, panel superior), onda anual de precipitación media mensual (línea verde continua, panel medio) y onda anual de temperatura media mensual sobre la subcuenca (línea amarilla continua, panel inferior) en a) Jupia en el río Paraná, b) Posadas en el río Paraná, c) Salto Caxias en el río Iguazú, d) Ladario en el río Paraguay, e) Paso de los Libres en el río Uruguay, y f) Salto Grande en el río Uruguay. Las unidades de caudales son $m^3 s^{-1}$, las temperaturas se expresan en $^{\circ}C$ y la precipitación, en mm.

hidrológico. En el caso del río Iguazú (Fig. 2.6c) puede verse que el modelo es muy eficiente en la simulación de los caudales y además puede apreciarse que en esa subcuenca la estacionalidad de la precipitación es prácticamente inexistente: se registran lluvias durante todo el año, con un rango del orden de los 120 mm y un máximo durante la primavera. Esto determina que los caudales del río tampoco presenten una estacionalidad apreciable y eso, sumado a la topografía de la cuenca que da lugar a aguas de rápido desplazamiento, permite que el VIC sea eficiente en la representación de la variabilidad hídrica de la zona. Algo similar ocurre con el río Uruguay, tanto en Paso de los Libres como en Salto Grande (Figs. 2.6e y 2.6f). El comportamiento térmico y pluvial de estas subcuencas es similar al de la cuenca del Iguazú, con escasa estacionalidad en la precipitación y en los caudales y variaciones intermensuales apreciables sólo en la variable temperatura media (con veranos cálidos e inviernos frescos/fríos). Nuevamente allí el modelo VIC es capaz de reproducir adecuadamente los caudales, con una alta correspondencia entre simulaciones y observaciones. Saurral et al. (2008) mostraron que sobre la cuenca del río Uruguay el modelo VIC representa en forma satisfactoria no sólo los caudales medios mensuales sino también los diarios. El río Paraguay (Fig. 2.6d) presenta una fuerte estacionalidad tanto en precipitación como en temperatura, similar a la del río Paraná. El 50% de la precipitación total anual cae durante el trimestre diciembre-enero-febrero y sólo el 7% lo hace durante los meses de junio-julio-agosto (Berbery y Barros, 2002). En materia de temperaturas esta cuenca es la más cálida de todas, con valores medios de verano del orden de 28°C y en invierno, cercanas a 24°C. En la etapa de calibración la velocidad del flujo superficial se disminuyó a 0,05 m s⁻¹, lo cual permitió que la onda simulada y la observada se pusieran en fase, coincidiendo los meses de máximo y de mínimo caudal. Sin embargo, la magnitud es sobreestimada durante la época del pico de caudal y subestimada en la época de caudales bajos. Esto podría deberse por un lado y como ya se discutió a la topografía de la cuenca y por otro a la escasa distribución de estaciones de precipitación y temperatura sobre esa región del oeste de la cuenca del Plata (Figs. 2.4 y 2.5).

2.3. Simulaciones derivadas de modelos climáticos globales

Los MCG presentan errores tanto sistemáticos como no sistemáticos en la representación de la climatología de la cuenca del Plata, los cuales se analizan en detalle

en el Capítulo 3. Es esperable que esos errores se trasladen a las simulaciones hidrológicas, determinando así una marcada degradación de los resultados.

En la Fig. 2.7 se muestra el ciclo anual sobre Jupíá, en el río Paraná, de los caudales simulados usando las observaciones y empleando las salidas diarias de precipitación, temperatura mínima y temperatura máxima de los cinco MCG considerados. Se muestran las dos simulaciones (y no las simulaciones forzadas por los MCG versus las observaciones) de modo de dejar de lado los errores que tiene el modelo hidrológico para representar el ciclo observado -y que ya fueron discutidos en la sección anterior- y retener sólo los errores asociados a los datos de entrada: en este caso, los datos observados de temperatura y precipitación frente a los datos simulados por los MCG. En la Fig. 2.8 se presenta el ciclo anual de precipitación y temperatura sobre esta cuenca

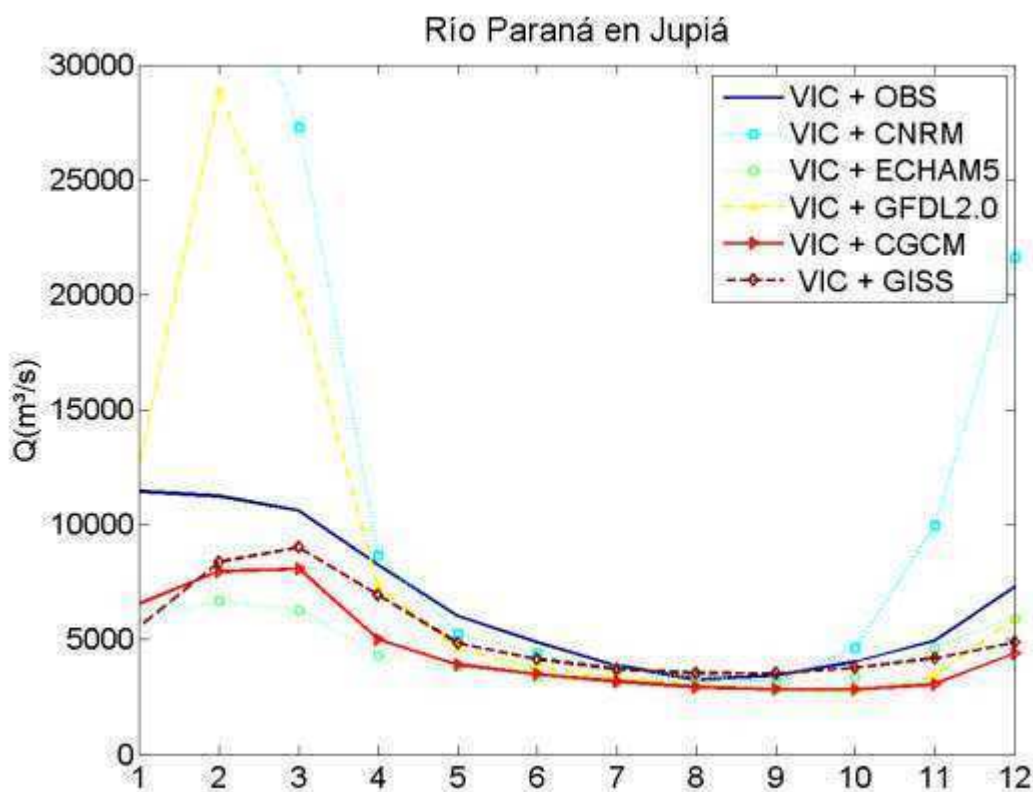


Fig. 2.7. Onda anual del caudal del río Paraná en Jupíá simulado empleando las observaciones (línea azul) y forzando el modelo hidrológico con datos diarios del modelo CNRM-CM3 (línea celeste punteada), del GFDL2.0 (línea amarilla a trazos), GISS-AOM (línea marrón a trazos), CGCM-T47 (línea roja) y ECHAM5 (línea verde).

calculado para cada MCG de modo de asociar los errores en las simulaciones hidrológicas con las sobreestimaciones/subestimaciones de ambas variables y sus correspondientes impactos en los caudales. Se aprecia que en general todos los MCG representan adecuadamente los caudales de invierno, en tanto que las diferencias aparecen durante la época cálida. En ese sentido, dentro de los cinco MCG pueden distinguirse dos grupos: uno caracterizado por una sobreestimación de los caudales de verano (donde se ubican los modelos CNRM-CM3 y GFDL2.0) y otro grupo caracterizado por una ligera subestimación de los caudales (donde se encuentran los modelos GISS-AOM, CGCM-T47 y ECHAM5). La onda anual de lluvia muestra razonablemente los máximos de verano en los modelos CNRM-CM3 y GFDL2.0, con valores de entre 300 y 350 mm por mes durante el período diciembre-febrero y magnitudes menores (del orden de 150-250 mm por mes) en el caso del CGCM3-T47, GISS-AOM y ECHAM5. Durante la época fría todos los MCG simulan lluvias escasas,

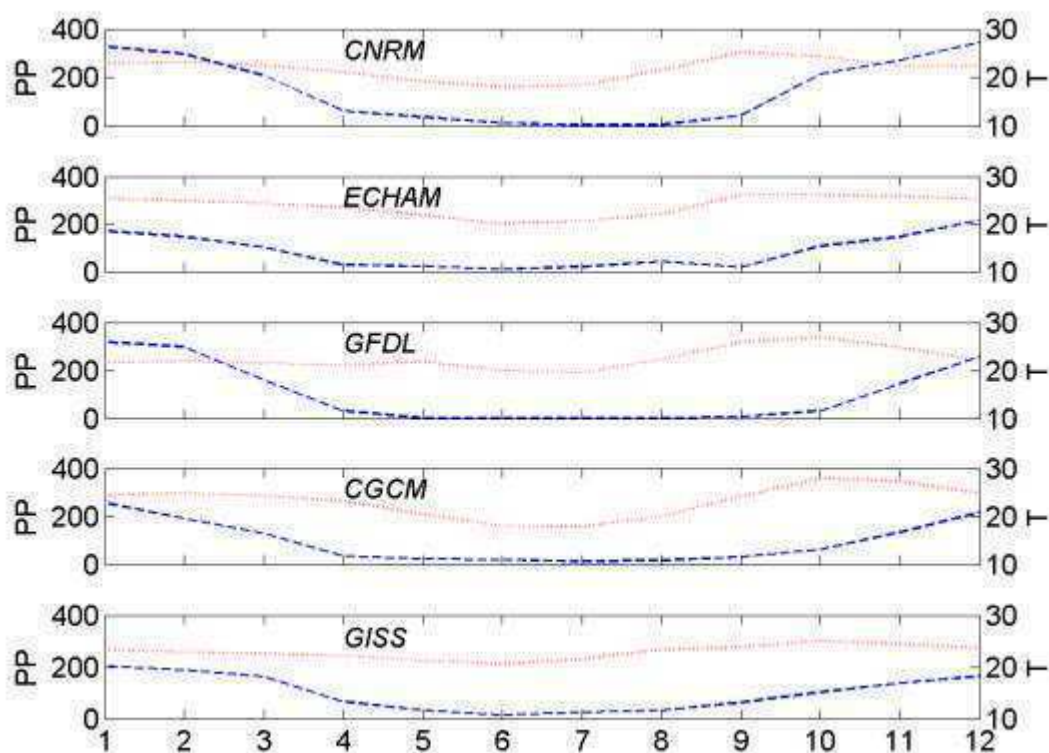


Fig. 2.8. Onda anual de temperatura media (en línea azul a rayas, en °C) y de precipitación media (en línea roja a puntos, en mm mes⁻¹) sobre la cuenca del río Paraná con punto de cierre en Jupιά para los modelos CNRM-CM3, ECHAM5, GFDL2.0, CGCM-T47 y GISS-AOM (desde arriba hacia abajo).

de entre 0 y 50 mm mensuales, y esto determina que las simulaciones de los caudales sean similares entre los diferentes MCG. Hacia finales del invierno y comienzos de la primavera, el modelo CNRM-CM3 simula un rápido y abrupto aumento de las lluvias, llevando la media del mes de octubre a un valor de casi 300 mm, lo cual es prácticamente el doble de lo observado (Fig. 2.6a). En cuanto a la temperatura, los cinco MCG representan adecuadamente la variabilidad intermensual. El modelo GISS-AOM es en particular el que presenta las condiciones más cálidas durante la época invernal, con una temperatura media de entre 21 y 22°C. Sin embargo, y como puede verse de los resultados de las simulaciones de caudales, esto no determina un gran impacto ni en la evapotranspiración ni en la generación de escurrimiento superficial.

En el caso del río Iguazú en Salto Caxias (Fig. 2.9) se observa que los MCG subestiman la magnitud de los caudales del río, incluso simulando menos del 50% del caudal observado en todos los casos excepto en el del modelo ECHAM5, el cual también muestra un patrón de subestimación pero del orden del 35%, por lo que aún así es el más cercano a la realidad. Este modelo es además el único que logra simular en forma adecuada la escasa estacionalidad en los caudales, con un mínimo relativo a finales del verano y valores levemente más altos durante la época fría y en la primavera pero con un rango anual pequeño. La climatología derivada de los MCG para esta cuenca (Fig. 2.10) muestra que en efecto el modelo ECHAM5 es el único que simula precipitaciones superiores a 3 mm día⁻¹ durante la estación fría, con promedios en el trimestre junio-julio-agosto de 90 mm mes⁻¹. Los otros MCG simulan condiciones medias muy similares a las de la cuenca del Paraná en Jupiyá (Fig. 2.8), con un marcado máximo de precipitaciones durante el verano y condiciones mucho más secas en la época invernal. El que presenta el comportamiento más extremo en este sentido es el modelo GFDL2.0, el cual simula precipitaciones en el trimestre frío del orden de apenas 10-15 mm mes⁻¹. En consecuencia todos estos modelos representan caudales notablemente más bajos durante esos meses, tal como se observa en las simulaciones de Salto Caxias (Fig. 2.9).

La Fig. 2.11 presenta las simulaciones de caudales derivados empleando las observaciones y forzándolas con las salidas de los MCG para el río Paraguay en la estación Ladario. Como puede apreciarse, durante la época de caudales bajos (de agosto a marzo) los MCG representan cualitativamente bien el comportamiento del río, aunque

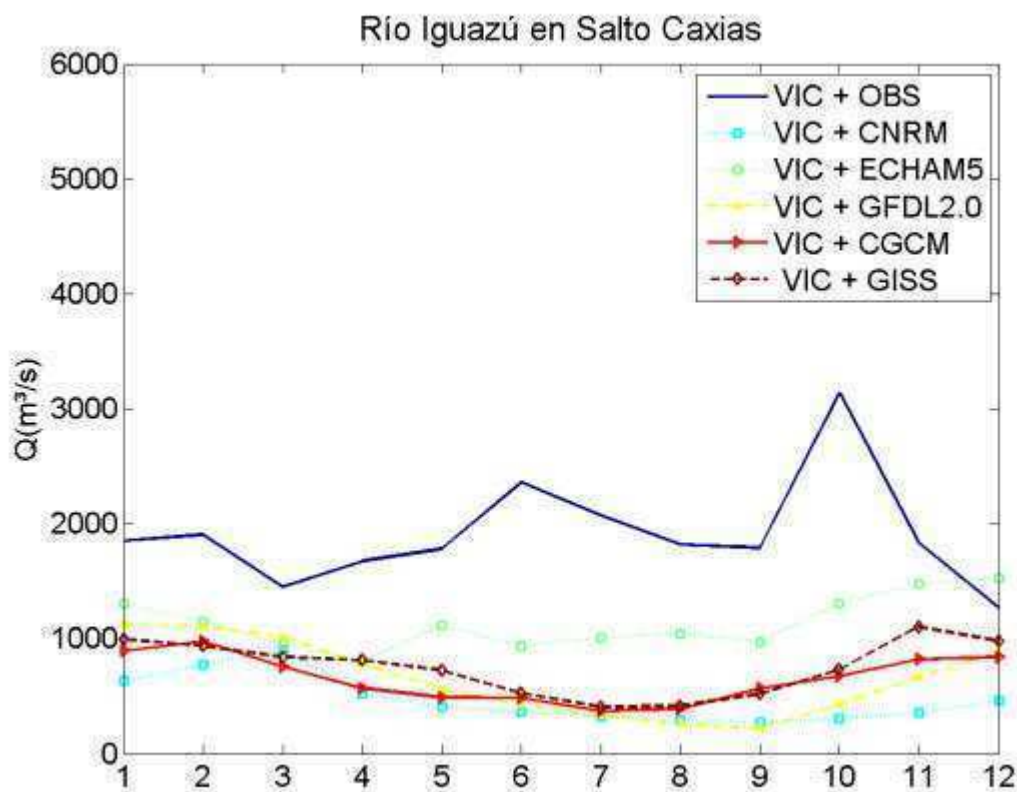


Fig. 2.9. Como en la Fig. 2.7 pero para el río Iguazú en Salto Caxias.

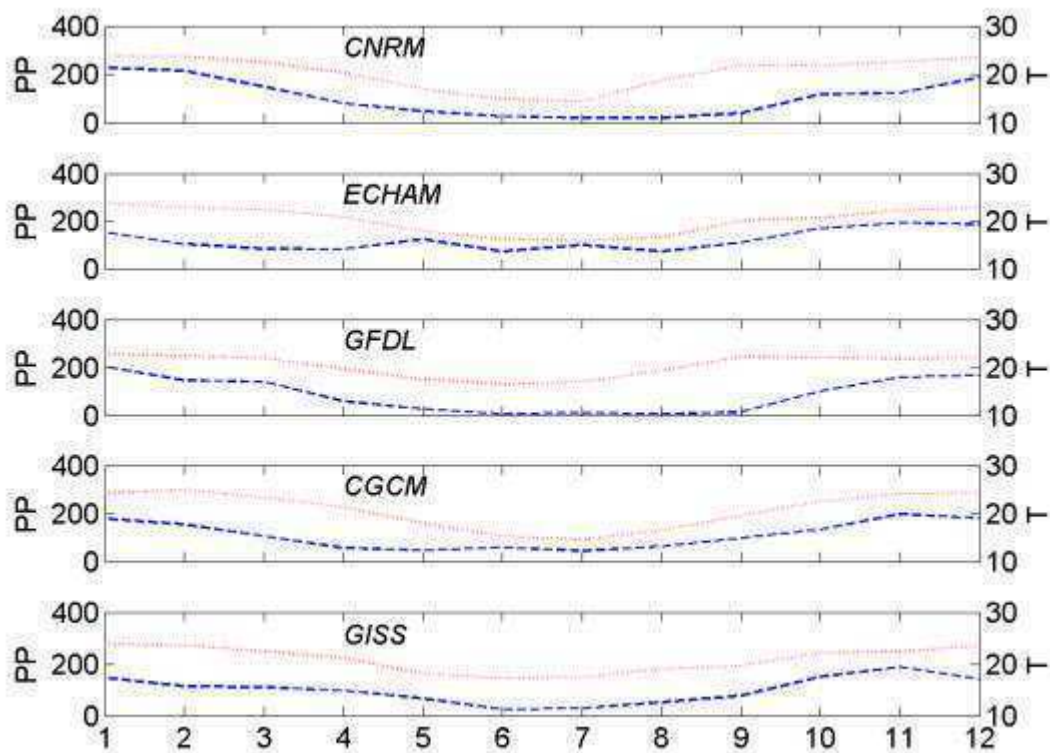


Fig. 2.10. Como en la Fig. 2.8 pero para el río Iguazú en Salto Caxias.

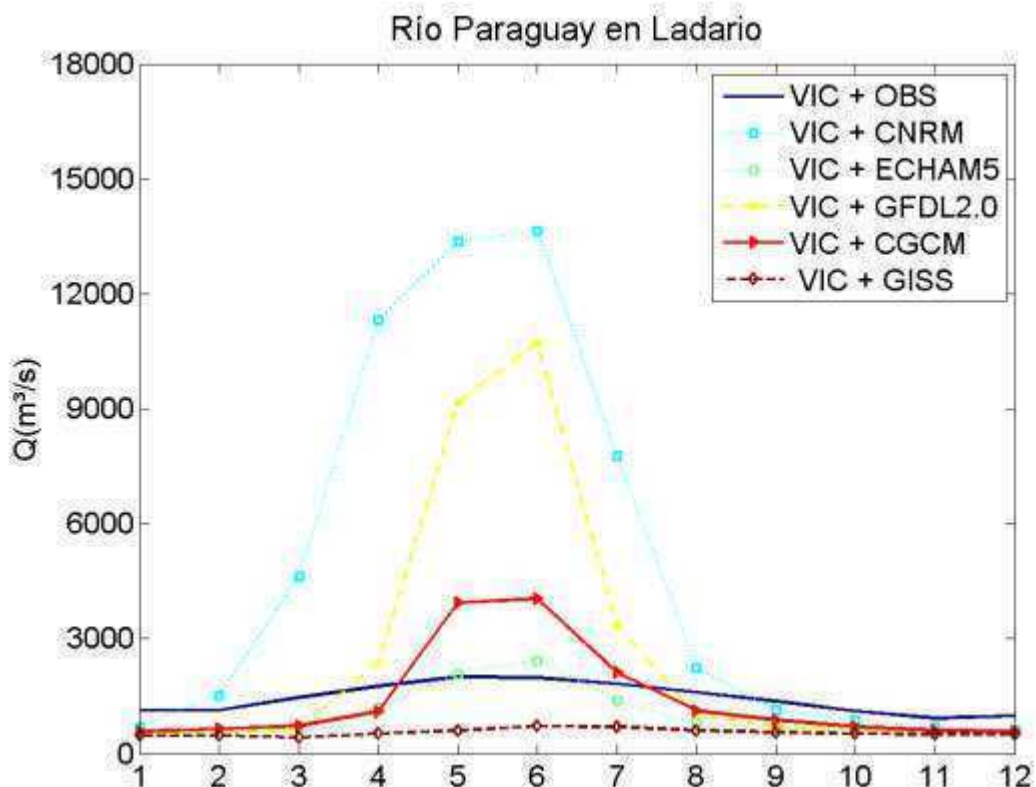


Fig. 2.11. Como en la Fig. 2.7 pero para el río Paraguay en Ladario.

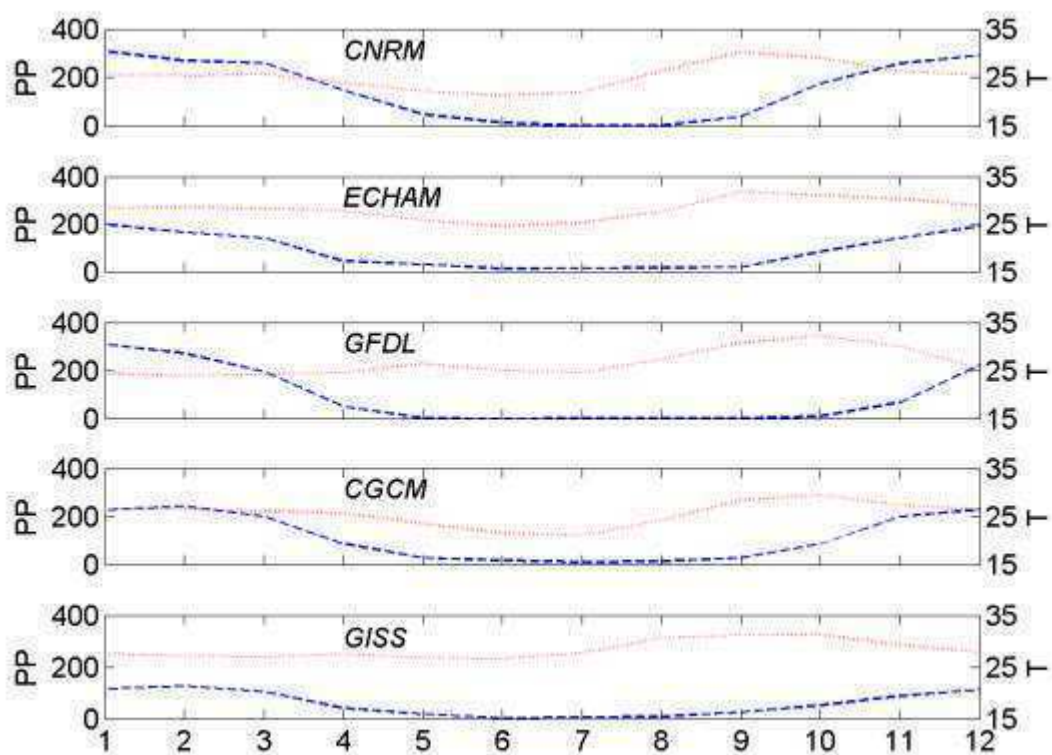


Fig. 2.12. Como en la Fig. 2.8 pero para el río Paraguay en Ladario.

en todos los casos se observa una subestimación respecto de los caudales simulados con las observaciones. Las diferencias más notorias aparecen a medida que los caudales aumentan: en el período comprendido entre los meses de abril y julio, cuando el río Paraguay alcanza su pico, sólo el modelo ECHAM5 es relativamente satisfactorio en la simulación de los mismos. El modelo GISS-AOM presenta una marcada subestimación, del orden del 60-70% durante esa época, en tanto que los modelos CNRM-CM3 y GFDL2.0 -que ya habían sobreestimado marcadamente los caudales de verano del río Paraná en Jupiá- también en esta región presentan una notable sobreestimación. El CNRM-CM3 es el que presenta las máximas sobreestimaciones respecto a las simulaciones forzadas empleando las observaciones: $13500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ versus $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en el mes de junio. El modelo CGCM-T47 presenta un ajuste intermedio entre el GISS-AOM y los dos MCG que sobreestiman fuertemente los caudales, con valores más similares a los simulados con las observaciones pero aún así algo superiores. Respecto de la climatología de esta cuenca (Fig. 2.12) se aprecia en materia de temperatura que todos los MCG logran representar adecuadamente el máximo térmico que se registra en la región durante la primavera (Fig. 2.6) y el cual está determinado por un enfriamiento posterior al ingreso de la actividad convectiva a la zona. En ese sentido, si bien el pico de temperatura observado se suele dar en el mes de octubre (Fig. 2.12d), los MCG tienden a representarlo ya sea en septiembre o en octubre. Los valores bajos correspondientes al invierno también suelen estar bien representados. En cuanto a la precipitación se observa que todos los MCG simulan condiciones muy secas durante finales del otoño, invierno y comienzos de primavera, prácticamente sin precipitación durante esos meses (lo cual es inferior a la climatología observada, ya que si bien en esa región durante esos meses se registra poca precipitación, aún así se registran acumulados promedio del orden de 30-40 mm mensuales con excepción del mes de julio donde llueven unos 10 mm; Fig. 2.6d). Durante la época lluviosa, en tanto, existe disparidad entre los MCG en cuanto a la magnitud de las precipitaciones: los modelos CNRM-CM3 y GFDL2.0, por ejemplo, son los que simulan las precipitaciones más abundantes, en tanto que el modelo GISS-AOM representa un máximo de lluvia durante el verano y el otoño pero de magnitud menor a la de los demás MCG y también menor a la observada. Como se discutió anteriormente, la variabilidad climática de la cuenca del río Uruguay es cualitativamente similar a la del río Iguazú. En ambos casos se registran

precipitaciones a lo largo de todo el año y eso determina un hidrograma sin grandes variaciones intermensuales.

En la Fig. 2.13 se muestran los resultados de las simulaciones de los caudales del río con punto de cierre en Paso de los Libres utilizando tanto las observaciones como las salidas de los MCG. Nuevamente, y como ocurre en el caso del río Iguazú en Salto Caxias, todos los MCG analizados muestran un claro patrón de subestimación de los caudales, en tanto que el modelo ECHAM5 es no sólo el que simula las menores subestimaciones (es decir, los caudales más cercanos a los simulados con las observaciones) sino que además es el único que logra representar de manera satisfactoria la variabilidad intermensual en el escurrimiento de la región. En este caso también el modelo CGCM-T47 tiende a esbozar rasgos similares a los observados en cuanto a una variabilidad intermensual pequeña de los caudales, mientras que los otros

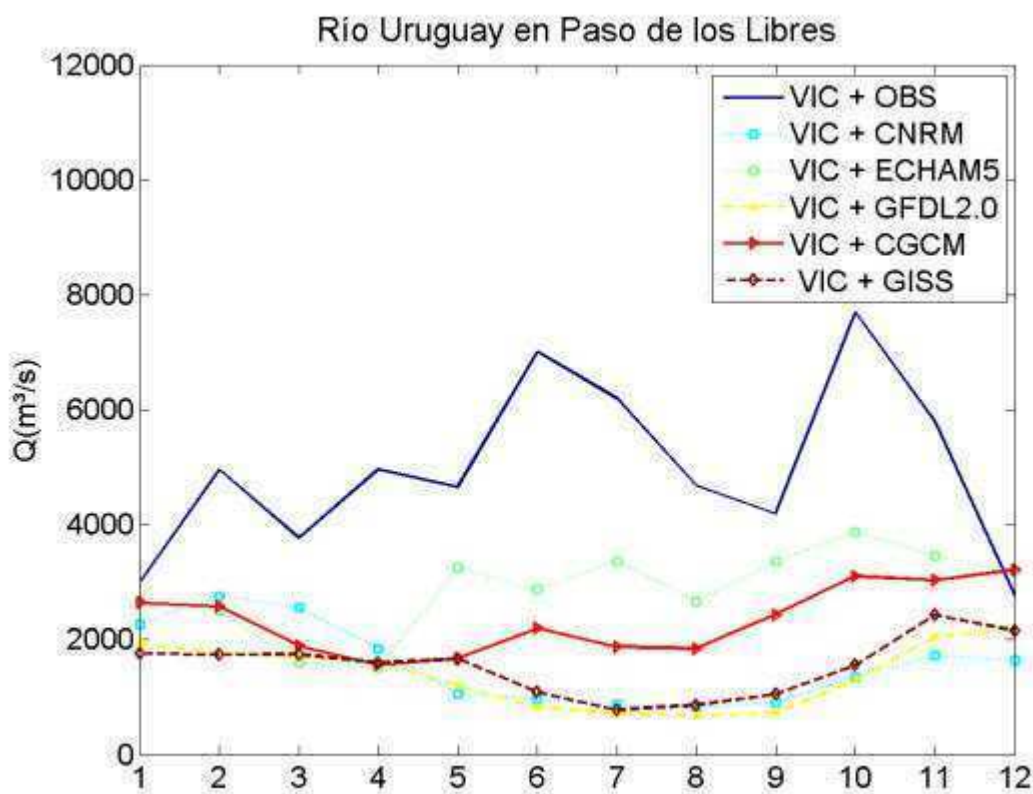


Fig. 2.13. Como en la Fig. 2.7 pero para el río Uruguay en Paso de los Libres.

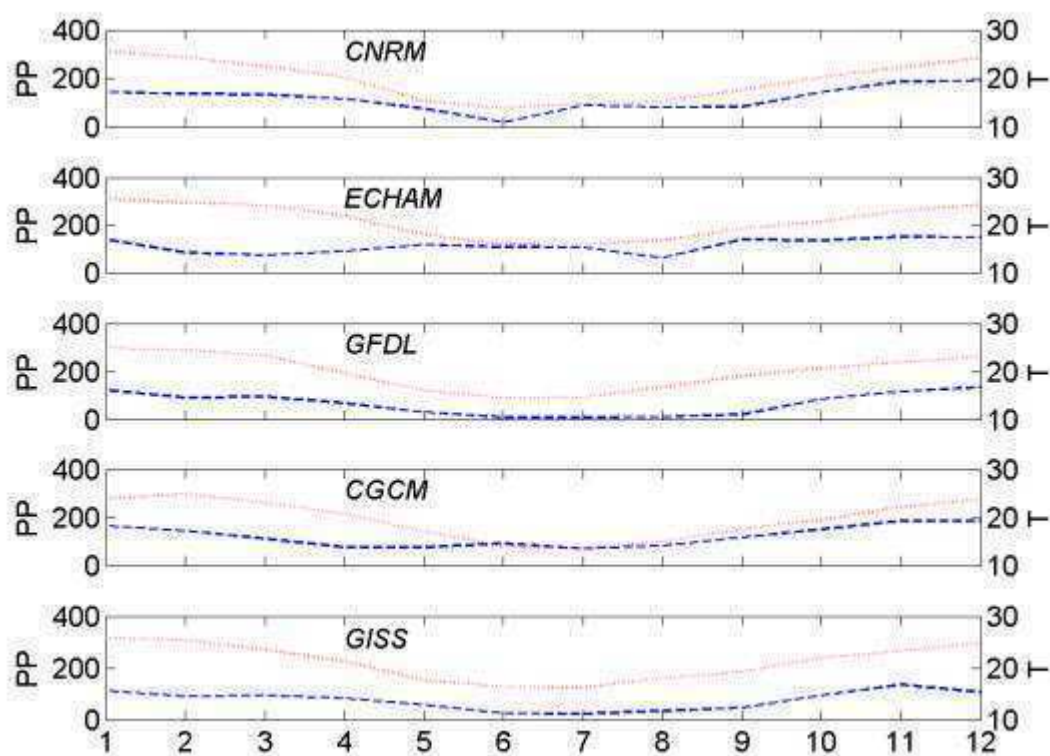


Fig. 2.14. Como en la Fig. 2.8 pero para el río Uruguay en Paso de los Libres.

tres MCG mantienen un claro patrón de caudales altos en verano y disminuidos en invierno, respondiendo a las precipitaciones (Fig. 2.14) que en el caso de esos modelos presentan una fuerte estacionalidad. En ese aspecto el ECHAM5 no sólo representa adecuadamente la onda anual de temperatura si se la compara con la observada (Fig. 2.6e) sino que además logra simular en forma satisfactoria el mínimo de lluvias que se registra en la región en el mes de agosto.

En la Tabla 2.5 se indican los valores de los estadísticos que evalúan el ajuste calculados sobre las simulaciones forzadas con los MCG comparadas con las realizadas empleando las observaciones de las variables meteorológicas en Jupíá. Los valores de coeficiente de correlación varían entre 0,50 y 0,70 (coeficientes de determinación entre 0,28 y 0,50) y son significativos al 95% de confianza en todos los casos. En cuanto al parámetro NSE se observa que ninguno de los MCG alcanza el umbral de 0,50 y el modelo GISS es el que presenta el máximo valor del índice, de 0,14. El bias máximo se obtiene con el modelo CNRM-CM3, lo cual está en parte explicado por la importante sobreestimación en los caudales que este MCG presenta durante la época de verano

Tabla 2.5. Valores de *NSE*, *bias* (%), R^2 y *NRMSE* calculados sobre las simulaciones forzadas con las salidas de los modelos climáticos globales comparadas con las simulaciones forzadas con las observaciones de temperatura mínima y máxima y precipitación para el río Paraná en Jupíá.

	<i>NSE</i>	<i>Bias</i>	R^2	<i>RMSE</i>
<i>CNRM</i>	-13,64	-99,77	0,50	1,85
<i>ECHAM</i>	-0,01	-31,88	0,40	0,49
<i>GFDL</i>	-3,93	24,09	0,41	1,07
<i>CGCM</i>	0,06	-32,21	0,38	0,47
<i>GISS</i>	0,14	-21,78	0,28	0,45

Tabla 2.6. Como en la Tabla 2.5 pero para el río Iguazú en Salto Caxias.

	<i>NSE</i>	<i>Bias</i>	R^2	<i>RMSE</i>
<i>CNRM</i>	-1,26	75,52	0,00	1,02
<i>ECHAM</i>	-0,43	-40,65	0,00	0,81
<i>GFDL</i>	-1,08	-65,99	0,01	0,98
<i>CGCM</i>	-1,02	-65,82	0,02	0,96
<i>GISS</i>	-0,88	-60,80	0,01	0,93

Tabla 2.7. Como en la Tabla 2.5 pero para el río Paraguay en Ladario.

	<i>NSE</i>	<i>Bias</i>	R^2	<i>RMSE</i>
<i>CNRM</i>	-124,56	-239,69	0,12	5,06
<i>ECHAM</i>	-1,49	-29,78	0,08	0,71
<i>GFDL</i>	-48,33	74,16	0,15	3,17
<i>CGCM</i>	-6,20	-3,07	0,07	1,21
<i>GISS</i>	-2,22	-61,96	0,18	0,81

Tabla 2.8. Como en la Tabla 2.5 pero para el río Uruguay en Paso de los Libres.

	<i>NSE</i>	<i>Bias</i>	<i>R²</i>	<i>RMSE</i>
<i>CNRM</i>	-0,96	68,50	0,01	0,99
<i>ECHAM</i>	-0,38	-42,45	0,02	0,83
<i>GFDL</i>	-1,02	-72,01	0,02	1,01
<i>CGCM</i>	-0,56	-53,51	0,00	0,89
<i>GISS</i>	-0,87	-69,46	0,02	0,97

(Fig. 2.7). El NRMSE es máximo en el caso de los modelos CNRM-CM3 y GFDL2.0, también en concordancia con la sobreestimación del caudal utilizando ambos MCG en el período enero-febrero-marzo.

En el río Iguazú en Salto Caxias (Tabla 2.6) se observa que todos los modelos presentan valores muy bajos de NSE, inferiores a 0, a la vez que son también bajos los valores de coeficiente de determinación, siendo en todos los casos no significativos. Esto está relacionado con el hecho de que ninguno de los MCG es capaz de representar adecuadamente la variabilidad intermensual de los caudales del río Iguazú, con lo que la relación lineal entre las variables es baja. Los valores de RMSE oscilan en torno a 1, siendo máximo para el modelo CNRM-CM3 (el cual también presenta el máximo bias).

Como ya se describió, las simulaciones del río Paraguay son las que presentan los máximos valores absolutos de bias (Tabla 2.7). En términos de coeficiente de determinación, los valores son bajos y no significativos pero aún así algo más altos que en el caso del río Iguazú. Esto se debe a que si bien los MCG no logran captar adecuadamente la magnitud de la precipitación que se registra en la cuenca del Paraguay durante la época de lluvias, sí logran representar la estacionalidad: lluvia en verano, condiciones secas en invierno. Por ende los valores de coeficiente de correlación se incrementan ligeramente respecto al río Iguazú donde esa estacionalidad no está bien representada. En el caso del NRMSE se aprecia que, en promedio, esta cuenca es la que presenta los máximos valores entre las cuatro consideradas, con un máximo superior a 5 en el caso del CNRM-CM3. Este modelo es a la vez el que presenta el máximo bias y el mínimo de NSE.

Dado que sobre la cuenca del río Uruguay los MCG tienden a presentar los mismos problemas en la representación de la estacionalidad que sobre la del Iguazú, los valores de los estadísticos que se obtienen son comparables entre ambas. En particular en la del Uruguay con punto de cierre en Paso de los Libres (Tabla 2.8) se aprecia que los coeficientes de correlación son muy bajos y no significativos y que los peores resultados de la simulación se obtienen cuando se fuerza al modelo hidrológico con los datos del GFDL2.0, que es el MCG que presenta el máximo bias, máximo NRMSE y mínimo NSE. Los demás modelos son comparables en término de magnitud de los índices, y si bien el ECHAM5 tiende a representar levemente mejor el comportamiento poco estacional de la precipitación (y de los caudales) esto no repercute en un incremento significativo del coeficiente de correlación respecto a los otros MCG que no simulan adecuadamente ese patrón.

2.4. Discusión

En este capítulo se mostró la habilidad del modelo hidrológico VIC para representar las condiciones hídricas de los principales ríos de la cuenca del Plata. En base a los resultados de validación del modelo, se determinó que el mismo es especialmente apropiado para representar aquellos ríos que fluyen en forma rápida como son los ríos Paraná, Uruguay e Iguazú. El río Paraguay, cuya cuenca está en un terreno con escasa pendiente, resultó particularmente problemático para el modelo hidrológico y de hecho allí fue donde se obtuvieron los peores resultados entre todas las simulaciones.

La mayoría de los MCG actualmente disponibles en la comunidad científica presentan errores sistemáticos y no sistemáticos en la representación de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica (Vera et al., 2006; Saurral, 2010). La caracterización de estos errores es el objeto de estudio del Capítulo 3. Para analizar la manera en la que esos errores impactan en las simulaciones hidrológicas, se forzó al modelo VIC con salidas diarias de temperatura mínima, temperatura máxima y precipitación obtenidas de un conjunto de cinco MCG. Se encontró que los errores en los campos de precipitación se trasladan en gran medida a la hidrología superficial. Los modelos CNRM-CM3 y GFDL2.0, por ejemplo, tienden a presentar un patrón de sobreestimación de la precipitación sobre la región de la SACZ (Saurral, 2010) y eso determina una fuerte sobreestimación de los caudales de verano del río Paraná. Como esas sobreestimaciones

en la precipitación alcanzan el oeste de la cuenca del Plata, llegando al Altiplano boliviano (especialmente en el modelo CNRM-CM3, ver Fig. 2.4), el máximo de caudal del río Paraguay en su parte alta también es sobreestimado.

Dado que la utilidad de los datos crudos de los MCG para forzar el modelo hidrológico es limitada, surge la necesidad de emplear métodos que ayuden a mejorar las simulaciones climáticas en particular para poder obtener resultados más confiables para el clima presente, pero en especial para reducir las incertidumbres en las proyecciones futuras de los caudales de la cuenca del Plata. En ese sentido, en el Capítulo 4 se muestra la aplicación de dos métodos estadísticos para remover los errores sistemáticos de los campos originales de temperatura y precipitación de los modelos climáticos antes de su utilización para forzar el modelo hidrológico, en tanto que en el Capítulo 5 se lleva a cabo un estudio sobre los mecanismos físicos/dinámicos que explican los errores observados en las simulaciones climáticas como un primer paso para desarrollar potenciales mejoras en los MCG.

Referencias

- Barros, V. R., L. Chamorro, G. Coronel, y J. Baez, 2004: The major discharge events in the Paraguay River: magnitudes, source regions and climate forcings. *J. Hydrometeor.*, **5**, 1161-1170.
- Berbery, E. H., y V. R. Barros, 2002: The hydrologic cycle of the La Plata Basin in South America. *J. Hydrometeor.*, **3**, 630-645.
- Bohn, T. J., M. Y. Sonessa, y D. P. Lettenmaier, 2010: Seasonal hydrologic forecasting: Do multimodel ensemble averages always yield improvements in forecast skill? *J. Hydrometeor.*, **11**, 1358-1372.
- Cherkauer, K. A., y D. P. Lettenmaier, 1999: Hydrologic effects of frozen soils in the Upper Mississippi basin. *J. Geophys. Res.*, **104** (16), 15599-15610.
- Hamlet, A. F., y D. P. Lettenmaier, 1999: Effects of climate change on hydrology and water resources in the Columbia River basin. *Am. Water Res. Assoc.*, **35**, 1597-1623.
- Hansen, M., R. DeFries, J. R. G. Townshend, y P. Sohlberg, 2000: Global land cover classification at 1 km resolution using a decision tree classifier. *Int. J. Remote Sensing*, **21**, 1331-1364.

- Hastings, D. A., P. K. Dunbar, G. M. Elphinstone, M. Bootz, H. Murakami, H. Maruyama, H. Masaharu, P. Holland, J. Payne, N. A. Bryant, T. L. Logan, J. P. Muller, G. Shreier, y J. S. Mac Donald, 1999: The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, CO, USA. URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>.
- Hidroservice–Louis Berger–EIH, 1996: Estudios de factibilidad técnica y económica de obras de ingeniería a corto, mediano y largo plazo: Hidrovía de los ríos Paraguay y Paraná. Digital Report for Intergovernmental Committee of the Waterway of the Paraná-Paraguay Rivers, Buenos Aires.
- Lacerda de Almeida, L., y V. R. Barros, 1998: Estudio de la relación entre la radiación de onda larga saliente (OLR) de la subcuenca del río Paraguay y el caudal en Puerto Bermejo. *Meteorológica*, **23**, 37-46.
- Leung, L. R., A. F. Hamlet, D. P. Lettenmaier, y A. Kumar, 1999: Simulations of the ENSO hydroclimate signals in the Pacific Northwest Columbia River basin. *Bull. Am. Met. Soc.*, **80** (11), 2313-2329.
- Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, y S. J. Burges, 1994: A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GSMs. *J. Geophys. Res.*, **99** (D7), 14415-14428.
- _____, D. P. Lettenmaier, y E. F. Wood, 1996: One-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer Variable Infiltration Capacity model. *J. Geophys. Res.*, **101** (D16), 21403-21422.
- Lohmann, D., E. Rashke, B. Nijssen, y D. P. Lettenmaier, 1998b: Regional scale hydrology II: Application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany. *Hydrol. Sci.*, **43** (1), 143-158.
- Montroull, N. B., 2010: Evaluación de la vulnerabilidad hidrológica en los esteros del Iberá frente al cambio climático. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Nash, J. E., y J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles. *J. Hydrology*, **10** (3), 282-290.
- Nijssen, B. N., D. P. Lettenmaier, X. Liang, S. W. Wetzel, y E. F. Wood, 1997: Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resour. Res.*, **33**, 711-724.

- Santhi, C., J. G. Arnold, J. R. Williams, W. A. Dugas, R. Srinivasan, y L. M. Hauck, 2001: Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *J. Amer. Wat. Res. Assoc.*, **37** (5), 1169-1188.
- Saurral, R. I., V. R. Barros, y D. P. Lettenmaier, 2008: Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L12401, doi: 10.1029/2008GL033707.
- Su, F., D. P. Lettenmaier, V. R. Barros, C. E. Tucci, y E. H. Berbery, 2005 : Modeling of land surface processes in La Plata basin. *Proceedings of the AGU Fall meeting, San Francisco, CA, USA*.
- _____, H. Gao, G. J. Huffman, y D. P. Lettenmaier, 2011: Potential utility of the real-time TMPA-RT precipitation estimates in streamflow prediction. *J. Hydrometeor.*, **12**, 444-455.
- _____, y D. P. Lettenmaier, 2009: Estimation of surface water budget of La Plata Basin. *J. Hydrometeor.*, **10**, 981-998.
- _____, Y. Hong, y D. P. Lettenmaier, 2008: Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) and its utility in hydrologic prediction in the La Plata Basin. *J. Hydrometeor.*, **9**, 622-640.

Capítulo 3:

Climatología de la precipitación sobre la cuenca del Plata y su representación por los modelos climáticos globales

En este capítulo se lleva a cabo un estudio de la climatología observada de la precipitación sobre la cuenca del Plata en base a observaciones y a reanálisis y se analiza la habilidad de un conjunto de MCG para representar la climatología observada de la precipitación sobre la región de la cuenca del Plata. Se pone especial énfasis en el análisis del modo en que los modelos climáticos representan los campos medios y la variabilidad interanual de la precipitación sobre la región y se realiza un estudio de cómo algunos de ellos (en función de la disponibilidad de datos) representan otras variables relacionadas: posición de los storm tracks, ubicación de zonas de viento máximo en altura, patrones de OLR, etcétera.

3.1. Datos y metodología

El período de estudio considerado para realizar la comparación entre las climatologías de precipitación observada y simulada por los MCG abarca el comprendido entre enero de 1981 y diciembre de 2000 (20 años). Para caracterizar la climatología observada se toma como representativa de las observaciones de precipitación a la base de datos CMAP (Xie y Arkin, 1997). Esta base de datos contiene información de precipitación mensual acumulada, cubriendo todo el globo con una resolución horizontal de 2,5° de latitud por 2,5° de longitud, y fue desarrollada empleando observaciones de precipitación a las cuales se les agregó información de estimaciones de lluvia realizadas en base a datos satelitales y salidas de modelos de pronóstico, en especial aquellas relacionadas con el campo de masa y el de movimiento. Dado que la resolución de los MCG empleados es del mismo orden que el de la base de datos de precipitación considerada, se podrá concluir que los errores en los campos de lluvia se deberán puramente a la dinámica/termodinámica inherentes a cada modelo y no a la resolución horizontal con la que se esté trabajando.

Se dispone también de información de precipitación mensual de un total de 17 MCG, la mayoría de ellos incluidos en el conjunto del WCRP/CMIP3. La denominación de los mismos así como también el país de origen y la resolución espacial de las componentes atmosférica y oceánica se listan en la Tabla 3.1. Las salidas de los MCG -con excepción del INGV-ECHAM4- se obtuvieron de la base de datos del WCRP/CMIP3. Las salidas

del modelo INGV-ECHAM4 se obtuvieron en el marco del proyecto CLARIS-LPB (Boulangier et al., 2010).

Tabla 3.1. Listado de los modelos climáticos globales acoplados con información sobre país de procedencia y resolución de la componente atmosférica. Aquellos modelos de los que se dispuso de datos diarios se indican con el agregado de la información sobre la resolución horizontal de la componente oceánica. NV representa la cantidad de niveles verticales.

MCG	País	Resolución atmósfera	Resolución océano
CGCM3.1-T47	Canadá	T47 (2,8°x2,8°) NV= 31	1,9°x1,9°
CGCM3.1-T63	Canadá	T63 (1,9°x1,9°) NV= 31	0,9°x1,4°
CNRM-CM3	Francia	T63 (1,9°x1,9°) NV= 45	0,5° a 2°x2°
CSIRO-MK3.0	Australia	T63 (1,9°x1,9°) NV= 18	0,8°x1,9°
CSIRO-MK3.5	Australia	T63 (1,9°x1,9°) NV= 17	-
ECHAM5/ MPI-OM	Alemania	T63 (1,9°x1,9°) NV= 31	1,5°x1,5°
GFDL-CM2.0	Estados Unidos	2,0°x2,5° NV= 24	0,3° a 1°x1°
GFDL-CM2.1	Estados Unidos	2,0°x2,5° NV= 24	0,3° a 1°x1°
GISS-AOM	Estados Unidos	3°x4° NV= 12	-
GISS-EH	Estados Unidos	4°x5° NV= 20	-
GISS-ER	Estados Unidos	4°x5° NV= 20	-
INGV-ECHAM4	Italia	T106 (1,1°x1,1°)	-

MIROC3.2	Japón	T42 (2,8°x2,8°) NV= 20	-
MIROC3.2 (hires)	Japón	T106 (1,1°x1,1°) NV= 56	-
NCAR-CCSM3	Estados Unidos	T85 (1,4°x1,4°) NV= 26	-
UKMO-HadCM3	Reino Unido	2,5°x3,75° NV= 19	-
UKMO-HadGEM1	Reino Unido	1,3°x1,9° NV= 38	-

Los reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) son empleados para analizar la climatología de otras variables relacionadas con la precipitación. A pesar de que este conjunto fue derivado empleando un sistema de asimilación de datos y que eso podría introducir una componente de error asociada al mismo esquema, alejando el estado simulado del estado “real”, los reanálisis fueron tomados como representativos de las condiciones observadas ya que existe una gran variedad de trabajos en la literatura que así los consideraron para hacer estudios climáticos tanto a nivel mundial como sobre Sudamérica en particular. Se dispone de datos mensuales globales de las siguientes variables atmosféricas: componente zonal y meridional del viento y temperatura en los niveles estándar de presión, temperatura en superficie y presión al nivel medio de mar. También se cuenta con datos de radiación de onda larga saliente (OLR) obtenidos de Liebmann y Smith (1996) y con información de temperatura de superficie del mar (SST) obtenida del set de Kaplan Extended SST Versión 2 (Reynolds y Smith, 1994; Parker et al., 1994; Kaplan et al., 1998). La resolución horizontal de cada uno de los conjuntos de datos es de 2.5°x2.5° en el caso de los reanálisis NCEP/NCAR y de la información de OLR y de 5°x5° para la de SST. También se dispone de datos de las componentes meridional y zonal del viento con frecuencia diaria. Con el fin de hacer comparaciones entre las observaciones y las salidas de los MCG para el clima presente se emplean las mismas variables atmosféricas derivadas de los modelos climáticos. En cuanto a los datos de SST, sólo se cuenta con información de siete modelos: CGCM3.1-T47, CGCM3.1-T63, CNRM-CM3, CSIRO-MK3.0, ECHAM5-MPI/OM, GFDL-CM2.0 y GFDL-CM2.1. Por ende, la mayor parte de las comparaciones entre

observaciones y modelos se realiza para esos siete modelos ya que son aquellos de los que de más información se dispone.

La comparación entre las climatologías de precipitación de las simulaciones y los MCG se lleva a cabo calculando los campos medios y de desvío estándar de la lluvia a nivel anual y de verano (diciembre-enero-febrero, DEF) e invierno (junio-julio-agosto, JJA) en las observaciones (CMAP) y cada uno de los modelos, para estudiar no sólo el campo medio sino también la variabilidad interanual. Dentro de la cuenca del Plata se considera además la región de la cuenca donde se da la mayor precipitación anual (delimitada por 24°S y 32°S, y por 60°W y 52°W, denominada de ahora en más como “litoral argentino”) y sobre ella se lleva a cabo un estudio de la onda anual de precipitación. Con el fin de determinar cuán lineal es la relación entre la variabilidad en el comportamiento de la precipitación en las observaciones y en los MCG se calcula el coeficiente de correlación R (Ec. 3.1) entre la precipitación mensual (tanto considerando el año entero como tomando por separado las épocas cálida y fría) en el conjunto de datos CMAP y en cada MCG.

$$R = \frac{n \sum_{i=1}^n O_i \cdot M_i - \sum_{i=1}^n O_i \cdot \sum_{i=1}^n M_i}{\sqrt{n \sum_{i=1}^n O_i^2 - (\sum_{i=1}^n O_i)^2} \cdot \sqrt{n \sum_{i=1}^n M_i^2 - (\sum_{i=1}^n M_i)^2}} \quad (3.1)$$

En (3.1) y en las ecuaciones presentadas a continuación, O_i representa a las observaciones y M_i a las salidas de los MCG, en tanto que n es la cantidad de datos mensuales.

Para analizar si los coeficientes de correlación calculados son significativamente diferentes de cero (lo cual no indicaría independencia pero significaría que no existe relación lineal entre las variables) se considera como hipótesis nula (H_0) que el coeficiente de correlación (muestral) proviene de una población cuya correlación ρ es nula ($H_0: \rho=0$), en tanto que la hipótesis alternativa (H_1) considera que el R proviene de una población cuya correlación es no nula ($H_1: \rho \neq 0$). Las correlaciones obtenidas de una

población cuyo coeficiente de correlación es nulo siguen una distribución t-Student (Wilks, 1995) dada por el estadístico t:

$$t = \frac{R - 0}{\sqrt{\frac{1 - R^2}{n - 2}}} \quad (3.2)$$

Así, para un dado nivel de confianza elegido (en este caso, 99%) se acepta la hipótesis nula si el estadístico t calculado es menor al hallado en la tabla de la distribución t-Student con n-2 grados de libertad (Wilks, 1995). Como medidas de la habilidad de los modelos para simular la precipitación en Sudamérica también se calcularon el error cuadrático medio (RMSE, definido en la Ec. 3.3) y el bias (Ec. 3.4).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - M_i)^2}{n}} \quad (3.3)$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - M_i)}{\sum_{i=1}^n O_i} \cdot 100\% \quad (3.4)$$

Además de la variable precipitación también se analizan varias otras como por ejemplo la energía cinética de las perturbaciones transientes, los patrones de OLR, de SST, etcétera. De esas variables se cuenta con información diaria, y la cantidad de MCG de los que se dispone de esa información es menor que en el caso de la precipitación y alcanza un total de siete modelos, los cuales son indicados en Tabla 3.1 con el agregado de la información sobre la resolución de la componente oceánica. La validación de la variable OLR se lleva a cabo calculando los campos medios y de desvío estándar de la variable tanto a nivel anual como a nivel estacional (invierno y verano) en el conjunto de datos de OLR de Liebmann y Smith (1996; de acá en adelante LS1996) y en las simulaciones climáticas. Para este análisis se toma especial precaución de no realizar inferencias sobre el comportamiento de la variable durante el invierno para latitudes mayores a 40°S dado que podría tomarse erróneamente como eventos de convección a

nubosidad de topes fríos no precipitante. Siguiendo el criterio propuesto por Kousky (1988) se considera como convección a los casos en los que el valor de OLR resulta inferior a 240 W m^{-2} .

La energía cinética de las perturbaciones K se define como la varianza de la componente meridional del viento en el nivel de 300 hPa calculada sobre los datos diarios de la variable luego de remover la onda anual restándole a cada día el valor medio de 20 años. Esta variable es representativa de la actividad baroclínica y es posible relacionar los máximos de la misma con los máximos en la actividad transiente (storm tracks), tal como fue mostrado en trabajos previos tanto a nivel global (por ejemplo, Chang, 1999) como sobre el hemisferio norte (Chang y Yu, 1999) y el HS (Berbery y Vera, 1996; Chang, 2000). Algunos estudios muestran que la magnitud de la actividad transiente sobre el HS está subestimada en los reanálisis NCEP/NCAR (Guo y Chang, 2008; Guo et al., 2009), por lo que en este análisis también se emplearon datos diarios de las componentes u y v del viento para el mismo período de tiempo pero obtenidos de los reanálisis del Centro Europeo (ERA-40; Uppala et al., 2005). Se obtienen los campos medios de viento zonal en el nivel de 300 hPa como indicador de la posición de las corrientes en chorro en capas altas y para determinar la ubicación climatológica de los storm tracks se obtiene el campo medio anual de K . Los resultados se muestran para ambos conjuntos de reanálisis.

Otra de las variables relevantes en el análisis de la baroclinicidad y la actividad transiente es la tasa de crecimiento Eady (s). Lindzen y Farrell (1980) y Hoskins y Valdes (1990) definieron a esta tasa de crecimiento s como:

$$\sigma = 0,31 \cdot f \cdot \left| \frac{dV}{dz} \right| \cdot N^{-1} \quad (3.5)$$

En (3.5), f es el parámetro de Coriolis, V es la intensidad del viento, z es la coordenada vertical y N es la frecuencia de Brunt-Väisälä, la cual depende de la variación vertical de la temperatura potencial θ y es entonces una medida de la estabilidad estática de la atmósfera. Hoskins y Valdes (1990) mostraron que s está fuertemente determinada por la magnitud del término de cortante, dado que la variabilidad de la frecuencia de Brunt-

Väisälä es mucho menor en comparación. El análisis de esta variable sobre el HS como método para hallar zonas de máxima baroclinicidad ya fue llevado a cabo en trabajos anteriores, como es el caso de Berbery y Vera (1996) donde se computa la tasa de crecimiento Eady entre los niveles isobáricos de 700 hPa y 850 hPa como una medida de la baroclinicidad en capas bajas. En este trabajo se toman los mismos dos niveles isobáricos y se calculan los campos medios anual, de invierno y de verano de s tanto para los reanálisis NCEP/NCAR como para cada uno de los siete MCG.

Los datos de SST, tanto en las observaciones como en las simulaciones de los MCG, se emplean para estudiar los campos de precipitación asociados a diferentes fases del ENSO. Vera y Silvestri (2009) mostraron que la mayoría de los MCG fallan en reproducir los trenes de onda de Rossby que se excitan durante las diferentes fases del ENSO, tanto en términos de ubicación como de intensidad. Por tal motivo, es de esperar que los campos de anomalías de precipitación asociados a eventos El Niño y La Niña difieran de lo observado dado que el forzante dinámico provisto por el tren de ondas no está bien representado. Para estudiar este punto se emplean los datos de SST medias mensuales para calcular el Oceanic Niño Index (ONI). Cada uno de los 120 meses (20 años) es catalogado como Niño, Niña o neutral en base a la anomalía mensual de SST promediada en la región entre 5°N y 5°S y entre 120°W y 170°W (comúnmente denominada “región Niño3.4”). Luego se computan los promedios móviles de 3 meses y sólo en los casos en que el promedio resulta superior (inferior) a +0,5°C (-0,5°C), el trimestre es catalogado como Niño (Niña), siendo neutrales los meses con anomalías entre -0,5°C y +0,5°C. De este modo se filtra la variabilidad de alta frecuencia en el campo de SST y además se obtienen anomalías persistentes en el tiempo, de modo que la respuesta de la circulación atmosférica pueda ser asociada a ese campo de anomalías de SST. Una vez que se clasificó a los meses en las diferentes fases del ENSO se computan los promedios de anomalías mensuales de precipitación para las fases El Niño y La Niña, tanto para las observaciones como para los MCG de los cuales se disponía de información de SST. Para estudiar la periodicidad de eventos cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) sobre aguas del Océano Pacífico Tropical se aplica un análisis armónico a las series del índice ONI tanto para el derivado de las observaciones como para el calculado en base a los datos de los MCG. Así, se busca determinar si los modelos tienen mayor o menor tendencia a generar eventos cálidos/fríos de los que

realmente ocurren y, a la vez, caracterizar cómo los diferentes tipos de eventos condicionan las anomalías de lluvia sobre Sudamérica en los modelos.

3.2. Campos medios y variabilidad de la precipitación sobre la cuenca del Plata

En la Fig. 3.1 se muestra el campo medio anual de la precipitación en las observaciones (CMAP) y para cada uno de los MCG, en tanto que en la Fig. 3.2 se presentan las diferencias entre la climatología de cada uno de los MCG respecto al campo observado. De ellas puede notarse un patrón presente en casi todos los modelos en el que se subestima la precipitación anual sobre la región del centro y sur de la cuenca del Plata (i.e., noreste de Argentina, Uruguay y extremo sur de Brasil). La única excepción a este patrón es el modelo HADGem1, el cual simula valores similares a los observados, incluso con una ligera tendencia a sobreestimarlos, sobre la región sur de la cuenca. También se encuentra un patrón relativamente homogéneo en todos los modelos de subestimación de la lluvia sobre la región amazónica, aunque hay menos acuerdo que en el caso del sur de la cuenca del Plata. Asimismo hay unanimidad en la sobreestimación de lluvia sobre la cordillera de los Andes, en especial sobre la zona donde alcanza su máxima altura (desde el centro de Argentina hasta el sur de Perú). Allí la Fig. 3.2 muestra una fuerte sobreestimación de los MCG respecto de las observaciones, pero es importante tener presente que la base de datos de precipitación CMAP está fuertemente determinada por datos de pluviómetros. En la región de los Andes, la pluviometría/nivometría es muy escasa y por lo tanto la precipitación allí está muy mal representada. Por ende, las inferencias que puedan hacerse sobre la magnitud de las sobreestimaciones de lluvia en los MCG sobre esa zona en particular deben de efectuarse con extremo cuidado dado que los datos están influenciados por un muestreo que podría no ser representativo. Sobre las posibles causas de estos errores en las simulaciones de la precipitación se volverá en el Capítulo 5.

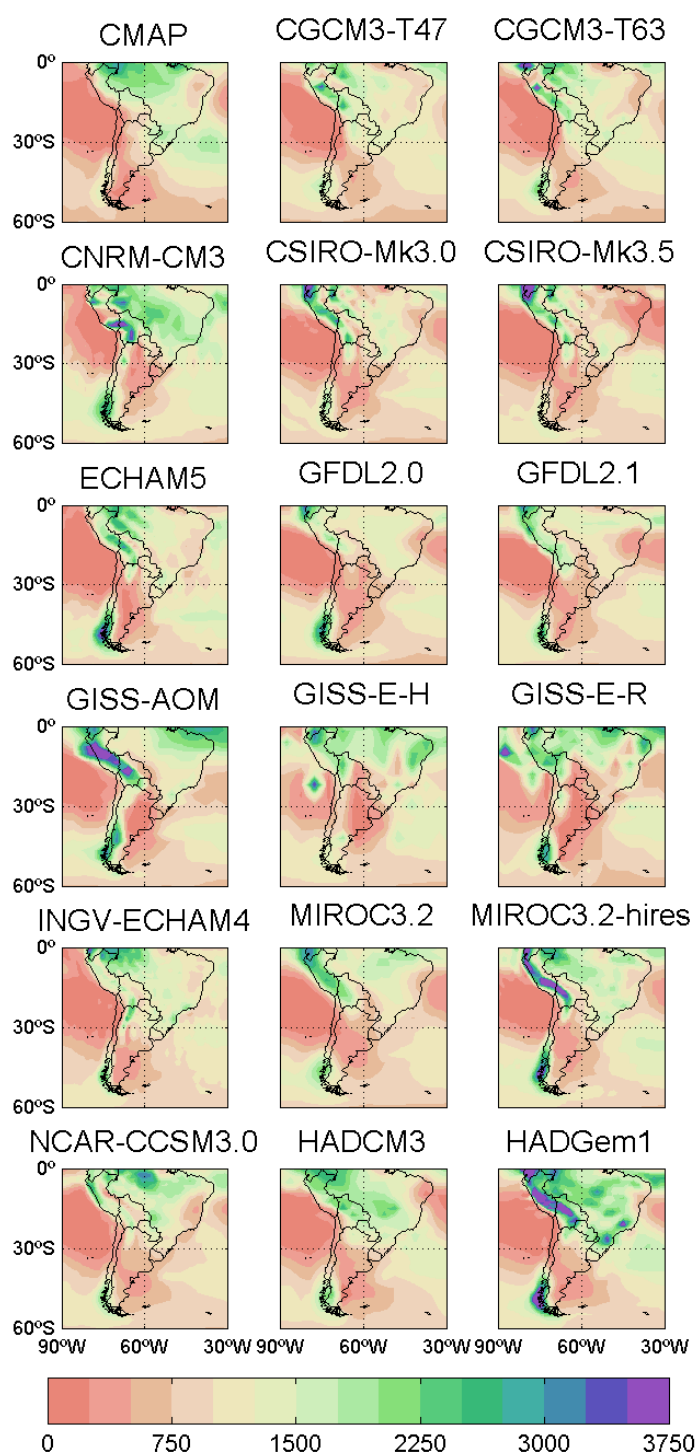


Fig. 3.1. Precipitación media anual en las observaciones (CMAP) y para cada uno de los 17 MCG considerados. Las unidades son mm año⁻¹.

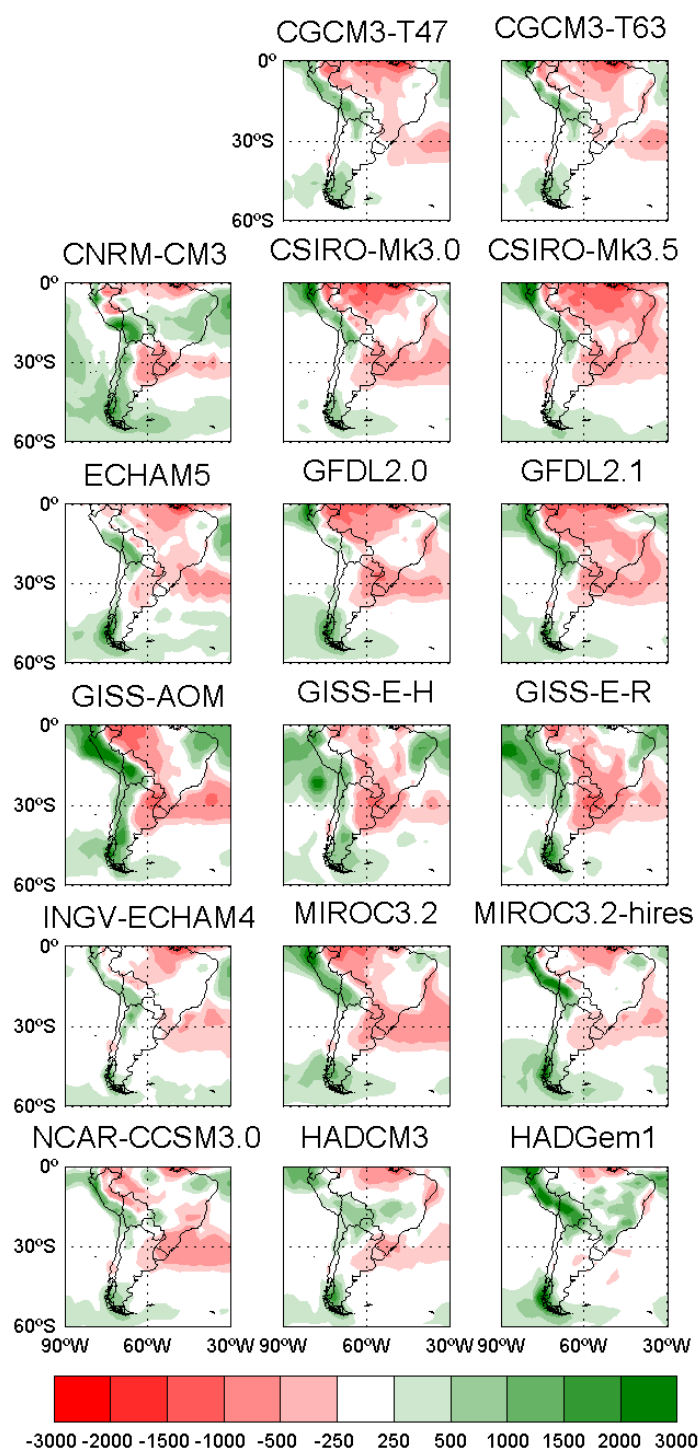


Fig. 3.2. Diferencias entre la precipitación media anual de cada uno de los 17 MCG y las observaciones (CMAP). Las unidades son mm año^{-1} .

En cuanto a la variabilidad de la precipitación, en la Fig. 3.3 se muestran los campos de desvío estándar de la lluvia mensual para las observaciones y los 17 MCG. En el campo derivado de las observaciones se aprecia un máximo de variabilidad sobre la región amazónica, con valores próximos a 100 mm, en tanto que éstos se extienden hacia el sudeste, ubicándose aproximadamente sobre la región donde se centra la SACZ durante la época cálida, y también hacia el extremo noreste de Brasil, lo cual demuestra el máximo de variabilidad asociado a la estacionalidad y la migración sur-norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) sobre esa región. El desvío estándar disminuye hacia el sur, con un mínimo relativo sobre la región de Uruguay y extremo sur de Brasil (denotando la poca amplitud de la onda de precipitación anual en esa zona) y un máximo sobre el Pacífico Sur, llegando hacia el centro de Chile como consecuencia de las características mediterráneas del clima de la región, con precipitaciones en invierno y condiciones secas durante el verano.

Los MCG representan aceptablemente el máximo de variabilidad de la precipitación presente sobre la región amazónica, con algunas diferencias en cuanto a la magnitud del desvío estándar, y también logran reproducir con bastante precisión el gradiente horizontal de desvíos, con menores valores hacia el sur y los máximos asociados a la migración de la ITCZ. En cuanto a la región de la SACZ, algunos de los modelos no son capaces de captar el máximo de desvío estándar presente en esa zona, como es el caso de los modelos ECHAM5, GISS-E-H y GISS-E-R, mientras que otros posicionan el máximo ya sea más hacia el norte o más hacia el sur. En cuanto al comportamiento estacional de la precipitación, en las Figs. 3.4 y 3.5 se presentan las diferencias en los promedios de verano e invierno, respectivamente, en los MCG respecto a las observaciones. En el caso del verano el comportamiento es en general bastante disímil entre los modelos, aunque podrían agruparse en dos grandes grupos: uno caracterizado por una subestimación de la precipitación estival sobre la región amazónica y la SACZ (entre los que estarían los modelos CSIRO-Mk3.0, CSIRO-Mk3.5, ECHAM5, GFDL2.1 y el INGV-ECHAM4) y el otro, en cambio, con más precipitaciones sobre esas mismas regiones (CNRM-CM3, GFDL2.0 y HADCM3). En particular sobre el sur de la cuenca del Plata (noreste de Argentina, Uruguay y sur de Brasil) la gran mayoría de los MCG simulan menos precipitación de la que en realidad se observa, con la excepción del modelo CGCM3 (en sus dos resoluciones, T47 y T63) y el GFDL-2.1, los cuales

tienden a mostrar una buena representación. El modelo NCAR-CCSM3.0, en tanto, da como resultado una subestimación pero ésta se ubica más bien sobre aguas del Atlántico y no específicamente sobre el continente.

Durante la estación fría la subestimación de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica es más notoria. En este caso los dos únicos modelos que presentan diferencias menores a 1 mm mes^{-1} sobre la región son el ECHAM5 y el HADGem1. El resto de los modelos presenta una subestimación de la precipitación, variando entre 1 y 10 mm mes^{-1} . Los mayores errores aparecen en GFDL-CM2.0 y MIROC3.2. A estos errores además se suma el hecho que algunos modelos representan mucha más precipitación de la observada sobre la región amazónica y el noroeste de la cuenca del Plata (como en el caso del CSIRO-Mk3.0 y el HADGem1). En la mayoría de los casos se observa una sobreestimación por parte de los MCG de la precipitación invernal sobre el sudoeste de Chile pero esto, como se discutió anteriormente, está al menos parcialmente explicado por la escasa distribución de estaciones pluviométricas en la zona y la dudosa calidad de los datos observados en esa región.

La Fig. 3.6 muestra el campo de coeficientes de correlación entre la precipitación observada y la simulada. Se puede apreciar que la mayoría de los modelos presentan valores altos de correlación sobre el centro y el norte de Sudamérica y valores más bajos hacia el sur del continente. Algunos de los modelos incluso revierten el signo de la correlación entre esas áreas, pasando de valores positivos y significativos sobre la cuenca amazónica a valores negativos y también significativos sobre Argentina (como es el caso del GISS-E-H). En muchos casos no se observa relación lineal entre el comportamiento observado de la lluvia y el simulado por los modelos sobre el sur de la cuenca del Plata. Esto se evidencia en valores bajos y de correlación sobre Argentina, Uruguay y el sur de Brasil. De hecho sobre la región de subestimación de precipitación localizada sobre el sur de la cuenca del Plata puede notarse que la correlación entre las series temporales es baja y no significativa, lo cual demuestra que los MCG no sólo no representan adecuadamente la magnitud de la precipitación en esa zona sino que tampoco son capaces de simular su variabilidad intermensual.

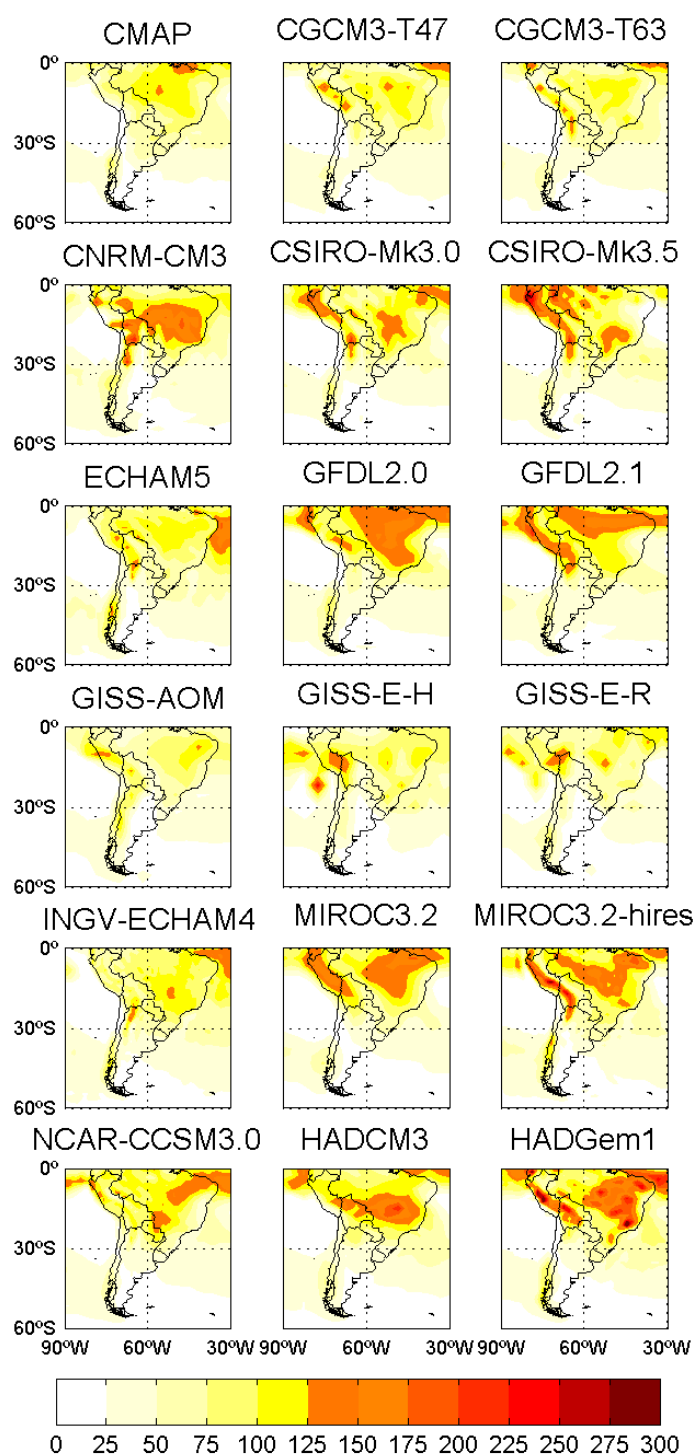


Fig. 3.3. Desvío estándar de la precipitación media anual en las observaciones (CMAP) y en cada uno de los 17 MCG, en unidades de mm.

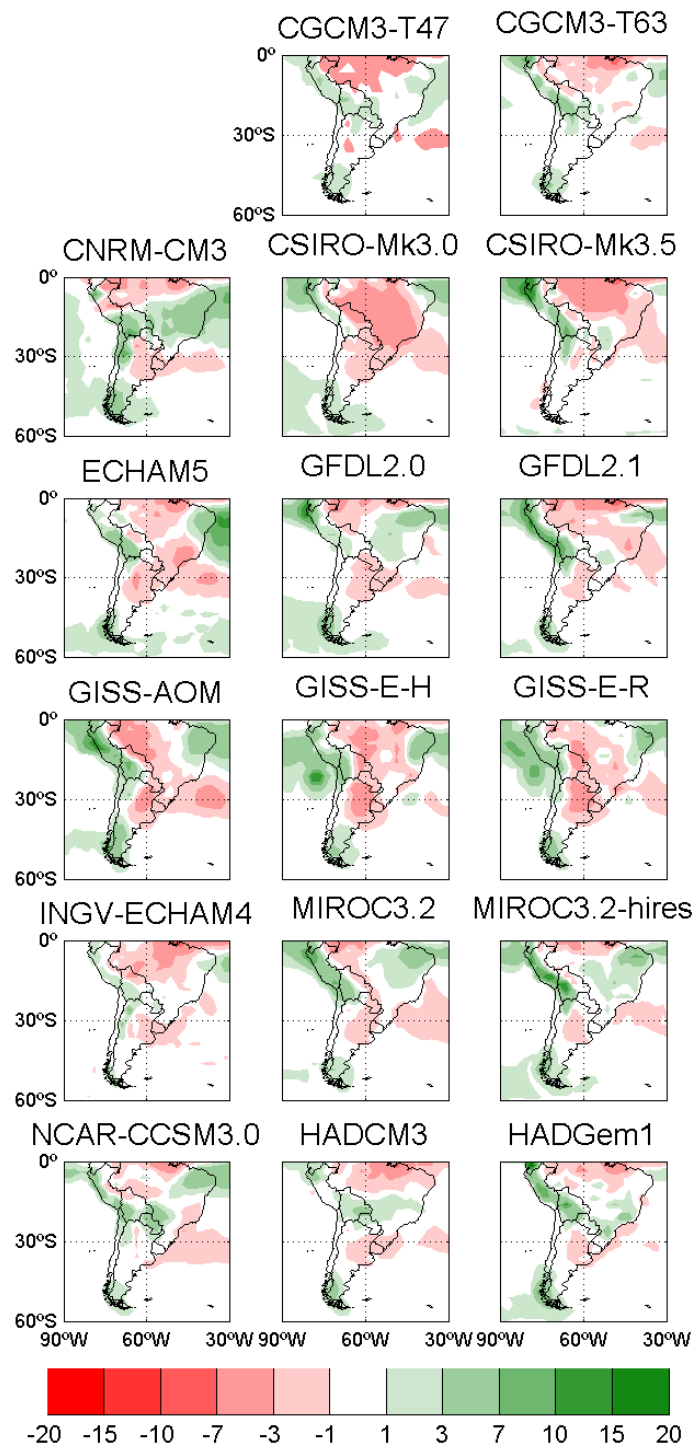


Fig. 3.4. Diferencias entre la precipitación media de verano (DEF) en las observaciones (CMAP) y en cada uno de los 17 MCG. Las unidades son mm día^{-1} .

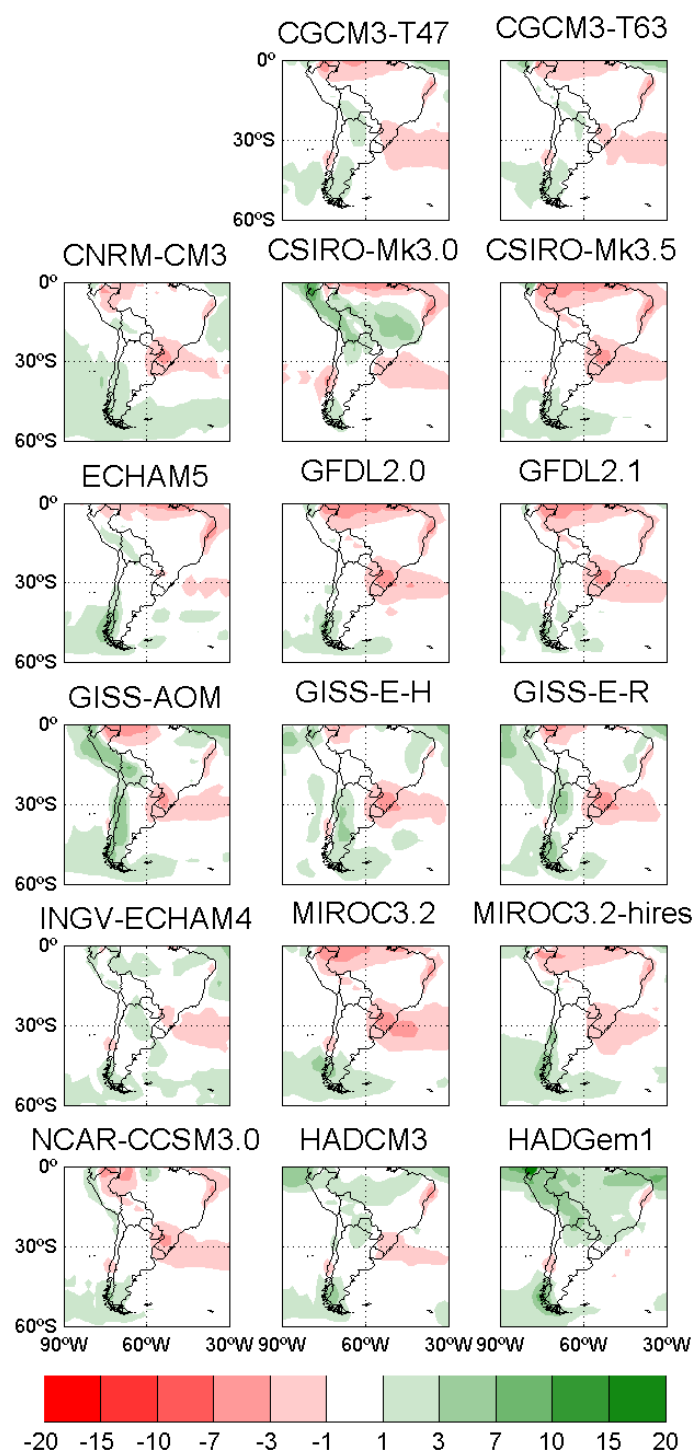


Fig. 3.5. Como en la Fig. 3.4 pero para la estación de invierno (JJA).

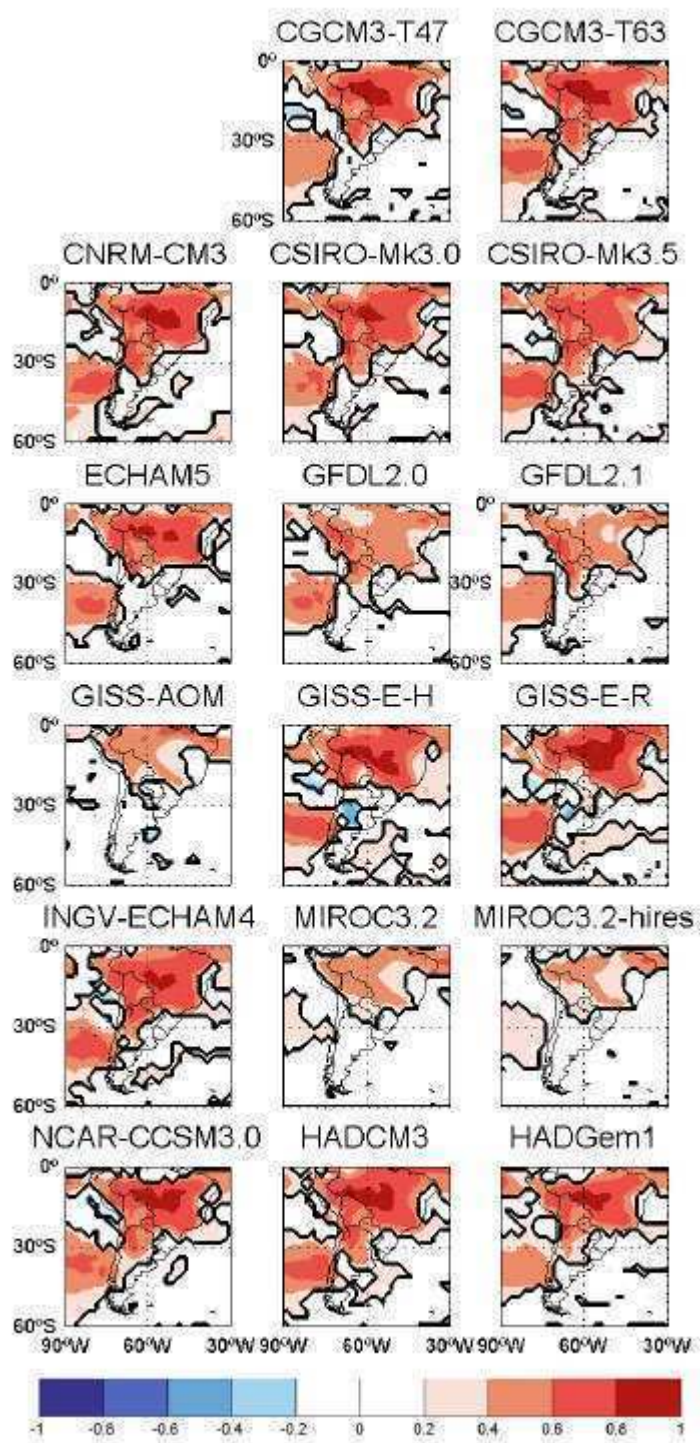


Fig. 3.6. Campo de coeficiente de correlación R entre las series anuales de precipitación de CMAP y cada MCG. Las áreas encerradas con línea negra indican que el coeficiente de correlación resultó significativo al 99%.

En la Fig. 3.7 se muestra la onda anual de precipitación sobre la región del litoral argentino definida en la sección 3.1. En este caso sólo se presentan los resultados de los 7 MCG de los que se cuenta con datos diarios. Puede verse que todos los MCG seleccionados subestiman la precipitación total anual cuyo valor medio anual observado es de casi 1500 mm. El modelo que presenta la mayor subestimación es el GFDL2.0, el cual sólo simula 654 mm de lluvia al año. El que presenta el menor error, en cambio, es el CGCM-T63, con una diferencia relativa porcentual del orden del 10% respecto de las observaciones (1329 mm versus 1496 mm). En cuanto a la representación de la onda anual puede apreciarse que varios de los modelos, como por ejemplo el CSIRO-M3.0 y el GFDL2.1, simulan una amplitud mucho mayor de la observada. El CNRM-CM3, por el contrario, es el que simula con mayor precisión no sólo el acumulado medio anual sino también la forma de la onda, aunque tiende a presentar una ligera sobreestimación de la lluvia media de comienzos del verano (diciembre).

La Tabla 3.2 muestra los valores de los estadísticos calculados sobre la región del litoral argentino. Del análisis del coeficiente de correlación (R) puede notarse que la correlación lineal entre CMAP y los MCG es baja y no significativa, con el máximo valor calculado para el modelo CNRM-CM3 ($R=0,28$) y un mínimo de 0,13 en el caso del GFDL2.1. En cuanto al bias, todos los modelos muestran una tendencia a una subestimación de la precipitación sobre la región, variando entre 10% (CGCM-T63) y 56% (GFDL2.1). Los valores máximos de error cuadrático medio (RMSE) se encuentran en las dos versiones del modelo GFDL, seguidos por el modelo CNRM-CM3, con un rango de valores que varían entre 9 y 36 mm. De esto puede verse que el modelo que presenta los mayores errores en la representación de la precipitación sobre el litoral argentino es el GFDL, tanto en su versión 2.0 como en su versión 2.1 en tanto que el más realista es el CGCM, tanto en baja (T47) como en alta (T63) resolución. Es interesante notar que el hecho de haber incrementado la resolución en este último modelo no conlleva un impacto positivo en la representación de la precipitación sobre el sur de la cuenca del Plata, dado que los valores tanto de RMSE como de bias y de coeficiente de correlación no presentan prácticamente cambios. En el caso del RMSE, incluso, se nota un ligero empeoramiento en las simulaciones de la lluvia cuando se evalúa la versión del modelo en mayor resolución (T63).

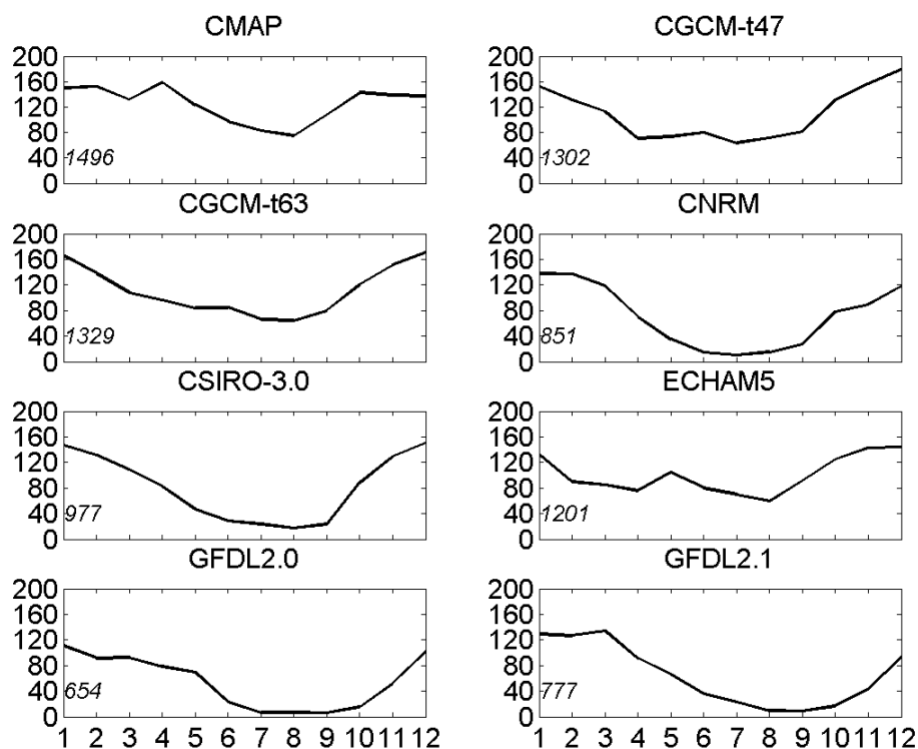


Fig. 3.7. Onda anual de precipitación en la región del litoral argentino (ver texto para detalles de la ubicación) en CMAP y en siete MCG. El número que se presenta en la esquina inferior izquierda de cada figura representa la lluvia media anual acumulada en la región. Las unidades son mm.

Tabla 3.2. Valores de R, RMSE (mm) y bias computados para cada MCG respecto de las observaciones sobre la región del litoral argentino.

	R	RMSE	Bias
CGCM-T47	0,22	9,28	-11,11
CGCM-T63	0,24	10,09	-9,66
CNRM-CM3	0,28	26,24	-43,92
CSIRO-Mk3.0	0,27	23,98	-37,71
ECHAM5	0,17	14,96	-23,10
GFDL2.0	0,18	35,76	-56,33
GFDL2.1	0,13	30,54	-47,86

3.3. Campos medios y de variabilidad de la OLR

El campo medio anual de OLR en el conjunto derivado por LS1996 (observaciones) como así también el de los MCG para la región comprendida entre el ecuador y 40°S se presentan en la Fig. 3.8. Puede apreciarse en las observaciones un mínimo sobre el centro y norte de Sudamérica, extendiéndose hacia el sudeste de Brasil, asociado a la actividad monzónica del continente (Vera et al., 2006) que se caracteriza por el desarrollo de convección durante la época cálida. También se observan otras zonas con valores mínimos (convección profunda): una sobre la región del Continente Marítimo, abarcando desde el Índico Ecuatorial, pasando por el norte de Australia y llegando hasta la *pileta de agua caliente* ubicada sobre el oeste del Océano Pacífico Ecuatorial, y otra sobre la región tropical de África. En latitudes medias/extratropicales también pueden apreciarse mínimos relativos, con valores inferiores a 240 W m^2 en especial sobre aguas del Pacífico Sur al norte de 40°S y también sobre el Atlántico Sur. Estos mínimos son una señal de la convección asociada a la actividad sinóptica/transiente a través del HS.

En cuanto a los campos medios derivados de los modelos climáticos puede notarse en primer lugar que todos sobreestiman la OLR sobre la cuenca amazónica (es decir, simulan menos convección de la observada). Varios de ellos simulan un máximo de convección sobre los Andes -muy probablemente asociado al forzante topográfico que, en esa región, determina ascenso del aire húmedo proveniente de la circulación de los alisios que ingresan a Sudamérica- pero no simulan convección sobre el llano, en especial sobre la región centro-norte de Brasil alejada de la topografía. El único modelo que simularía convección asociada al monzón sudamericano es el ECHAM5, aunque tanto este modelo como el CNRM-CM3 son los dos que tienen los máximos valores de desvío estándar sobre la región de Sudamérica (con magnitud en torno a 50 W m^2), incluso superior a la observada en LS1996, con valores de entre 30 y 35 W m^2 (figura no mostrada).

En la Fig. 3.9 se muestra el campo medio de OLR para la época cálida del HS (diciembre-enero-febrero), cuando el monzón sudamericano tiene su máxima actividad

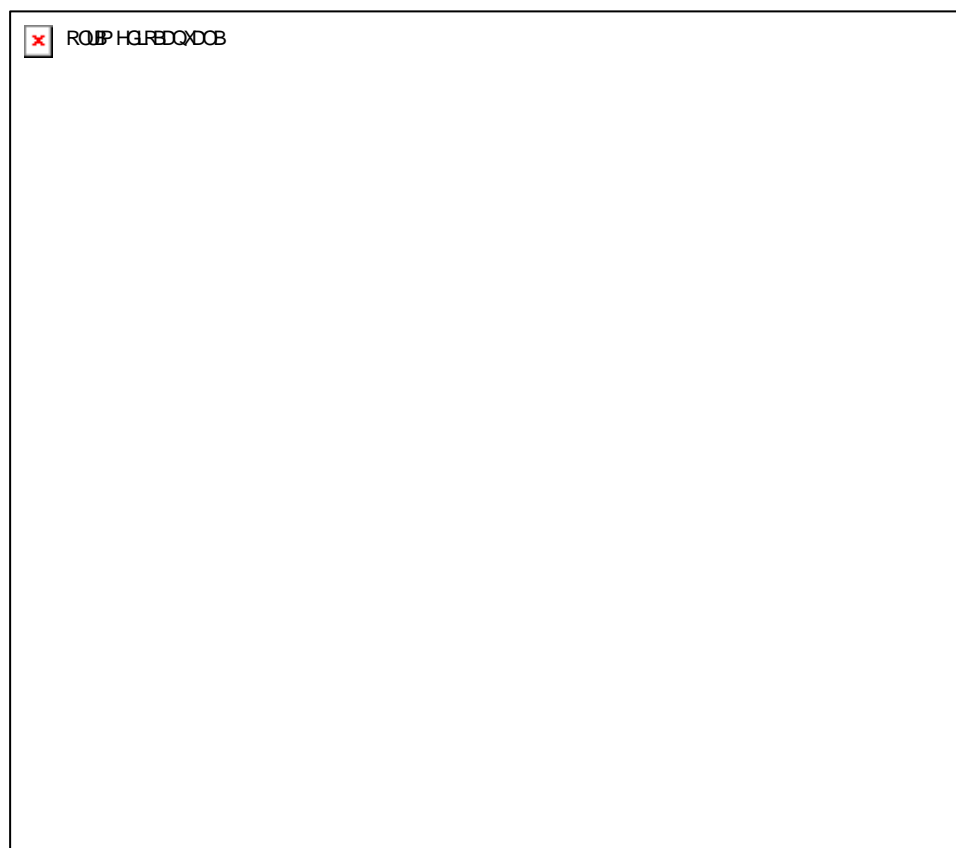


Fig. 3.8. Campo medio anual de radiación de onda larga saliente (OLR) en el conjunto de Liebmann y Smith (1996; LS1996) y en cada uno de los MCG en unidades de $W m^{-2}$.

(Vera et al., 2006) con el fin de determinar la habilidad de los MCG para simular el campo de OLR asociado a la convección monzónica en Sudamérica. En ese caso puede notarse que algunos modelos logran representar un mínimo de OLR sobre el centro-norte del continente sudamericano, pero en todos los casos con magnitudes inferiores a las halladas en LS1996. El CNRM-CM3 y el ECHAM5 son los que presentan los menores errores porcentuales en la estimación de OLR (figura no mostrada). Los modelos CGCM3-T47, CGCM3-T63 y CSIRO-3.0 no representan tampoco la región de mínimos que se extiende desde el Amazonas hacia el sudeste de Brasil, relacionada con la actividad de la SACZ. En cuanto a la región sur de la cuenca del Plata puede notarse que los modelos tienden a sobreestimar la magnitud de la OLR (evidenciando así una menor convección en la época cálida sobre esa zona), con la excepción del modelo ECHAM5 el cual tiende a simular adecuadamente un mínimo ubicado sobre el noreste de Argentina, Uruguay y el extremo sur de Brasil.

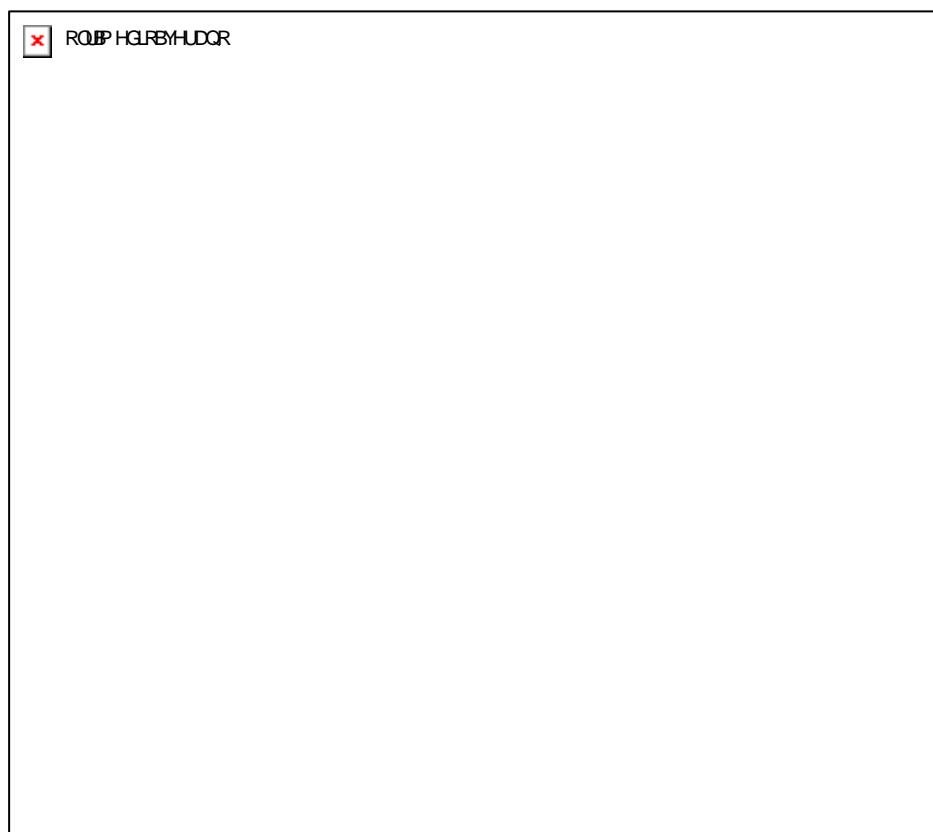


Fig. 3.9. Como en la Fig. 3.8 pero para el verano austral (diciembre-enero-febrero).

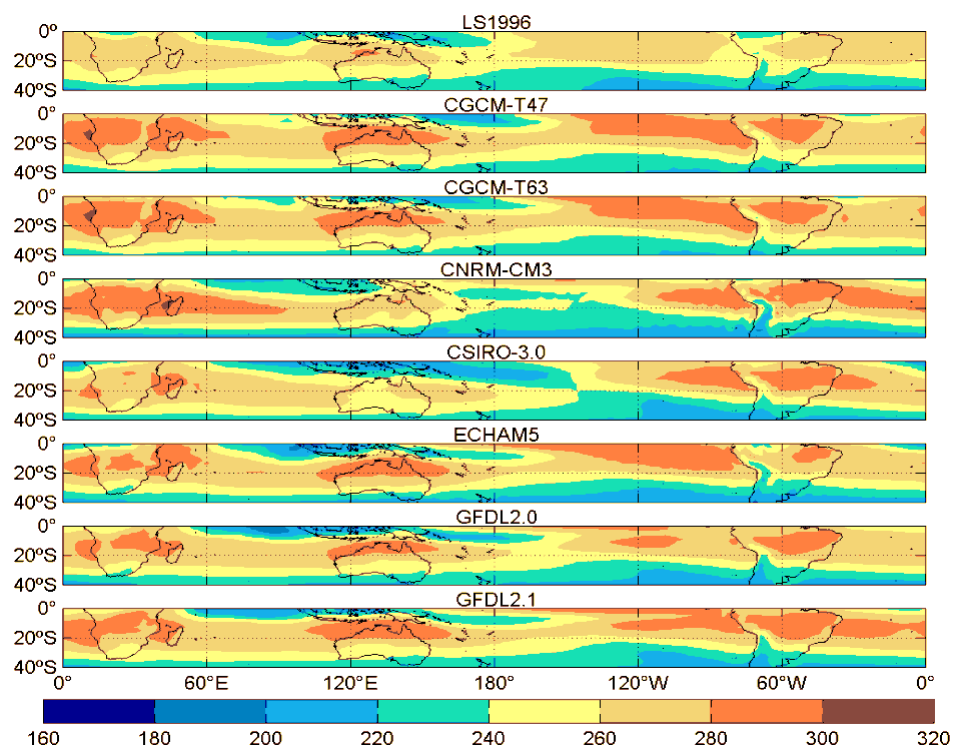


Fig. 3.10. Como en la Fig. 3.8 pero para el invierno austral (junio-julio-agosto).

Durante el trimestre junio-julio-agosto la convección disminuye en forma marcada sobre el continente sudamericano ya que es la época inactiva del monzón. Los máximos de precipitación durante esta estación al sur del ecuador se registran, como ya se discutió anteriormente en este capítulo, sobre el extremo sur de Chile y sobre Uruguay/noreste de Argentina/sur de Brasil. En particular sobre esta última región se puede apreciar en la Fig. 3.10 -que presenta los campos medios de OLR en la época de invierno- que sólo el modelo ECHAM5 logra simular en forma aceptable la extensión meridional del mínimo de OLR que se registra, el cual alcanza 25°S. El resto de los MCG no representa este patrón y relega a los valores por debajo de 240 W m⁻² a latitudes más altas. Trabajos previos mostraron que el mínimo de OLR sobre el sur de la cuenca del Plata está asociado a actividad transiente relacionada con el pasaje de perturbaciones sinópticas (por ejemplo, Alvarez, 2011) las cuales determinan el máximo invernal de precipitación sobre la región subtropical de Sudamérica (Vera et al., 2002). Al norte de 20°S todos los MCG presentan un patrón de sobreestimación de la OLR que es visible sobre el centro-norte del continente y sobre el Pacífico tropical lo cual, dado que en particular sobre el Sudamérica durante estos meses se dan condiciones secas, estaría sugiriendo que los MCG presentan temperaturas superficiales más altas que las observadas.

3.4. Campos medios de viento y energía cinética de las perturbaciones en niveles altos

A través de la climatología del viento en niveles altos (en este caso, 300 hPa) pueden determinarse la posición e intensidad media de los jets de capas altas (i.e., subpolar y subtropical). Esto es importante en términos dinámicos ya que los mismos actúan como caminos a través de los cuales se maximiza la actividad transiente y por los que avanzan las perturbaciones sinópticas, determinando el tiempo meteorológico. En la Fig. 3.11 se presenta el campo medio de la magnitud de la componente zonal del viento en 300 hPa, tanto para los reanálisis NCEP/NCAR como para los siete MCG. En el caso de las “observaciones” (reanálisis) se observa un máximo de viento centrado entre 40 y 50°S, con un máximo de intensidad sobre el sudeste del Atlántico y el sur del Índico con magnitud del orden de 30-40 m s⁻¹. En Australia el máximo principal se bifurca en dos secundarios, uno que avanza por el sur de Nueva Zelanda, a lo largo de 60°S, y otro,

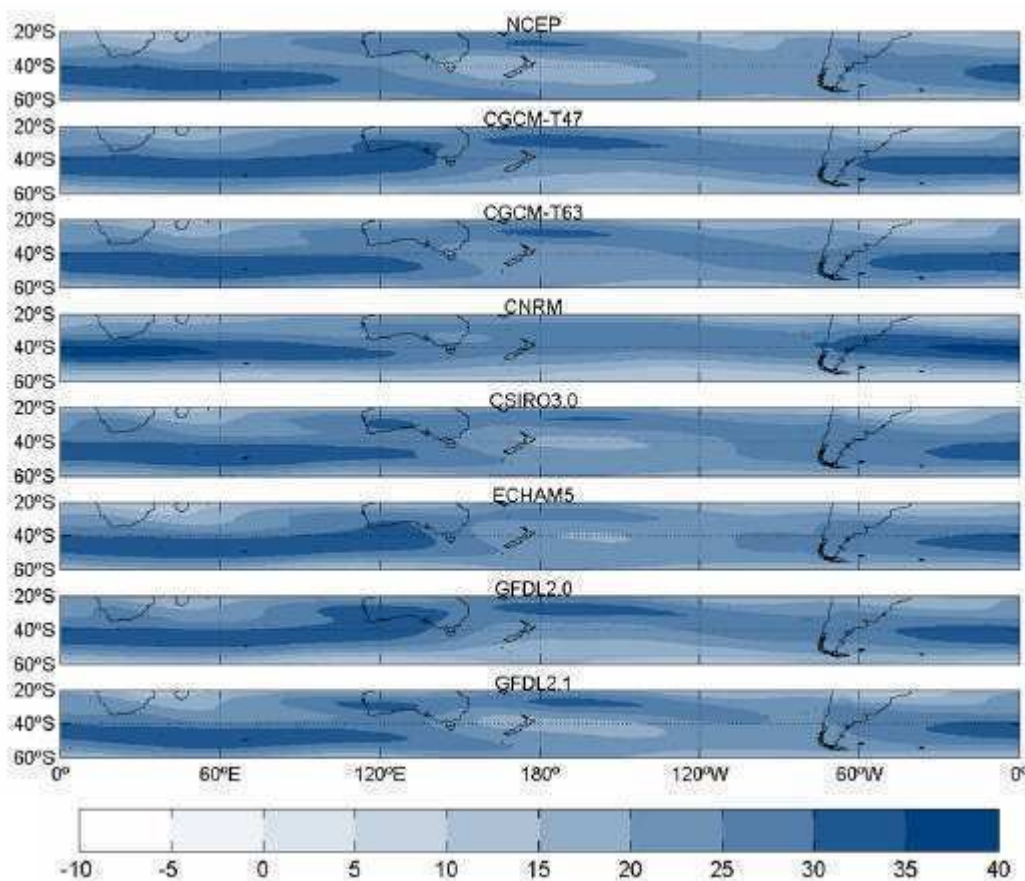


Fig. 3.11. Campo medio anual de la magnitud del viento zonal u en 300 hPa para NCEP (figura superior) y cada uno de los siete MCG, expresado en unidades de $m s^{-1}$.

asociado a la corriente en chorro subtropical, en 30°S, cuyo máximo se ubica algo por encima de los 300 hPa (figura no mostrada), dejando una zona de vientos más leves entre ambos máximos en la cual frecuentemente se originan bloqueos, en especial durante la estación fría (Trenberth y Mo, 1985). Estos dos máximos luego se vuelven a unir al oeste de Sudamérica, cerca de 40-45°S. En cuanto a los campos derivados de los MCG puede notarse que las principales características geográficas (en particular, la posición de los máximos) están bien representadas, con algunas diferencias en cuanto a la magnitud del viento. Por ejemplo en los reanálisis se puede apreciar que el máximo de viento localizado sobre el Índico con valores por encima de $30 m s^{-1}$ alcanza 100°E, en tanto que en todos los MCG este máximo se extiende más al este, siendo los modelos CGCM-T47 y GFDL2.0 los que presentan la máxima extensión zonal, llegando al centro-este de Australia (150°E). Algo similar ocurre con la aceleración del flujo sobre aguas del Atlántico, con mayores velocidades de las derivadas de los reanálisis en todos los MCG analizados.

La Fig. 3.12 muestra el campo medio anual de la energía cinética de las perturbaciones (K) derivada de los datos diarios de la componente meridional del viento en 300 hPa para los reanálisis (NCEP/NCAR y ERA-40) y para los MCG. El primer aspecto que sobresale de la figura es la marcada diferencia en la magnitud de K que se aprecia entre los dos conjuntos de reanálisis: el conjunto NCEP/NCAR presenta valores muy inferiores a los del ERA-40, con diferencias del orden de $150\text{-}200\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ en la región del máximo de K localizada sobre el sur del Océano Índico. Se puede apreciar además que en general desde $30\text{-}35^\circ\text{S}$ hacia el sur, ERA-40 presenta valores en promedio unos $100\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ más altos que NCEP/NCAR, lo cual es coherente con lo hallado en trabajos previos referidos a la subestimación de la energía cinética de las perturbaciones en los reanálisis del NCEP/NCAR (por ejemplo, Guo et al., 2009). En los campos de K derivados a partir de los datos diarios de los MCG se aprecia que existen marcadas diferencias entre ellos y con respecto a los reanálisis. En particular los modelos CGCM-T47, CGCM-T63 y ECHAM5 presentan valores altos de K sobre la región subtropical y subpolar de prácticamente todo el HS, con máximos que se ubican en torno a 40°S en el caso del CGCM-T47 y alrededor de 50°S para los otros dos modelos. El resto de los MCG presentan magnitudes menores de energía cinética, siendo el CNRM-CM3 el que presenta los valores más bajos, seguido por el GFDL2.1. Comparados con los campos derivados de ERA-40, los primeros tres modelos tienden a representar adecuadamente la magnitud de la energía cinética, en tanto que los otros cuatro (y, en especial, CNRM-CM3 y GFDL2.1) muestran claros patrones de subestimación. Esto tiene impactos sobre la actividad transiente del HS y en la intensidad de las perturbaciones que avanzan a través del continente a lo largo de los jets discutidos previamente, por lo que en modelos como el CNRM-CM3 y el GFDL2.0 la intensidad de los storm tracks está reducida respecto a las observaciones y esto determina ondas menos activas (en términos dinámicos) moviéndose a lo largo de latitudes medias del HS.

Como medida de la baroclinicidad media del flujo, en la Fig. 3.13 se presenta el campo medio de invierno (JJA) de la tasa de crecimiento Eady (s) para NCEP/NCAR y los MCG. Se presentan sólo los resultados de invierno debido a que es la estación que

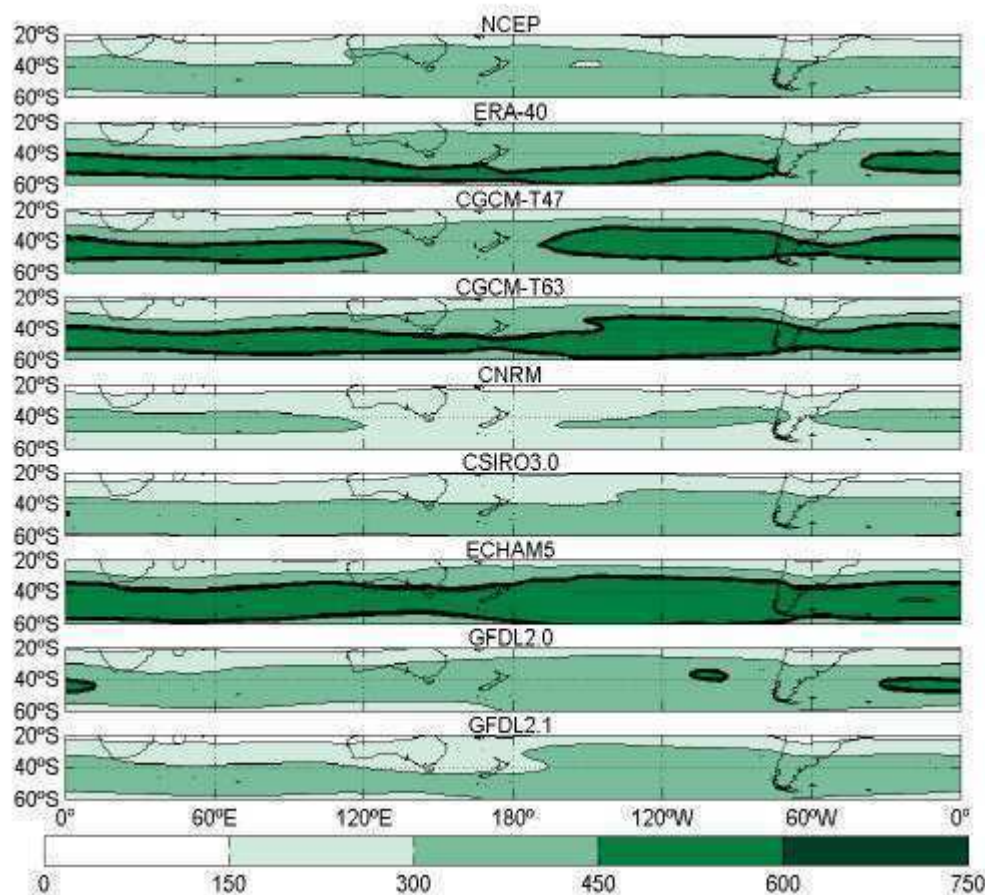


Fig. 3.12. Campo medio anual de la energía cinética de las perturbaciones K en 300 hPa para NCEP y ERA-40 (paneles superiores) y cada uno de los siete MCG, expresado en unidades de $m^2 s^{-2}$.

presenta la mayor baroclinicidad en latitudes medias del HS (Trenberth, 1991). Para este análisis se consideran específicamente las regiones alejadas de la topografía puesto que en regiones orográficas tanto los reanálisis como los MCG realizan extrapolaciones para determinar los campos de variables que quedan por debajo del nivel del suelo, dando lugar a variaciones espurias en el campo de s . A partir del campo computado sobre la base de los reanálisis puede observarse que la posición de los máximos de baroclinicidad en capas bajas (entre 850 y 700 hPa) se encuentra estrechamente vinculada a la localización de los máximos de viento zonal en el nivel de 300 hPa. Esto es consecuencia de que las regiones de máximo viento en altura son aquellas que presentan las mayores magnitudes de cortante vertical del viento, término que está incluido en el cómputo de s . De ahí que la diferencia entre NCEP/NCAR y la

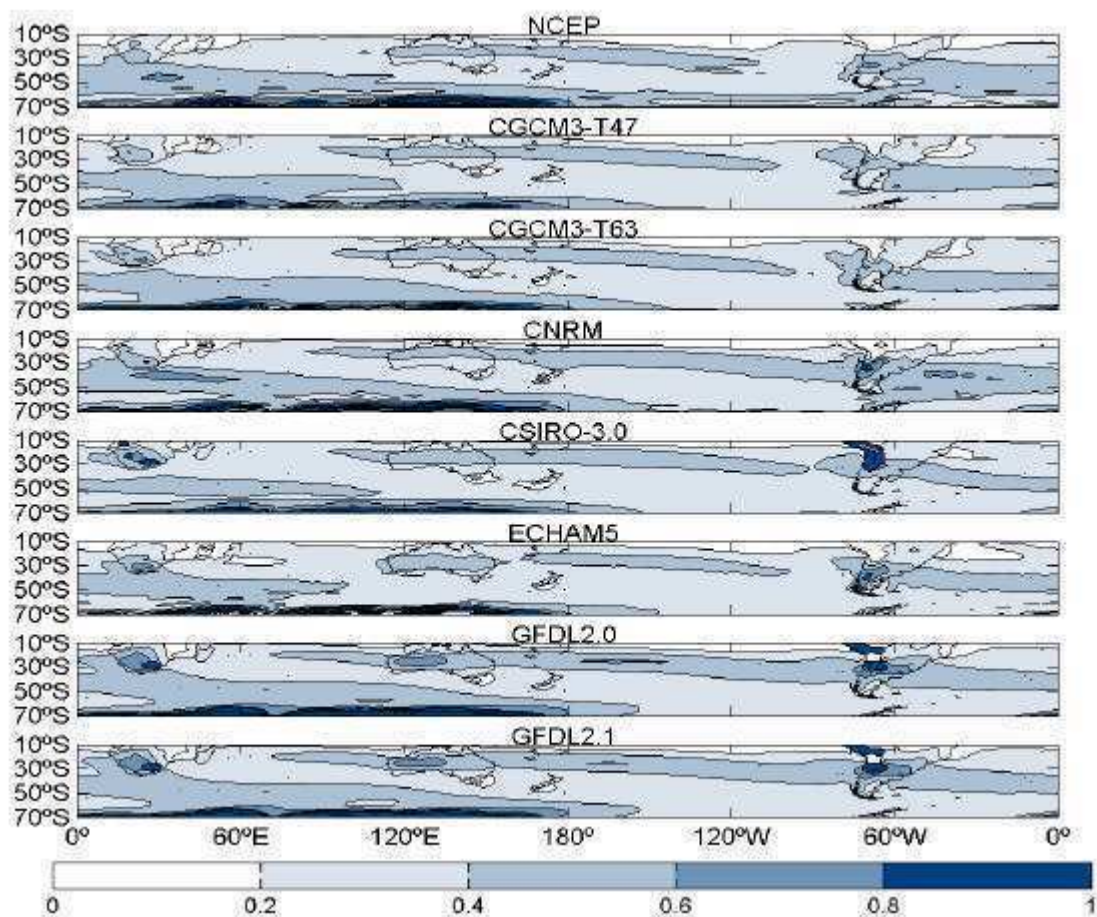


Fig. 3.13. Campo medio de invierno de la tasa de crecimiento Eady (s) considerando la capa comprendida entre 700 hPa y 850 hPa para NCEP (figura superior) y cada uno de los siete MCG, expresado en unidades de día⁻¹.

mayoría de los MCG, como en el caso del campo de viento de niveles altos, no sea demasiado importante. Una excepción a esto es el modelo GFDL en sus dos versiones, dado que presenta condiciones de más baroclinicidad de las que se observan sobre el sur de Sudamérica, con valores de casi 1,0 día⁻¹, en tanto que en NCEP la magnitud se ubica en torno a 0,4-0,5 día⁻¹. Esto indica que este modelo en particular presenta condiciones de fuerte baroclinicidad en capas bajas pero la frecuencia/intensidad de pasaje de perturbaciones sinópticas es menor a la que se observa, en base a lo analizado sobre los campos de K . Un aspecto destacable es el hecho de que ninguno de los MCG es capaz de representar el máximo de baroclinicidad que se observa sobre el Pacífico Sur, el cual alcanza el extremo sur de Sudamérica y está ligado a la actividad ciclónica de latitudes altas, y de hecho se aprecia que varios modelos maximizan la actividad baroclínica asociada a la rama subtropical del jet que impacta sobre el centro/norte de Chile, en

destrimento de la actividad vinculada con el jet subpolar. Esto determina que la energía de los ciclones que cruzan por la región más austral de Sudamérica durante el invierno, los cuales están asociados en buena medida con el forzante dinámico que intensifica la advección de humedad hacia el sur de la cuenca del Plata, sea menor a la observada y explica, al menos en parte y considerando sólo esa variable puramente dinámica, una posible causa de la subestimación de la precipitación.

3.5. El Niño/La Niña en los MCG y la precipitación asociada

Varios trabajos han analizado la habilidad de los modelos globales para simular los eventos cálidos y fríos sobre el Pacífico Tropical Central asociados a El Niño y La Niña (Kang et al., 2002; Zhang y Zebiak, 2003; Yukimoto y Kitamura, 2003; Dong, 2005; Marshall et al., 2009; Kug et al., 2010) y en ellos se muestran las falencias que presentan la mayoría de los modelos para representar la variabilidad espacio-temporal del ONI.

Como en las secciones anteriores, el análisis del ONI y su variabilidad en los MCG se lleva a cabo considerando el período 1981-2000 excepto en el caso de los modelos CNRM-CM3 y ECHAM5, los cuales tienen información disponible de SST hasta diciembre de 1999, por lo que de esos modelos se consideran 19 años en vez de 20. En la Figura 2.14 se muestran las series temporales del índice ONI, tanto del calculado sobre los datos observados de SST como del computado usando los datos de SST de cada uno de los MCG. El primer rasgo notorio es el hecho que el modelo CGCM en sus dos resoluciones presenta una amplitud muy pequeña del índice ONI, el cual tanto en T47 como en T63 varía entre +1°C y -1°C. Esta amplitud es muy inferior a la observada (panel superior), la cual en el período de 20 años analizado alcanzó un valor máximo de +2,5°C (en noviembre y diciembre de 1997) y un valor mínimo de -1,9°C (noviembre y diciembre de 1988), determinando un rango superior a los 4°C. El resto de los modelos presenta valores de amplitud comparables con las observaciones, y algunos de ellos, como el GFDL2.1, presentan tendencia a mostrar tanto Niños como Niñas más intensos, con valores de ONI alcanzando extremos de casi -4°C y de hasta +4°C en el caso de eventos cálidos.

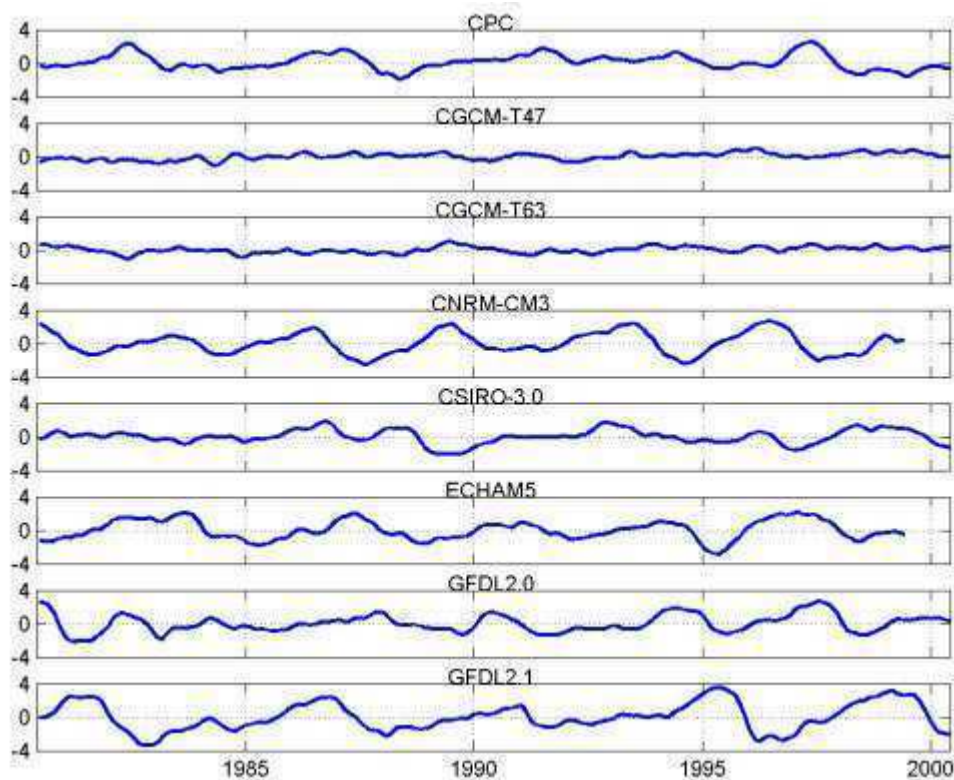


Fig. 3.14. Serie temporal del índice ONI en las observaciones (panel superior) y para cada uno de los MCG. Las marcas en el eje x corresponden al mes de julio del año indicado. Las unidades son °C.

Para estudiar la frecuencia en la alternancia de eventos fríos y cálidos en las observaciones y así poder determinar si los modelos logran representar bien la frecuencia de Niños y Niñas, en la Tabla 3.3 se presentan los resultados del análisis armónico aplicado a las series temporales de la Fig. 3.14. Se muestra el porcentaje de varianza explicada para distintos armónicos, determinando aquellas ondas que resultaron significativas al 95% de confianza luego de aplicar el test de Fisher (Wilks, 1995).

Como ya es ampliamente sabido, la frecuencia de eventos El Niño/La Niña tiene una periodicidad que oscila aproximadamente entre 4 y 5 años (ver, por ejemplo, Okumura y Deser, 2010). Esto puede verificarse en base a los resultados del análisis armónico, el cual fue hecho considerando sólo 20 años pero aún así muestra un máximo de varianza en las ondas de 48 y 60 meses. Para períodos mayores a 80 meses, el ONI no presenta

periodicidades significativas y la varianza explicada por esos armónicos cae notablemente.

Tabla 3.3. Varianza explicada (%) por distintos armónicos del índice ONI observado y calculado en base a datos de SST de los MCG. Aquellos armónicos cuya varianza resultó significativa al 95% se indican con *.

Período (meses)	CPC	CGCM- T47	CGCM- T63	CNRM- CM3	CSIRO- 3.0	ECHAM 5	GFDL 2.0	GFDL 2.1
240	0,52	11,22*	5,60*	0,42	1,77*	0,87	1,18	1,69*
120	0,37	13,98*	6,90*	0,51	3,25*	2,06*	1,21	1,19
80	0,79	5,56*	0,65	0,80	9,97*	1,72*	0,96	8,74*
60	9,67*	0,00	4,53*	3,76*	9,66*	12,39*	0,48	14,85*
48	16,37*	0,49	1,29	3,12*	2,07*	18,66*	4,32*	4,27*
40	5,73*	0,64	4,59*	12,66*	1,50	5,23*	2,24*	1,09
30	5,91*	0,44	1,45	2,59*	2,42*	1,03	3,83*	6,31*

Al comparar este patrón de ondas significativas con los resultados del análisis armónico aplicado al índice ONI derivado de los MCG se encuentra que el modelo CGCM-T47 no presenta oscilaciones significativas en los períodos de entre 40 y 60 meses, sino que por el contrario las ondas que presentan las varianzas más importantes (y significativas) son aquellas asociadas a la baja frecuencia (períodos de entre 7 y 20 años). La máxima varianza explicada en el índice derivado de este modelo es la de 10 años. Por ende, el modelo CGCM-T47 no sólo no representa en forma adecuada la magnitud del forzante oceánico asociado al ENSO sino que tampoco capta la frecuencia de los eventos cálidos/fríos. La versión T63 de este modelo mejora, al menos parcialmente, la simulación de la frecuencia de eventos ENSO dado que las ondas de 40 y de 60 meses aparecen ahora como significativas al 95% de confianza. Al mismo tiempo, las ondas de menor frecuencia disminuyen su significancia. Los otros 5 modelos, en tanto, presentan diferencias entre sí en cuanto a en qué región del espectro se centran las ondas de mayor varianza explicada pero todos muestran una señal significativa próxima a los 5 años, acorde con las observaciones. Entre esos MCG, el ECHAM5 aparece como el más preciso, con máxima varianza explicada por la oscilación de 48 meses (con casi un 19%, algo por encima de lo observado) seguida por la onda de 60 años, lo cual es similar al

patrón mostrado por el índice ONI. El GFDL2.0, mientras tanto, explica menor varianza (en total) cuando se agregan las ondas obtenidas en este análisis. De hecho la onda que mayor varianza explica es la de 48 meses y es sólo de 4,32%.

En las Figs. 3.15 y 3.16 se presentan las anomalías medias de precipitación asociadas a eventos El Niño y La Niña, respectivamente, tanto en las observaciones (CMAP) como en los MCG. Este análisis es interesante para evaluar qué modelos logran simular adecuadamente la frecuencia/intensidad de los eventos cálidos y fríos en el Pacífico tropical puesto que una de las posibles explicaciones del error en la precipitación podría recaer en la manera en que representan cómo las ondas generadas remotamente por las anomalías de SST en la región tropical se teleconectan con Sudamérica y fuerzan allí determinados patrones de anomalías de lluvia. En el caso de las observaciones (CMAP) puede apreciarse que en eventos El Niño (Fig. 3.15) hay anomalías positivas de precipitación sobre el centro y el sur de la cuenca del Plata ubicándose estas anomalías en promedio un 20-40% por encima de los valores medios mensuales. Este patrón está acompañado por condiciones más secas de lo normal sobre el este y noreste de Brasil y sobre la región del noroeste argentino y la Puna (aunque, como ya se discutió, el análisis sobre esta última región está influenciado por la escasa cantidad de estaciones de observación de precipitación y la dudosa calidad de las mismas). Condiciones anómalamente húmedas tienden a acompañar a eventos cálidos también sobre la cordillera cuyana como así también sobre el centro y el norte de la Patagonia, determinando en esta última región frecuentes inundaciones durante meses El Niño. Los MCG, en tanto, tienden a presentar patrones bastante disímiles, tanto entre sí como respecto a las observaciones. Si bien la mayoría simula condiciones más lluviosas de lo normal sobre el noreste de Argentina, sur de Brasil y sobre Uruguay durante eventos El Niño, algunos no muestran señal (GFDL2.1) en tanto que otros representan el patrón opuesto (CNRM-CM3). También se puede observar que algunos modelos presentan áreas muy grandes de lluvias excesivas en condiciones Niño, como el CGCM-T47 (cuya zona de excesos abarca desde el centro de Sudamérica hasta la Patagonia) o el modelo GFDL2.1, con excesos en el centro y noreste de Argentina.

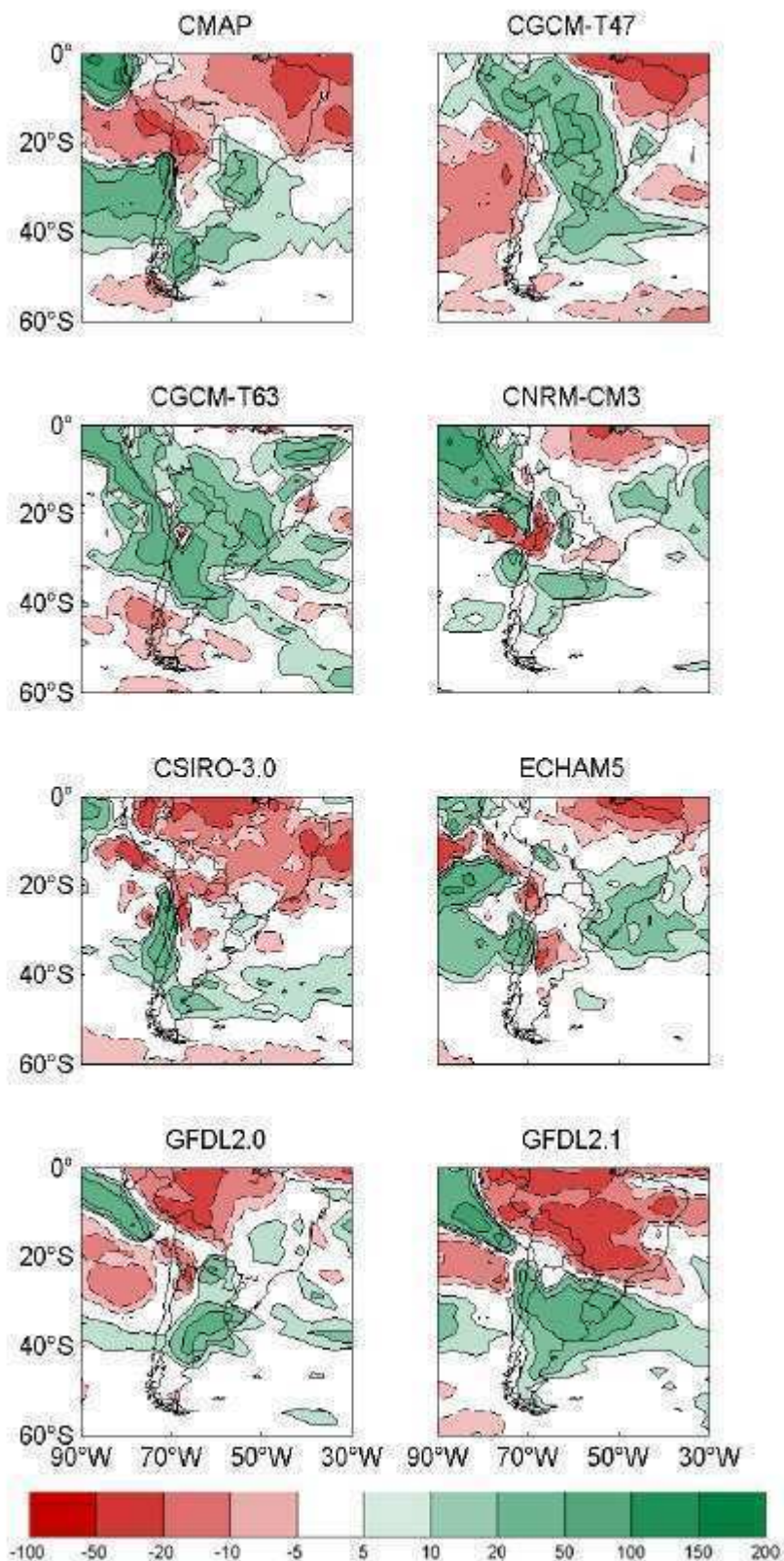


Fig. 3.15. Anomalías de precipitación (%) obtenida al promediar las anomalías de todos los meses que cumplen con el criterio que define a los eventos El Niño (ver texto para detalles) en las observaciones y en los siete MCG.

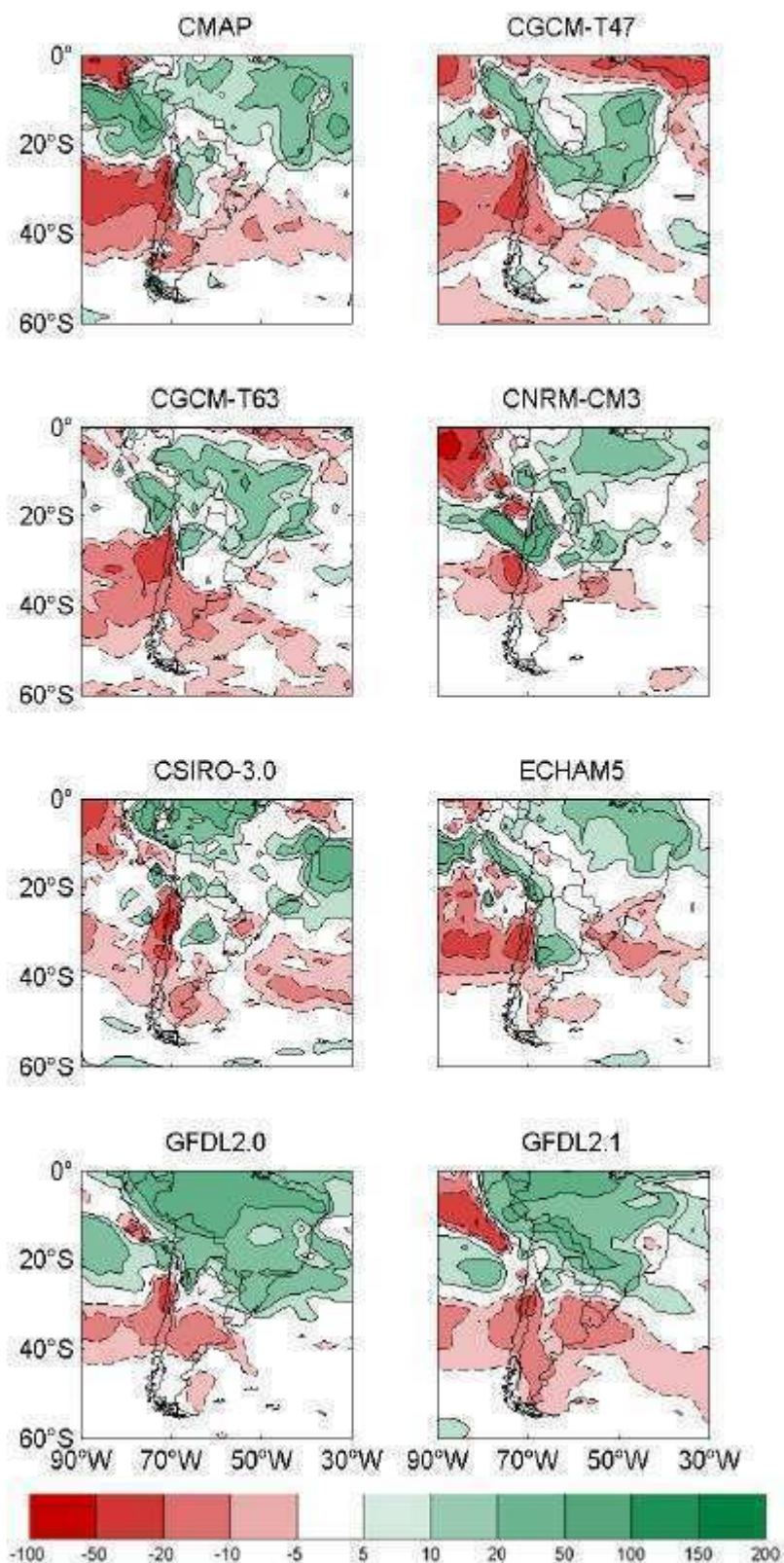


Fig. 3.16. Como en la Fig. 3.15 pero para considerando los meses que cumplen con el criterio que define a los eventos La Niña.

Durante eventos Niña, por el contrario, tiende a ocurrir menos precipitación de la normal sobre el centro y el sur de la cuenca del Plata, en tanto que llueve por encima de los valores medios en el centro-noreste de Brasil y sobre el noroeste de Argentina (panel CMAP en la Fig. 3.16). En cuanto a los MCG nuevamente aparecen diferencias respecto del patrón observado: el CGCM-T47 simula condiciones anormalmente húmedas sobre el litoral argentino y sur de la cuenca del Plata, al igual que el CNRM-CM3 y el GFDL2.0, lo cual es complemente opuesto a lo que en realidad ocurre. Nuevamente el modelo ECHAM5 es, en este caso, el que presenta las simulaciones más realistas en cuanto a las diferencias de precipitación en meses La Niña.

3.6. Discusión

Los modelos climáticos globales acoplados océano-atmósfera que actualmente se emplean en estudios de variabilidad climática y, en especial, para estimar posibles cambios futuros en el clima global ante variaciones en la concentración de gases de efecto invernadero y de aerosoles presentan un patrón sistemático de subestimación de la precipitación sobre el centro y el sur de la cuenca del Plata. Como se discutió en este capítulo, esos errores se deben en parte a las deficiencias en la estimación de la lluvia de verano pero especialmente a la pobre representación que hacen de la precipitación invernal (con la excepción de los modelos ECHAM5 y UKMO-HadGEM1, los cuales simulan adecuadamente los montos de lluvia durante la estación fría pero no así los de la época estival). Los campos de desvío estándar de precipitación en los MCG muestran que la mayoría de los modelos representan los máximos de desvío en la región amazónica, tal como se observa en la realidad, pero fallan en simular la magnitud del desvío. En varios de ellos se observan patrones con una variabilidad mucho mayor a la observada, en tanto que en otros las variaciones interanuales de la lluvia son considerablemente menores. El análisis de correlación lineal entre las series de precipitación de CMAP y las de los MCG indican que en general hay alta (y significativa) correlación sobre el norte de Sudamérica, abarcando toda la región amazónica, con valores de R superiores a 0,8, en tanto que sobre el sur de la cuenca del Plata (y sobre la mayor parte de Argentina) las correlaciones son no significativas. Si bien la habilidad de un MCG para simular adecuadamente las condiciones del clima presente no implica que ese MCG represente en forma razonable las condiciones

futuras, esta suposición es uno de los criterios más utilizados actualmente para la selección de modelos climáticos.

Los patrones de OLR hallados muestran que la mayoría de los MCG no simulan adecuadamente la convección asociada al monzón sudamericano y, en particular, presentan problemas para simular la convección ligada a la SACZ durante el verano. Este problema a su vez determina que tampoco puedan representar en forma adecuada el patrón dipolar de precipitación en escala intraestacional que se observa sobre el sudeste de Sudamérica, con centros en la región de la SACZ y sobre el centro-este y noreste de Argentina (Nogués-Paegle y Mo, 1997; Liebmann et al., 1999; Barros et al., 2000; Carvalho et al., 2004; Cunningham y Cavalcanti, 2006, entre otros). Durante la época de invierno todos los modelos excepto el ECHAM5 fallan en simular la extensión meridional de los valores mínimos de OLR (inferiores a 240 W m^{-2}), lo cual está relacionado a las subestimaciones de precipitación sobre la cuenca del Plata en las simulaciones climáticas. En términos dinámicos se mostró que los MCG muestran adecuadamente la posición e intensidad medias de las corrientes en chorro de niveles altos, pero en cuanto a la intensidad/frecuencia de la actividad transiente (cuantificada a través de los campos medios de energía cinética de las perturbaciones) se encontró que los modelos CNRM-CM3, CSIRO-3.0 y GFDL (tanto en su versión 2.0 como 2.1) presentan fuertes subestimaciones de esta magnitud, mientras que los otros simulan magnitudes comparables a las computadas usando los reanálisis ERA-40.

Sobre la base del análisis de la tasa de crecimiento Eady se encontró que los MCG tienden a simular menos baroclinicidad de la observada sobre el Pacífico sudeste, lo cual es de particular importancia porque por esa región avanzan las perturbaciones que luego alcanzarán Sudamérica y serán uno de los mecanismos necesarios para generar precipitaciones. En cuanto al análisis de la variabilidad en las SST de la región del Pacífico Tropical y su relación con eventos El Niño/La Niña, el análisis armónico realizado sobre las series temporales del índice ONI obtenido de las simulaciones de los MCG y calculado con las observaciones indicó que existe una proporción importante de modelos incapaces de generar Niños con la frecuencia que en realidad se observan. El único modelo que presenta simulaciones realistas en este sentido resultó ser el ECHAM5, con la máxima varianza explicada por los armónicos de 48 y de 60 meses. El

peor resultó ser el CGCM, tanto en las simulaciones realizadas con una resolución de T47 como en las de T63, dado que no sólo simulan una amplitud extremadamente pequeña del índice ONI a lo largo de los 20 años de análisis sino que además no presenta periodicidades significativas en las frecuencias que en realidad sí lo son. Los campos de anomalías de precipitación obtenidos tomando meses Niño y Niña por separado sugieren que sólo algunos modelos son capaces de representar el patrón de variabilidad observado. Al respecto, sólo tiene sentido en este caso analizar los campos de anomalías de precipitación de aquellos modelos que lograron simular aceptablemente la periodicidad de eventos cálidos/fríos en el Pacífico Tropical central. En ese sentido, el modelo ECHAM5 es el que presenta resultados aceptablemente buenos, no sólo en la periodicidad sino también en cuanto al campo simulado de anomalías de la precipitación.

Dado que algunas de las relaciones recién enumeradas parecen ser causales (ejemplo, menor precipitación sobre el sudeste de Sudamérica debido a la menor baroclinicidad en las capas bajas de la atmósfera sobre el sur sudamericano), se plantea como necesario poder determinar cuáles son los mecanismos físicos/dinámicos que tienen los mayores impactos en los errores en las simulaciones de la precipitación. En este sentido, en el Capítulo 5 de este trabajo de tesis se analizarán los resultados de simulaciones climáticas llevadas adelante con un MCG (sólo atmosférico) que buscan determinar la importancia relativa de las distintas variables (baroclinicidad en capas bajas, simulación de la topografía, resolución horizontal, esquemas de parametrizaciones físicas, etc).

Referencias

- Alvarez, M. S., 2011: Análisis de la variabilidad intraestacional de invierno en Sudamérica. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. 97 pp.
- Barros, V. R., M. H. Gonzalez, B. Liebmann, e I. Camilloni, 2000: Influence of the South Atlantic Convergente Zone and South Atlantic sea surface temperatura on interannual summer rainfall variability in southeastern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 123-133.
- Berberly, E. H., y C. S. Vera, 1996: Characteristics of the Southern Hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 468-481.

- Boullanger, J.-P., G. Brasseur, A. F. Carril, M. de Castro, N. Degallier, C. Ereño, H. Le Treut, J. A. Marengo, C. G. Menéndez, M. N. Núñez, O. C. Penalba, A. L. Rolla, M. Rusticucci, y R. Terra, 2010: A Europe-South America network for climate change assessment and impact studies. *Climatic Change*, **98**, 307-329.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, y B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, **17**, 88-108.
- Chang, E. K. M., 1999: Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part II: Seasonal and hemispheric variations. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1729-1747.
- _____, 2000: Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: examples from the Southern Hemisphere summer season of 1984/85. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 25-50.
- _____, y D. B. Yu, 1999: Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: Northern hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1708-1728.
- Cunningham, C. A. C., e I. F. A. Cavalcanti, 2006: Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1165-1180.
- Dong, B., 2005: Asymmetry between El Niño and La Niña in a global coupled GCM with an eddy-permitting ocean resolution. *J. Climate*, **18**, 3373-3387.
- Guo, Y., E. K. M. Chang, y S. S. Leroy, 2009: How strong are the Southern Hemisphere storm tracks? *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L22806, doi:10.1029/2009GL040733.
- _____, y E. K. M. Chang, 2008: Impacts of assimilation of satellite and rawinsonde observations on Southern Hemisphere baroclinic wave activity in the NCEP–NCAR Reanalysis. *J. Climate*, **21**, 3290–3309.
- Hoskins, B. J., y P. J. Valdes, 1990: On the existence of storm-tracks. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1854-1864.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewsky, J. Wang, R. Jenne, y D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kang, I.-S., K. Jin, K.-M. Lau, J. Shukla, V. Krishnamurthy, S. D. Shubert, D. E. Waliser, W. F. Stern, V. Satyan, A. Kitoh, G. A. Meehl, M. Kanamitsu, V. Y. Galin, A. Sumi, G. Wu, Y. Liu, y J.-K. Kim, 2002: Intercomparison of

- atmospheric GCM simulated anomalies associated with the 1997/98 El Niño. *J. Climate*, **15**, 2791-2805.
- Kaplan, A., M. Cane, Y. Kushnir, A. Clement, M. Blumenthal, y B. Rajagopalan, 1998: Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *J. Geophys. Res.*, **103**, 18567-18589.
- Kousky, V., 1988: Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev. Brasileira Meteor.*, **3**, 217-231.
- Kug, J.-S., J. Choi, S.-I. An, F.-F. Jin, y A. T. Wittenberg, 2010: Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL2.1 coupled GCM. *J. Climate*, **23**, 1226-1239.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, y J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, **12**, 1977-1991.
- _____, y C.A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Lindzen, R. S., y B. Farrell, 1980: A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1648-1654.
- Marshall, A. G., O. Alves, y H. H. Hendon, 2009: A coupled GCM analysis of MJO activity at the onset of El Niño. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 966-983.
- Nogués-Paegle, J., y K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.
- Okumura, Y. M., y C. Deser, 2010: Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña. *J. Climate*, **23**, 5826-5843.
- Parker, D. E., P. D. Jones, C. K. Folland, y A. Bevan, 1994: Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **99**, 14373-14399.
- Reynolds, R.W., y T.M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Trenberth, K. E., 1991: Storm tracks in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2159-2178.
- _____, y K. C. Mo, 1985: Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 3-21.

- Uppala, S.M., P. W. Köllberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hölm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, y J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012. doi:10.1256/qj.04.176.
- Vera, C. S., P. K. Vigliarolo, y E. H. Berbery, 2002: Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 684-699.
- _____, W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C. R. Mechoso, J. Nogués-Paegle, P. L. Silva Dias, y C. Zhang, 2006: Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, **19**, 4977-5000.
- _____, y G. Silvestri, 2009: Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. *Clim. Dyn.*, **32**, 1003-1014.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Ed. Academic Press, 467 pp.
- Xie, P., y P. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yukimoto, S., y Y. Kitamura, 2003: An investigation of the irregularity of El Niño in a coupled GCM. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **81**, 599-622.
- Zhang, R.-H., y S. E. Zebiak, 2003: Embedding a SST anomaly model in to a z-coordinate oceanic GCM for producing El Niño oscillation in the tropical Pacific climate system. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL015428.

Capítulo 4:
Métodos de remoción
de errores
sistemáticos

Como se mostró en los capítulos precedentes, los MCG presentan errores que pueden propagarse rápidamente hacia otras componentes del sistema climático, como en el caso de las simulaciones hidrológicas derivadas de los mismos. En este capítulo se presentan algunas herramientas estadísticas útiles para remover la parte sistemática de esos errores y, así, obtener simulaciones hidrológicas más confiables. También se muestra la aplicación de estas herramientas a proyecciones futuras de temperatura y precipitación sobre la cuenca del Plata y se analizan los cambios derivados en los caudales de los principales ríos de la región.

4.1. Datos y metodologías

El objetivo de este capítulo es el de demostrar la utilidad de remover los errores sistemáticos de precipitación y temperatura de un conjunto de MCG para mejorar las simulaciones hidrológicas derivadas de los mismos. Tanto el modelo hidrológico empleado como el período y los puntos de cierre considerados son los mismos que en el Capítulo 2. Dado que para la aplicación de los dos métodos de remoción de errores sistemáticos propuestos se requiere de un período independiente para computar los estadísticos (ver detalles en el punto 4.1.1.), además de los datos meteorológicos observados y provenientes de las simulaciones de los 5 MCG empleados en el Capítulo 2 en el período 1990-1999 se cuenta con información de las mismas fuentes (observaciones y MCG) pero para 1973-1989. Si bien el mismo podría resultar relativamente acotado para obtener estadísticos estables (17 años), es el período independiente más largo en el cual se dispone de una cantidad de observaciones lo suficientemente abundantes como para ser consideradas representativas de la climatología de la región.

Existen básicamente dos tipos de métodos para remover errores sistemáticos en las simulaciones de modelos climáticos: métodos dinámicos y métodos estadísticos. Los métodos dinámicos consisten en emplear MCR anidados a los globales de modo de aumentar localmente la resolución horizontal/vertical en la región de interés y, así, mejorar la representación del clima. Este tipo de métodos fue empleado exhaustivamente en trabajos previos para mejorar las simulaciones globales sobre una amplia variedad de regiones del mundo, tanto para estudios sobre el clima presente

como sobre posibles cambios a futuro (Schmidli et al., 2006; Amengual et al., 2007; Brussolo et al., 2009; Trapp et al., 2011; Tselioudis et al., 2011). Los métodos estadísticos, en cambio, se caracterizan por corregir las simulaciones de los modelos climáticos mediante la utilización de estadísticos (media, varianza, otros momentos de las distribuciones, percentiles, etc) y existe una gran cantidad de trabajos que los han empleado (Schnur y Lettenmaier, 1998; Solman y Núñez, 1999; Wood et al., 2002; Hanssen-Bauer et al., 2005). Los esquemas propuestos en este capítulo pertenecen a esta última categoría.

Además de demostrar la habilidad de los métodos de remoción de errores, en este capítulo también se buscan determinar posibles escenarios futuros en el comportamiento de los caudales de los principales ríos de la cuenca del Plata (Uruguay, Paraná y Paraguay) y para eso se emplean salidas de los mismos MCG utilizados previamente pero para décadas futuras del siglo XXI. En este contexto, se consideran 3 escenarios socioeconómicos para el futuro, denominados A1B, A2 y B1 según las definiciones propuestas por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático, IPCC, y presentados en el Reporte Especial sobre Escenarios de Emisión (SRES, por sus siglas en inglés). Estos escenarios de emisión fueron utilizados por el IPCC en la confección de su informes tercero (IPCC, 2001) y cuarto (Solomon et al., 2007). Los escenarios A1 suponen un crecimiento económico rápido a nivel global, con un progresivo incremento de la población mundial hasta alcanzar los 9 mil millones de habitantes en 2050 y con la utilización de modernas tecnologías. Dentro de estos escenarios, en particular el A1B supone que el desarrollo se va a llevar a cabo empleando un balance entre las distintas fuentes de energías (renovables y no renovables). El escenario A2, en cambio, supone un mundo con un continuo incremento poblacional y en el que se estima una fragmentación a nivel económico: supone que el desarrollo de cada región se vuelca al crecimiento de la región misma, a la vez que se mantiene una clara separación entre naciones en términos económicos (poca interacción) y un desarrollo más lento a nivel tecnológico. El B1, mientras tanto, considera un mundo integrado y con un arraigado concepto de cuidado del medio ambiente. Así, este escenario supone la utilización de tecnologías y fuentes de energía limpias. Es evidente entonces que considerar uno u otro escenario determinaría cambios distintos en términos de temperatura y precipitación (como así también en otras variables atmosféricas) debido a las variaciones en las

emisiones de gases de efecto invernadero asociadas a cada una de ellos. El escenario A2 es el que presenta las condiciones menos ecológicas y, por ende, el que incrementa más fuertemente la concentración de gases, aumentando así la temperatura media global en forma marcada. El escenario B1, por el otro lado, supone condiciones más ecológicas y el calentamiento resultante esperado sería menor. El A1B es una suerte de opción intermedia entre los dos extremos anteriores. Los dos períodos futuros considerados en este capítulo para inferir posibles cambios en los caudales son la década de 2030 y la de 2070. Para esos períodos se dispone de datos mensuales de las tres variables meteorológicas consideradas para las simulaciones hidrológicas para los 5 MCG, excepto del modelo GISS del cual no se dispuso de información para el escenario A2.

4.1.1. Esquema de corrección de errores sistemáticos por valores medios

Dos esquemas de remoción de errores sistemáticos se emplean en este capítulo: por valores medios y por percentiles. El esquema de corrección por valores medios requiere en primer lugar calcular las medias mensuales de temperatura mínima y máxima y de precipitación a partir de los datos observados y llevar esos datos medios a la retícula empleada por el modelo hidrológico (0,125°x0,125°), de modo que para cada uno de los 18641 puntos de retícula en los que se divide la cuenca del Plata habrá un valor medio de temperatura mínima, uno de temperatura máxima y uno de precipitación mensual por cada mes, de enero a diciembre. Posteriormente se repite la misma operación pero con los datos de los 5 MCG en el mismo período (1973-1989) de manera tal de obtener los valores medios mensuales de las mismas variables, también llevados a puntos de retícula. La corrección luego se lleva a cabo corrigiendo los valores diarios de temperatura mínima y temperatura máxima (T) según la Ec. 4.1 y los de precipitación diaria (P), según la 4.2.

$$T_{corr}(i, j) = T_{MCG}(i, j) + [\bar{T}_{OBS}(j) - \bar{T}_{GCM}(j)] \quad (4.1)$$

$$P_{corr}(i, j) = P_{MCG}(i, j) * \frac{\bar{P}_{OBS}(j)}{\bar{P}_{MCG}(j)} \quad (4.2)$$

Tanto en (4.1) como en (4.2) el contador i representa los días ($i= 1, 2, \dots, 31$) mientras que j representa los meses ($j= 1, 2, \dots, 12$). De ambas ecuaciones es evidente que en aquellos meses en que los MCG no presentan apartamiento en términos de valor medio respecto a la media de las observaciones no se realiza ninguna corrección y en particular de la Ec. (4.2) se encuentra que el método multiplicativo (y no aditivo) empleado para la variable precipitación hace que la corrección se lleve a cabo sólo sobre los días con lluvia, sin modificar la ausencia de precipitación de los días secos -en el caso se aplicara método aditivo como en la Ec. (4.1) se correría el riesgo de obtener valores negativos de precipitación-. La aplicación de este método remueve el error sistemático a nivel mensual, lo cual para fines hidrológicos es muy útil dado que en esta tesis la variabilidad en los caudales es analizada en esa escala de tiempo, y su utilidad fue demostrada en trabajos anteriores en la cuenca del Plata como es el caso de Saurral (2010).

4.1.2. Esquema de corrección de errores sistemáticos por percentiles

El esquema de corrección por percentiles consiste primero en computar la distribución de percentiles de las series de temperatura mínima y máxima y de precipitación (en escala mensual) tanto en los datos reticulados a partir de las observaciones como de los MCG, en base a los datos del período 1973-1989. A continuación se calculan para cada uno de los MCG los valores medios mensuales de temperatura mínima, temperatura máxima y precipitación para cada mes entre enero de 1990 y diciembre de 1999 derivados de los datos diarios y luego se busca el correspondiente percentil p asociado a ese valor en la distribución de percentiles calculada previamente. Posteriormente se busca el correspondiente percentil p pero en las observaciones y se corrigen los datos diarios de los MCG del mes en cuestión del siguiente modo: en el caso de la temperatura, se le suma a cada dato la diferencia entre el valor del percentil p en las observaciones menos el percentil p en el MCG; en el caso de la precipitación, multiplicando a cada valor diario de los MCG por el cociente entre el valor del percentil p de precipitación en las observaciones sobre el valor del percentil p en el MCG. Este esquema es más robusto en términos estadísticos que el primero porque toma en cuenta la distribución de percentiles, lo cual da una estimación de la función de distribución de

los datos mientras que el esquema anterior sólo considera el valor medio sin tomar en cuenta otros parámetros estadísticos. Esta metodología fue previamente utilizada en otros trabajos en los que se mostró la utilidad de la misma para mejorar las salidas de modelos atmosféricos antes de emplearlas como entrada a modelos hidrológicos. Entre esos trabajos pueden citarse a Wood et al. (2002, 2004) y Vidal y Wade (2008).

4.2. Resultados de las simulaciones hidrológicas forzadas por MCG sin errores sistemáticos

Los dos esquemas propuestos son empleados con el objeto de mejorar las simulaciones hidrológicas en el clima presente (1990-1999) y posteriormente son aplicados también a las simulaciones futuras de modo de obtener estimaciones más confiables y sin los errores sistemáticos encontrados en el clima presente. En el caso del clima futuro los valores mensuales son corregidos de la misma manera que en el clima presente para ambas décadas (2030-2039 y 2070-2079) y para los 3 escenarios socioeconómicos. Sin embargo, debido a que para las décadas futuras sólo se dispone de datos medios mensuales de temperatura y precipitación de los MCG y no se cuenta con datos diarios, las series diarias son generadas a partir de tomar al azar sucesivamente diferentes años de la década empleada en el clima presente (1990, 1991, 1992, ..., 1999) y modificando el valor medio de cada mes de esos años por sus correspondientes contrapartes en el mes y año del período futuro. Esta metodología es la misma que emplearon Wood et al. (2002) para generar series diarias de precipitación para analizar la calidad de pronósticos estacionales de precipitación y de caudales sobre el este de los Estados Unidos. Así, el problema de seguir esta metodología en este caso en particular es que no permite que las variaciones interdiurnas de temperatura y precipitación en el clima futuro sean diferentes que las del presente sino que sólo toma en cuenta cambios en las condiciones medias mensuales. Esto puede no necesariamente ser cierto dado que algunos trabajos sugieren una amplificación del rango de algunas variables, como así también una tendencia a tener mayor cantidad de eventos extremos de temperatura y precipitación en escala diaria para las décadas venideras.

Los dos esquemas aplicados en este capítulo sirven para remover los errores sistemáticos. En particular al analizar el clima presente se deben considerar las suposiciones que subyacen a la aplicación de esta metodología, y asumen que: i) los

errores entre el clima observado y las observaciones no van a cambiar en el futuro; y ii) la distribución de los valores mensuales en el futuro será similar a la presente, en términos de que si apareciesen valores extremos y no contemplados en la distribución de percentiles calculados a partir de los datos del período 1973-1989, los mismos no serían tenidos en cuenta dado que la corrección se efectúa considerando, en ese caso, el valor del percentil 1 o del percentil 100 dependiendo de si se trata de un valor extremadamente bajo o alto.

4.2.1. Clima presente

En las Figs. 4.1 y 4.2 se muestran los hidrogramas del río Paraná en Jupíá resultantes luego de aplicar el esquema de corrección 1 y 2, respectivamente. Comparados con la simulación efectuada con los datos sin corregir (Fig. 2.7) puede verse que ambos esquemas mejoran sensiblemente la calidad del modelado hidrológico, en especial al reducir la gran subestimación de los caudales de verano en los modelos GFDL2.0 y CNRM-CM3 (siendo esta reducción más marcada al emplear el esquema de remoción de errores por valores medios). También se aprecia un aumento de los caudales de verano simulados con los datos meteorológicos de los otros tres GCM (GISS-AOM, CGCM-T47 y ECHAM5) a valores más acordes con los observados y pocos cambios durante el período invernal dado que en la simulación original con los datos sin corregir ya se habían obtenido valores aceptables durante esos meses por lo que era de esperar que los esquemas de corrección no produjesen cambios significativos. Se observa una ligera degradación en la simulación llevada a cabo con el modelo GFDL2.0 durante la segunda mitad del año empleando ambos esquemas de corrección. En el caso del río Iguazú en la estación Salto Caxias puede apreciarse que la aplicación del esquema de corrección por valores medios (Fig. 4.3) determina en primer lugar un aumento en el valor medio anual en los caudales simulados en base a los cinco MCG corregidos respecto de la simulación original (Fig. 2.9), a la vez que también se encuentra que en aquellos MCG que no representan adecuadamente la variabilidad intermensual en el caudal del río sino que simulan un hidrograma similar al de Jupíá (un máximo marcado de caudal en el verano y un mínimo bien definido durante la época fría), en este caso se observan hidrogramas simulados significativamente más cercanos al observado, con pocas variaciones intermensuales en los caudales y sin mínimos y máximos marcados. Al emplear el segundo esquema de corrección (Fig. 4.4) se ve que también aparecen

mejoras en cuanto a la variabilidad de los caudales y también en términos de sus magnitudes. En especial el modelo GISS-AOM presenta cambios importantes, con un hidrograma más similar al observado y con variaciones prácticamente despreciables durante algunos meses, en especial hacia fines de la época cálida. Otro MCG que muestra mejoras notorias al emplearse este método es el CGCM-T47.

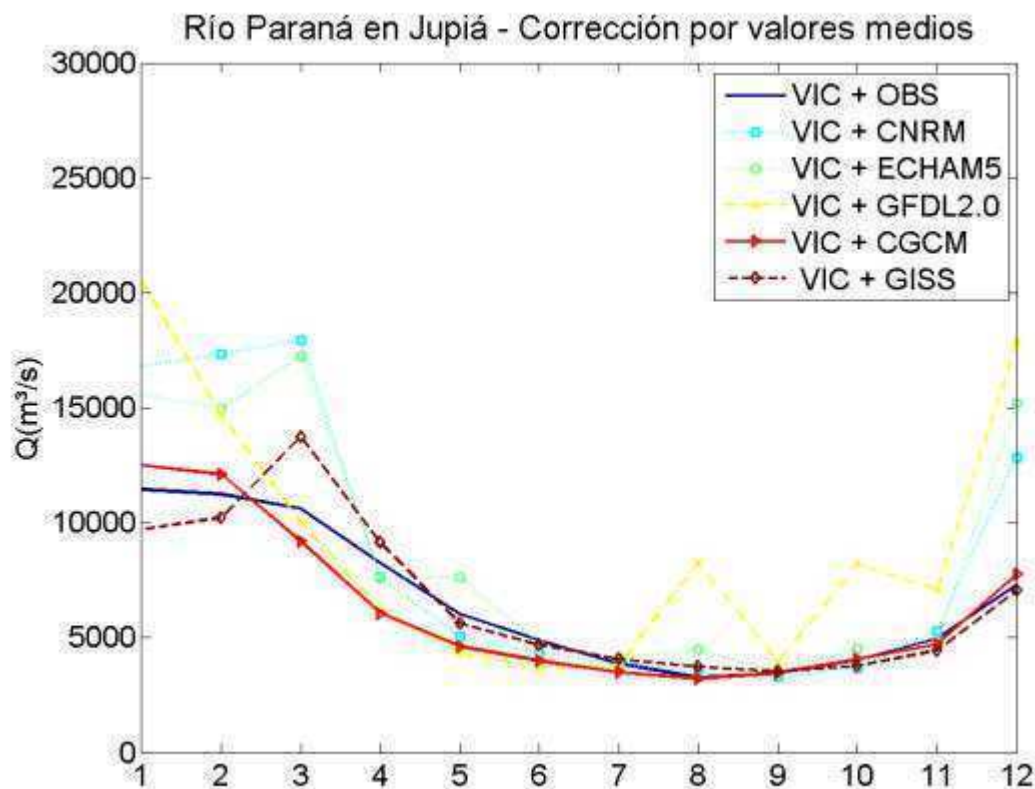


Fig. 4.1. Onda anual del caudal del río Paraná en Jupiá simulado empleando las observaciones (línea azul) y forzando el modelo hidrológico con datos diarios del modelo CNRM-CM3 (línea celeste punteada), del GFDL2.0 (línea amarilla a trazos), GISS-AOM (línea marrón a trazos), CGCM-T47 (línea roja) y ECHAM5 (línea verde) luego de la remoción de errores sistemáticos empleando el esquema de corrección por valores medios.

Al analizar el río Paraguay, el cual presenta problemas serios en las simulaciones originales, se encuentra que sobre Ladario las simulaciones mejoran significativamente en varios de los MCG respecto a la simulación inicial (Fig. 2.11). Al emplearse el primer esquema de remoción de errores (Fig. 4.5) se obtienen hidrogramas que se asemejan más al observado, en especial en el caso del modelo CGCM-T47 el cual presenta una disminución en la sobreestimación de los caudales que se observa en la

simulación original durante los meses de otoño a la vez que también mejora la representación de los valores bajos de caudal durante la época de primavera y verano. En el caso de los modelos CNRM-CM3 y GFDL2.0, los cuales simulan condiciones mucho más lluviosas que las observadas durante el verano sobre esta cuenca (Fig. 3.4) y representan entonces caudales más elevados que los que se registran (Fig. 2.11) se encuentra que luego de remover los errores medios sistemáticos la simulación de los caudales mejora en forma marcada, manteniendo aún las sobreestimaciones pero con diferencias menores respecto al caudal medio observado.

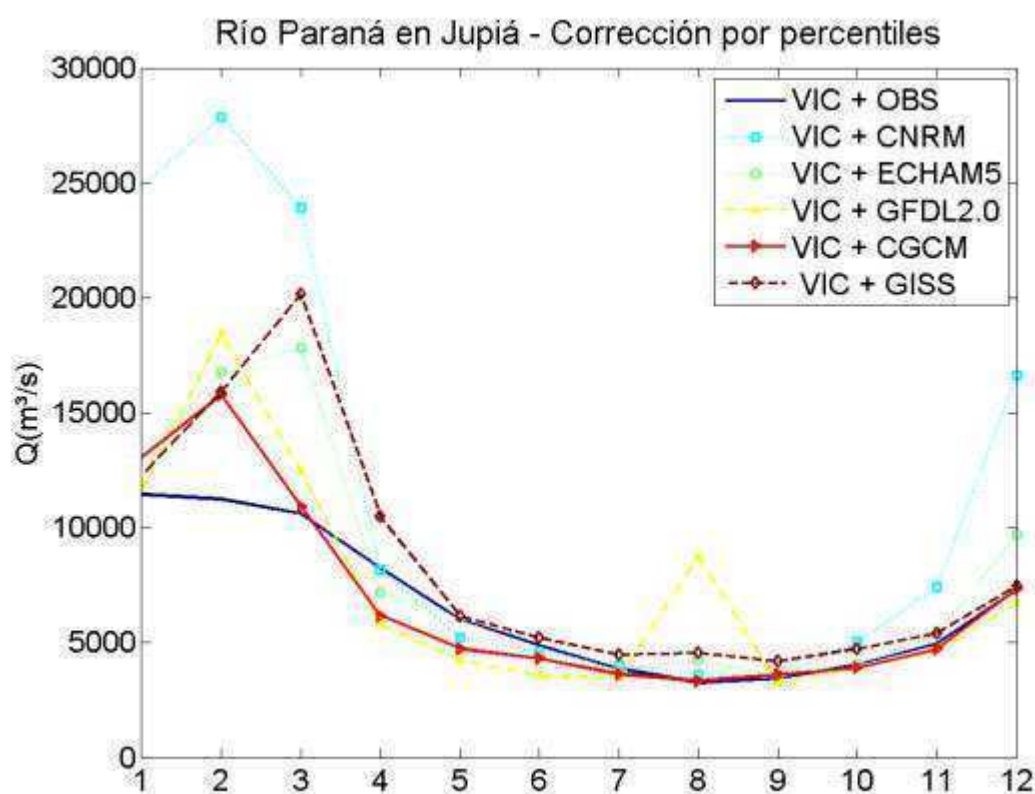


Fig. 4.2. Como en la Fig. 4.1 pero aplicando el esquema de corrección de errores por percentiles.

Las simulaciones sobre el río Paraguay en Ladario también mejoran al emplear el esquema de corrección de errores por percentiles (Fig. 4.6). Nuevamente, el patrón de fuerte sobreestimación en los caudales observado en las simulaciones originales en algunos modelos se resuelve parcialmente y los errores disminuyen en forma marcada, a pesar de que siguen presentándose sobreestimaciones y que en este caso son mayores que las obtenidas luego del empleo del primer esquema de corrección.

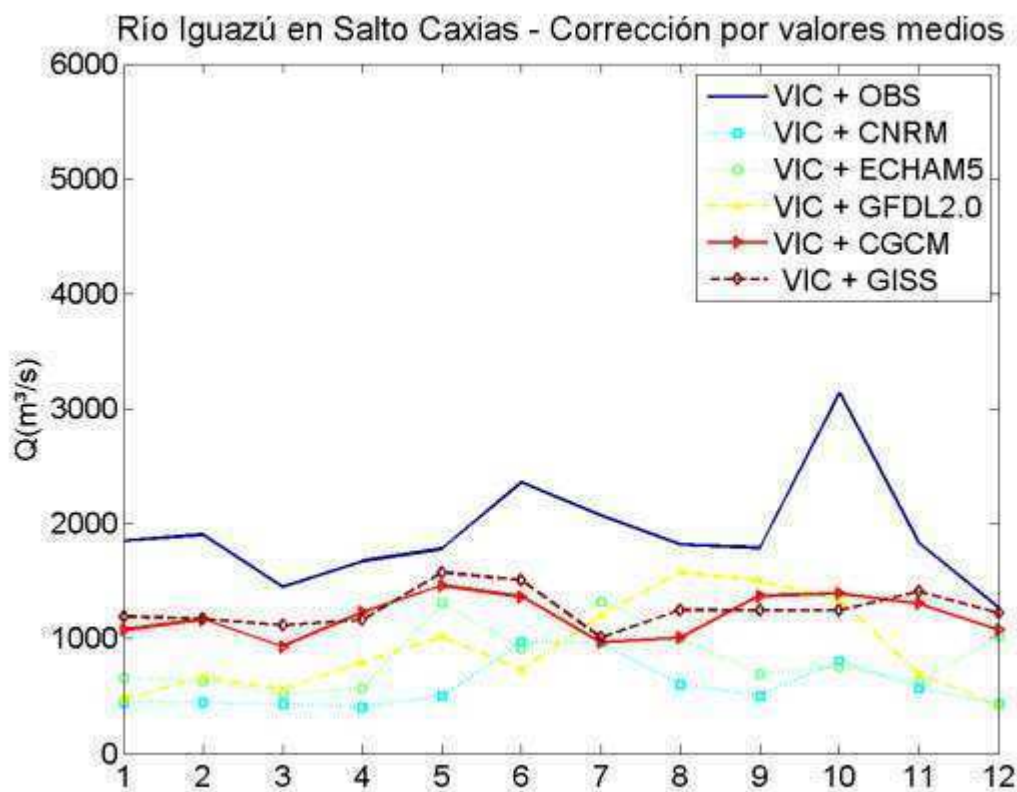


Fig. 4.3. Como en la Fig. 4.1 pero para el río Iguazú en Salto Caxias.

Los resultados obtenidos en el río Uruguay en Paso de los Libres son cualitativamente similares a los del río Iguazú. Al aplicar los dos esquemas correctivos (Figs. 4.7 y 4.8) se encuentra una mejora significativa en las simulaciones, en especial en cuanto a la magnitud del valor medio anual del caudal del río que en los experimentos iniciales era sustancialmente subestimado por los MCG y ahora aparecen más cercanos a las observaciones, y también en lo relacionado a la variabilidad intermensual en los caudales. En las simulaciones originales forzadas con los datos de los MCG sobre esta cuenca (Fig. 2.13) se encontró que todos subestiman notablemente el valor medio y que el modelo ECHAM5-MPI/OM es el único que representa la onda anual de caudales, principalmente porque es el único que simula con cierto grado de precisión el máximo de precipitación de invierno sobre la región (Fig. 2.5). Luego de aplicar el esquema de corrección por valores medios (Fig. 4.7) se obtiene que las simulaciones mejoran, en especial en lo referente al valor medio anual y también en lo relacionado con la variabilidad intermensual en los cuatro MCG que tienen problemas para representarla adecuadamente. Con el esquema de corrección por percentiles (Fig. 4.8) también se encuentran mejoras notables en las simulaciones, dando lugar a resultados mejores que

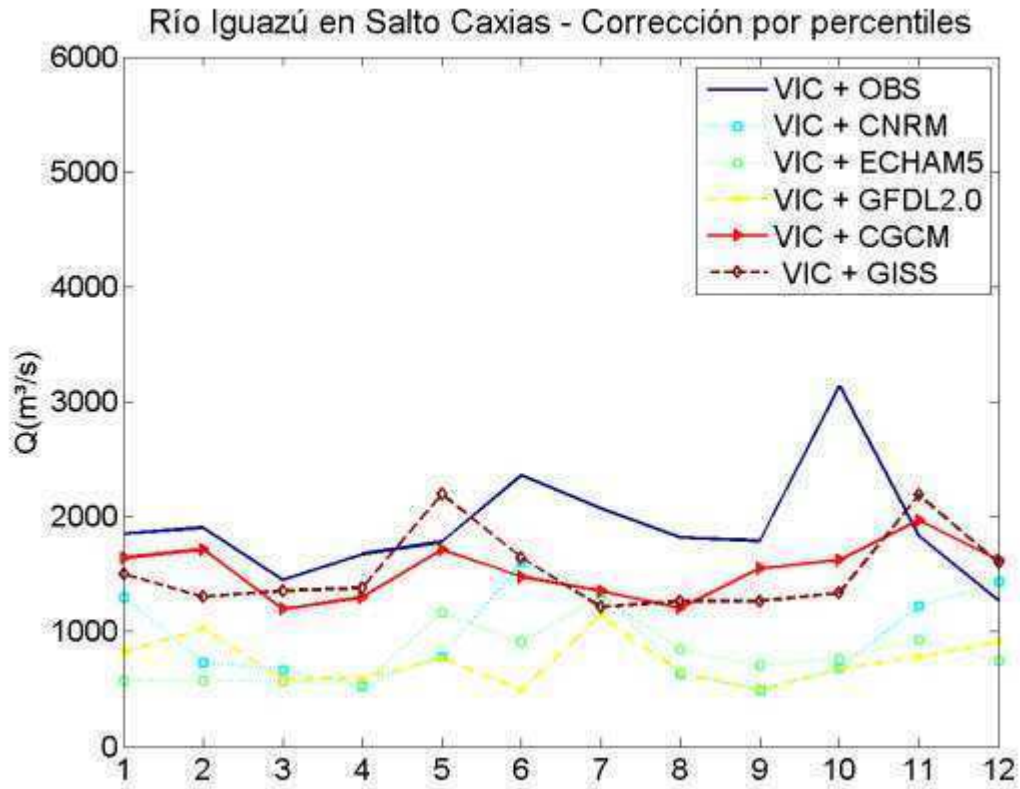


Fig. 4.4. Como en la Fig. 4.2 pero para el río Iguazú en Salto Caxias.

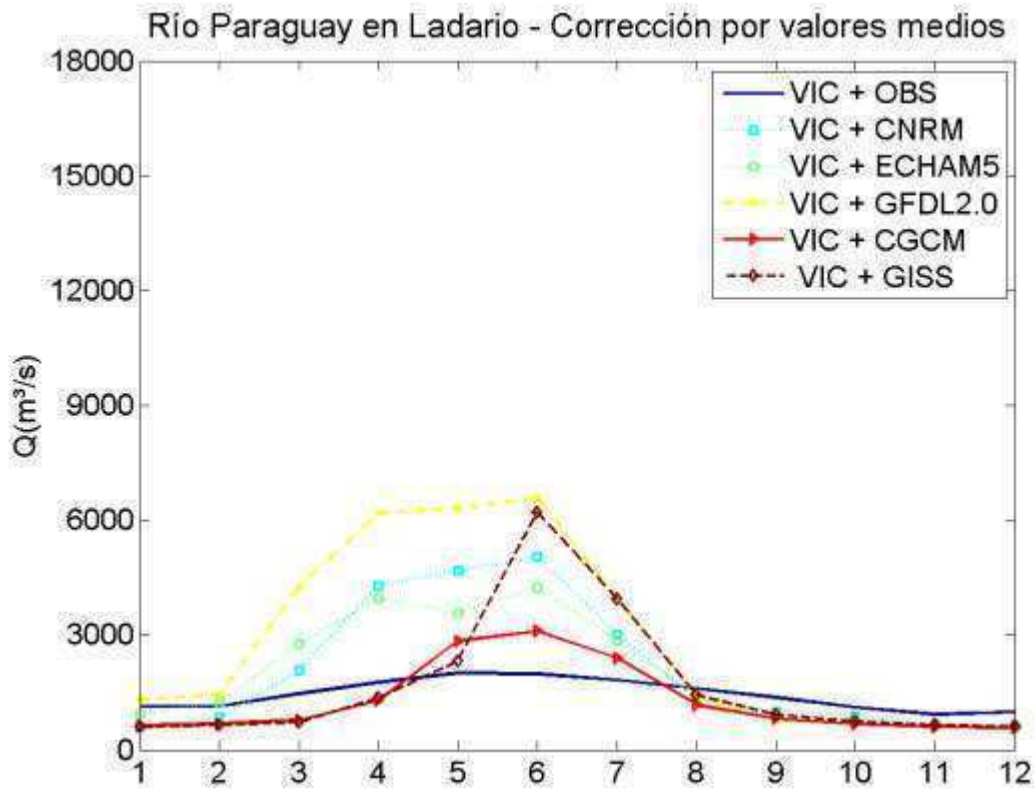


Fig. 4.5. Como en la Fig. 4.1 pero para el río Paraguay en Ladario.

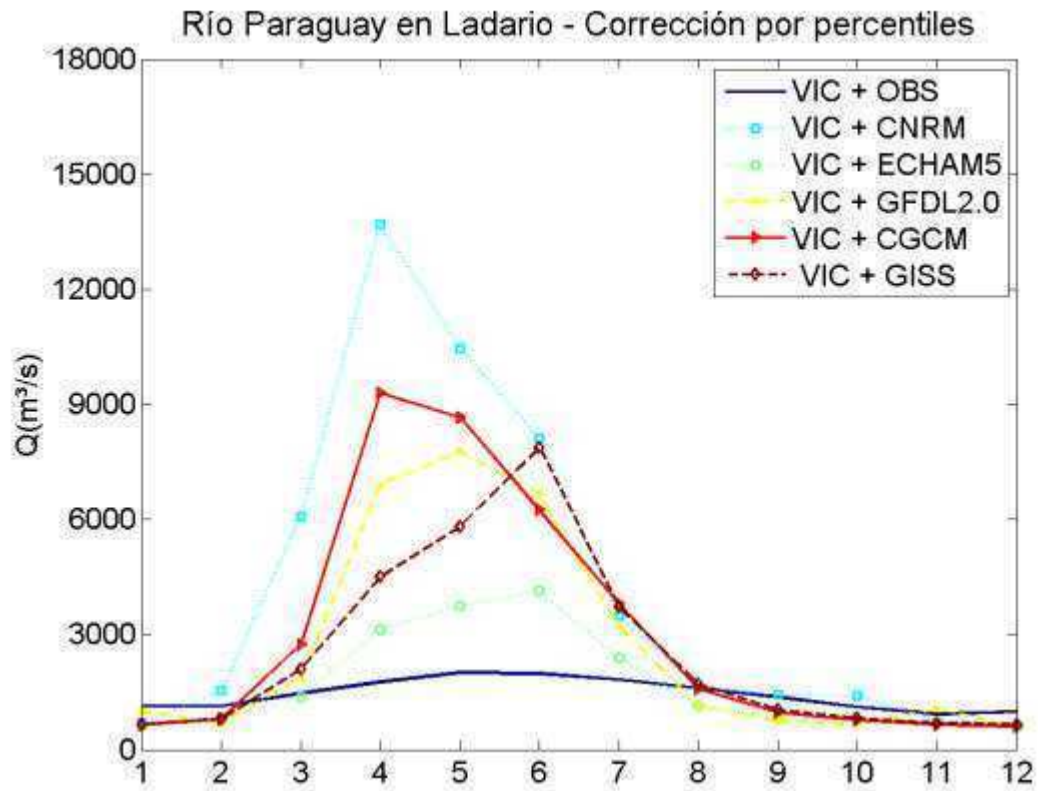


Fig. 4.6. Como en la Fig. 4.2 pero para el río Paraguay en Ladario.

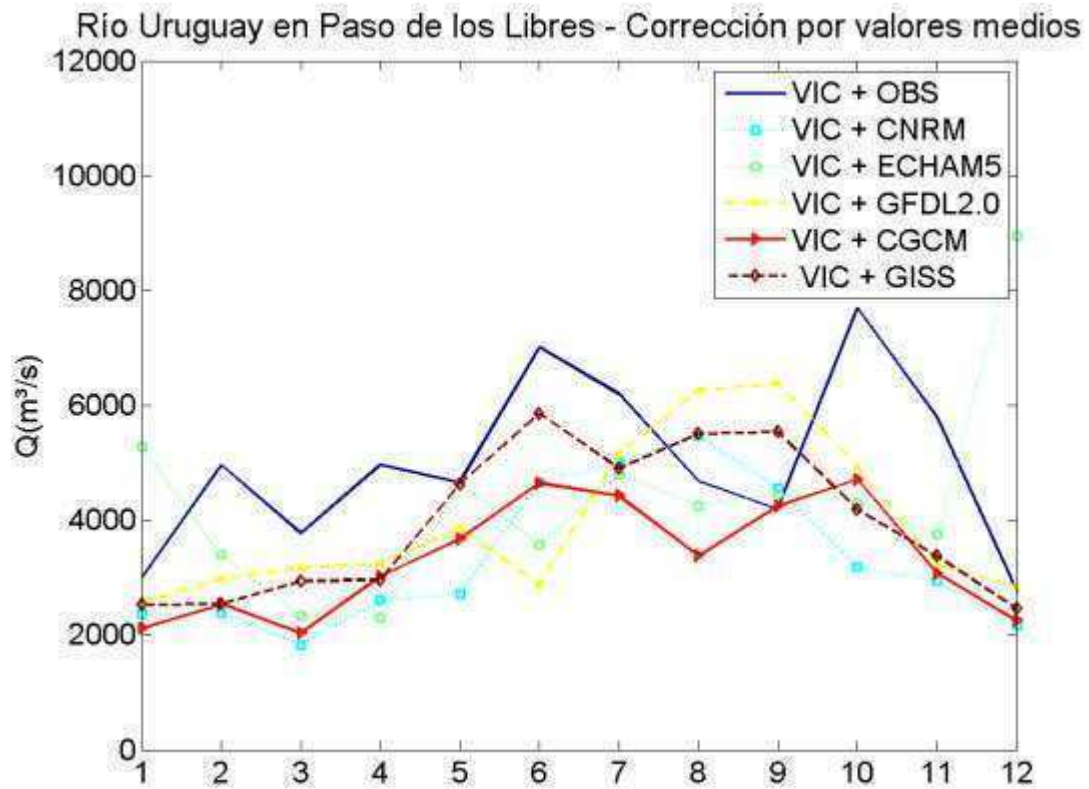


Fig. 4.7. Como en la Fig. 4.1 pero para el río Uruguay en Paso de los Libres.

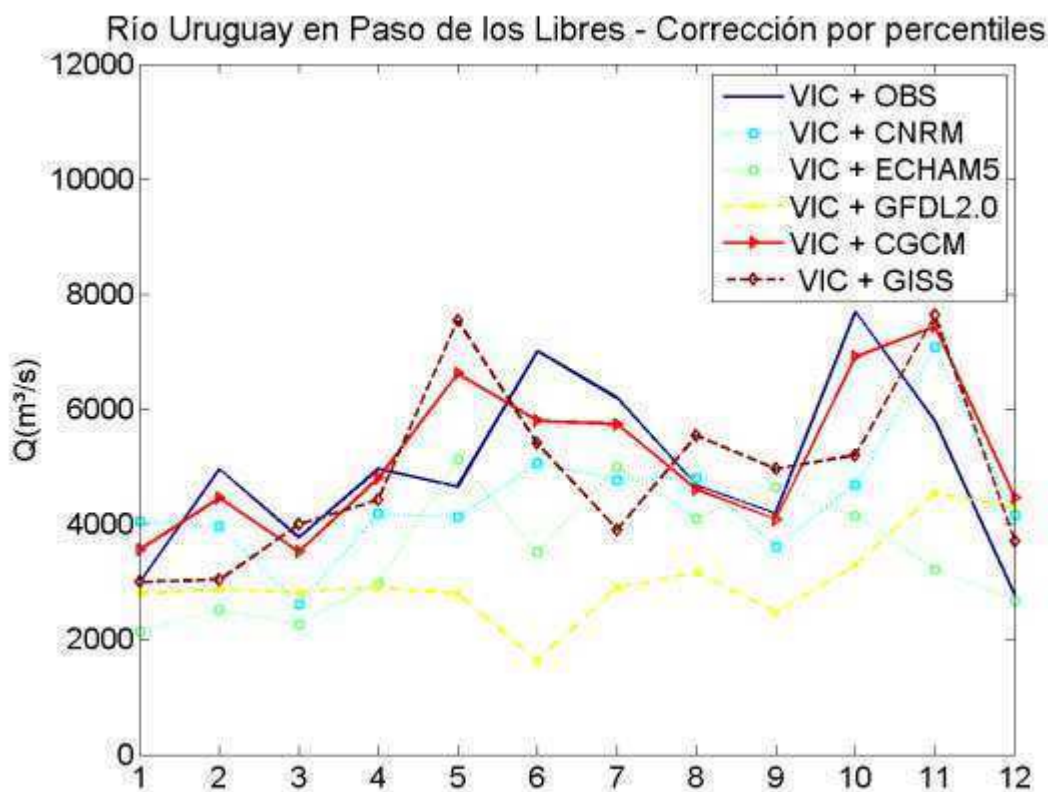


Fig. 4.8. Como en la Fig. 4.2 pero para el río Uruguay en Paso de los Libres.

al aplicar el primer esquema en prácticamente todos los MCG. La excepción es el modelo GFDL2.0, que mantiene su valor medio anual bastante por debajo del valor observado, aunque mejora en el sentido que ahora tiende a representar poca variabilidad intermensual tal como se encuentra en las observaciones.

La Tabla 4.1 muestra los valores de bias computados tanto para las simulaciones originales como para las obtenidas con los datos sin errores sistemáticos. En el caso del modelo CNRM-CM3 los bias totales se reducen en todas las cuencas, con la máxima disminución al aplicar el esquema de corrección por valores medios en el punto de cierre en Ladario en el río Paraguay. El resto de las cuencas también presentan disminuciones en los errores, en muchos casos del orden del 60 al 80%. Las simulaciones hidrológicas efectuadas empleando los datos del modelo también mejoran en la mayoría de los casos al remover los errores sistemáticos pero no en todas las cuencas: se encuentra que los valores de bias aumentan al remover la parte sistemática de los errores en la cuenca del río Iguazú en Salto Caxias, pasando de 40,7% a magnitudes de entre 55 y 60%, y también en la cuenca del río Paraguay en Ladario donde el bias también aumenta pero sólo al emplear el primer esquema de corrección.

Tabla 4.1. Valores de bias obtenidos en las distintas cuencas para cada MCG en la simulación original (ORIG) y luego de aplicar el esquema de corrección por valores medios (E1) y por percentiles (E2). Las simulaciones que redujeron el bias luego del empleo de los esquemas aparecen en **negrita e itálica**.

	CNRM-CM3			ECHAM5-MPI/OM			GFDL2.0			CGCM-T47			GISS		
	ORIG	E1	E2	ORIG	E1	E2	ORIG	E1	E2	ORIG	E1	E2	ORIG	E1	E2
Jupia	99,8	27,9	69,8	31,9	31,5	21,0	24,1	36,9	9,3	32,2	6,2	2,7	21,8	0,4	27,3
Salto Caxias	75,6	69,1	50,1	40,7	56,3	58,0	66,0	52,1	61,0	65,8	37,4	19,9	60,8	34,1	20,4
Posadas	25,8	14,0	21,0	41,6	0,0	10,4	13,5	1,5	15,5	47,2	28,0	46,9	41,7	22,5	1,0
Ladario	239,7	45,1	195,0	29,8	39,4	17,0	74,2	99,8	87,7	3,1	11,0	109,9	61,9	14,4	69,2
P. de los Libres	68,5	33,2	11,0	42,5	12,8	29,0	72,0	20,4	39,0	53,5	33,1	3,9	69,5	20,9	2,2
Salto Grande	67,8	26,4	7,3	38,0	0,1	24,6	69,0	14,1	34,2	46,3	29,2	14,7	70,5	9,7	3,9

El resto de los MCG (GFDL2.0, CGCM-T47 y GISS) presenta mejoras en la mayoría de los casos respecto de las simulaciones iniciales -con datos no corregidos-.

La metodología de remoción de errores propuesta en este capítulo remueve los errores sistemáticos, sin alterar aquellos no sistemáticos. Dado que el error total que un modelo presenta en una variable dada surge de la adición de una componente sistemática y una no-sistemática, puede ocurrir que el error total en las simulaciones de los caudales esté de alguna manera determinado por una compensación entre la parte sistemática y la no-sistemática y que al remover la sistemática, ese “balance” se rompa y el error total se vea incrementado. El único modelo que no muestra este comportamiento es el CNRM-CM3, dado que aplicando cualquiera de los dos métodos de remoción de errores se encuentra que el bias total disminuye, sugiriendo así que esa posible compensación no está presente en ese modelo. Debe señalarse que la parte no-sistemática no puede ser removida mediante la aplicación de los métodos propuestos en este capítulo.

4.2.2. Clima futuro

Los escenarios futuros de caudales son generados empleando las salidas de los cinco MCG utilizados en el Capítulo 2. Los datos originales de los modelos fueron corregidos mediante la remoción de los errores medios (i.e., primer esquema de corrección) dado que si hubiese un cambio en la distribución de lluvia y temperatura en el clima futuro podría ocurrir que determinados valores no se hubiesen registrado en el período base sobre el que se computan los percentiles. Así, esa metodología implicaría una reducción de los extremos, determinando resultados poco precisos. En la Fig. 4.9 se muestran los cambios en temperatura y precipitación media anual considerando el escenario A1B y la década 2030-2039 respecto del período de referencia, 1990-1999. Puede verse que todos los MCG proyectan un calentamiento de entre 1 y 2°C sobre la mayor parte de la cuenca con la excepción del modelo GISS, que muestra ligeros calentamientos aunque sin alcanzar 1°C. En términos de precipitación las señales de cambio aparecen menos claras y, mientras algunos modelos prevén una tendencia a un secamiento en las condiciones medias anuales -como en el caso del GFDL2.0 sobre el norte y noreste de la cuenca del Plata-, otros muestran un leve incremento en las precipitaciones, tal como el CNRM-CM3. Al analizar las salidas forzadas con el mismo escenario pero para 2070-2079 respecto al de referencia (Fig. 4.10) se encuentra que la magnitud de los calentamientos

es bastante mayor al de la década de 2030, alcanzando un máximo de entre 4 y 5°C sobre el oeste de la cuenca en ECHAM5-MPI/OM. El promedio de aumento entre los modelos, en tanto, es menor y se ubica entre 2 y 3°C. En el campo de cambios en la precipitación anual se observa que en general tienden a mantenerse los patrones de variaciones analizados en la década de 2030, con disminución en los valores de lluvia anual manteniéndose en el modelo GFDL2.0, aumento de la precipitación sobre el norte de la región en el CNRM-CM3 y cambios relativamente menores en el resto de los MCG (permaneciendo en todos los casos por debajo de 200 mm año⁻¹).

El análisis de los resultados de las simulaciones futuras forzadas con el escenario A2 (Fig. 4.11) muestra para el período 2030-2039 un patrón bastante similar al del A1B en cuanto a temperatura, con variaciones del orden de 1°C sobre la mayor parte de la cuenca en prácticamente todos los modelos. En el caso de la precipitación también se observan algunos cambios respecto del escenario previo dado que ahora por ejemplo el modelo ECHAM5-MPI/OM presenta variaciones futuras positivas en la precipitación del norte de la cuenca, sugiriendo condiciones más húmedas. En este caso los resultados del modelo GISS no se muestran dado que el mismo no se encontró disponible al realizar este análisis. Para el período 2070-2079 considerando el mismo escenario socioeconómico (Fig. 4.12) se encuentran cambios de entre 2 y 4°C sobre la mayor parte de la cuenca, nuevamente con los máximos calentamientos simulados por el modelo ECHAM5-MPI/OM. En la precipitación se observa que el modelo GFDL2.0 prevé un secamiento en el norte de la cuenca mientras que los otros tres MCG disponibles dan un aumento en los valores de precipitación anual. El ECHAM5-MPI/OM es el que simula los mayores incrementos de lluvia, del orden de 300-400 mm sobre la región central de la cuenca.

Al considerar el escenario B1 los cambios aparecen más moderados, principalmente debido a que es el escenario menos agresivo en cuanto al aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, teniendo así el menor forzante radiativo entre los tres escenarios considerados. Los cambios en temperatura y precipitación para el período 2030-2039 respecto del de referencia (Fig. 4.13) se caracterizan por aumentos de temperatura en la mayor parte de la cuenca aunque con magnitud del orden de 0,5°C y sólo en algunos casos alcanzando marcas superiores a 1°C. Incluso el modelo

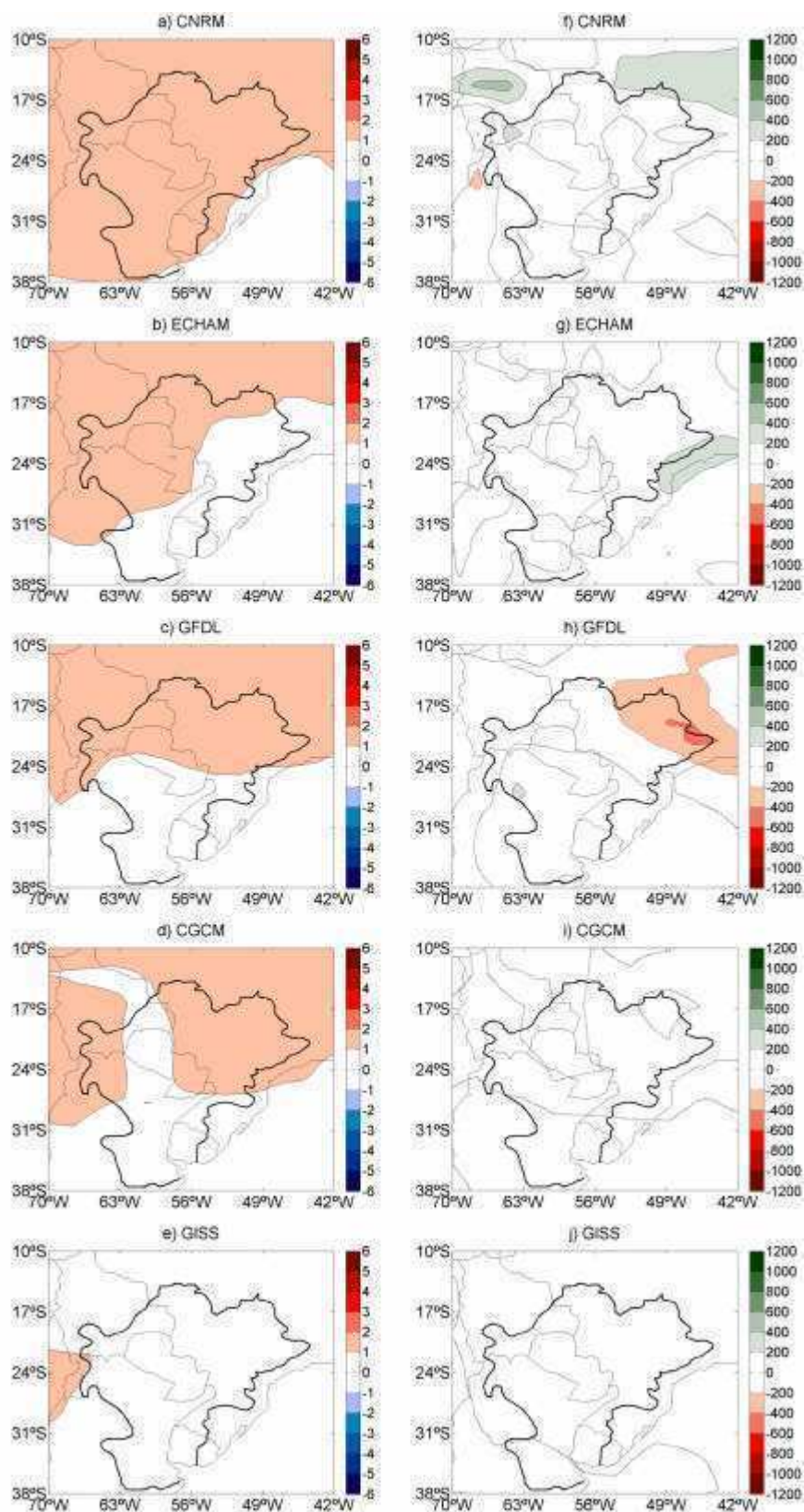


Fig. 4.9. Cambios en temperatura media anual (izq, en °C.) y en precipitación anual (der., en mm) previsto para 2030-2039 respecto de 1990-1999 en el escenario A1B en CNRM (a,f), ECHAM5 (b,g), GFDL2.0 (c,h), CGCM-T47 (d,i) y GISS (e,j).

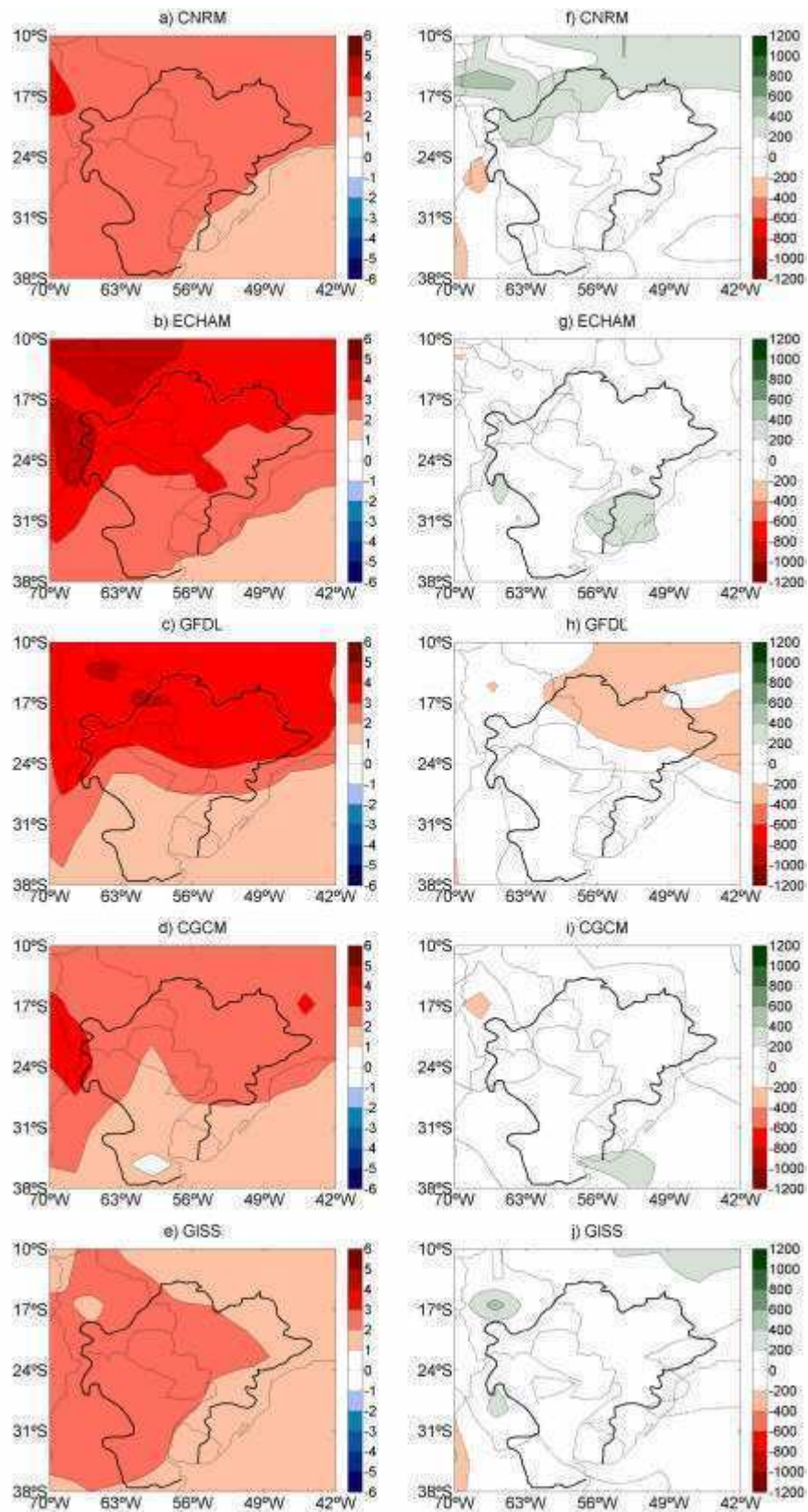


Fig. 4.10. Como en la Fig. 4.9 pero considerando los cambios en el período 2070-2079 respecto del 1990-1999.

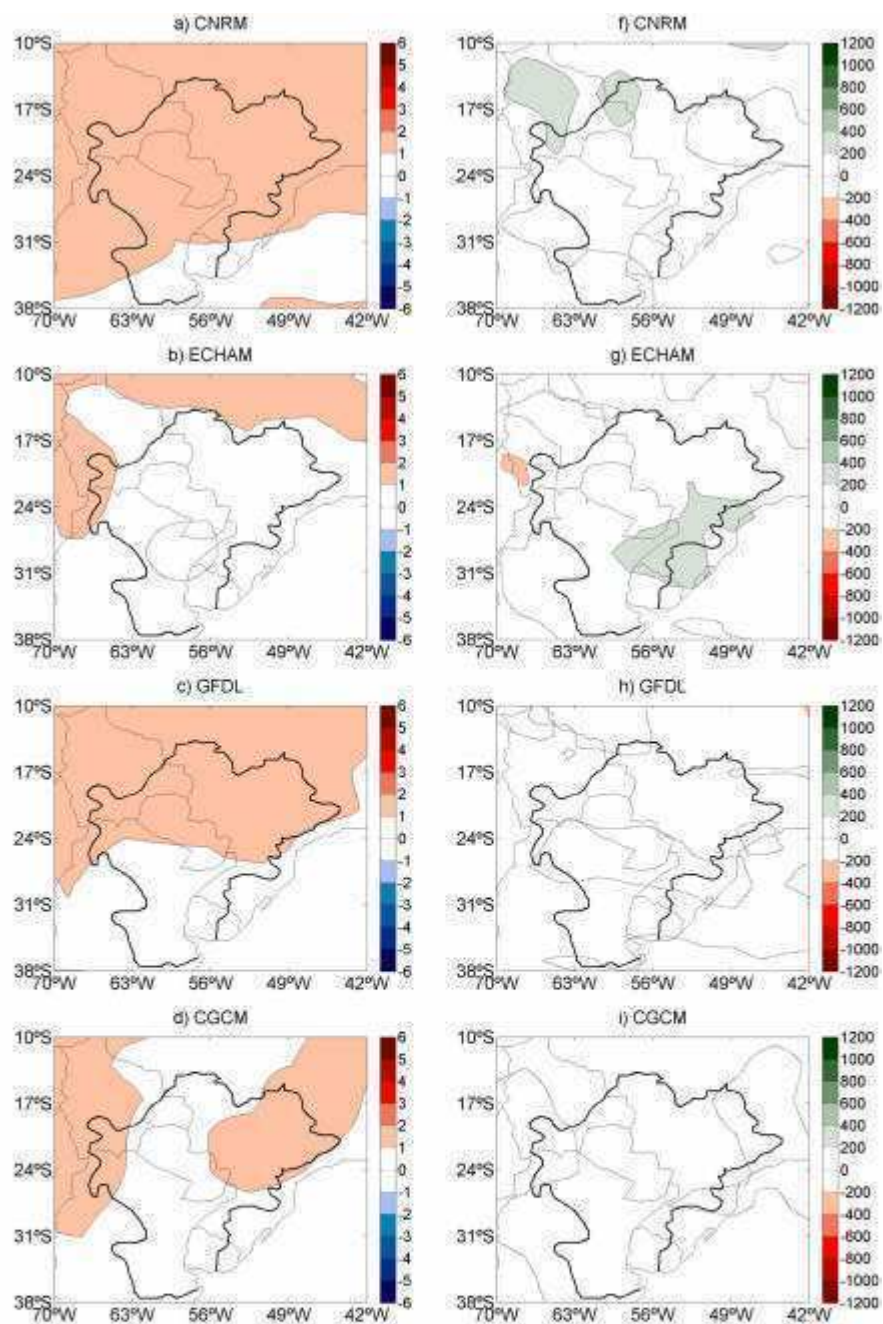


Fig. 4.11. Como en la Fig. 4.9 pero para el escenario A2. En este caso no se dispuso de las salidas del modelo GISS y por ende no se muestra en la figura.

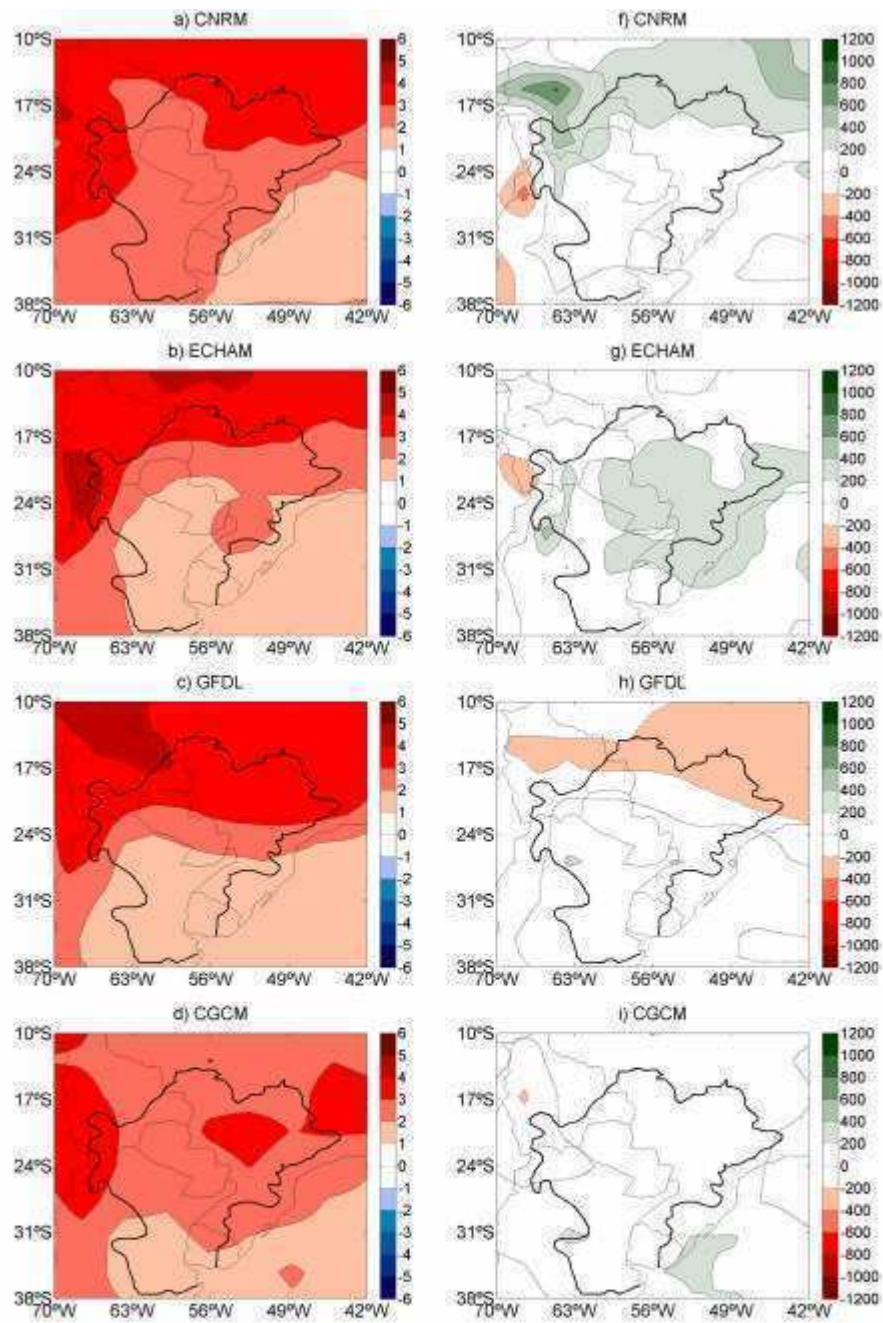


Fig. 4.12. Como en la Fig. 4.11 pero considerando los cambios en el período 2070-2079 respecto del 1990-1999.

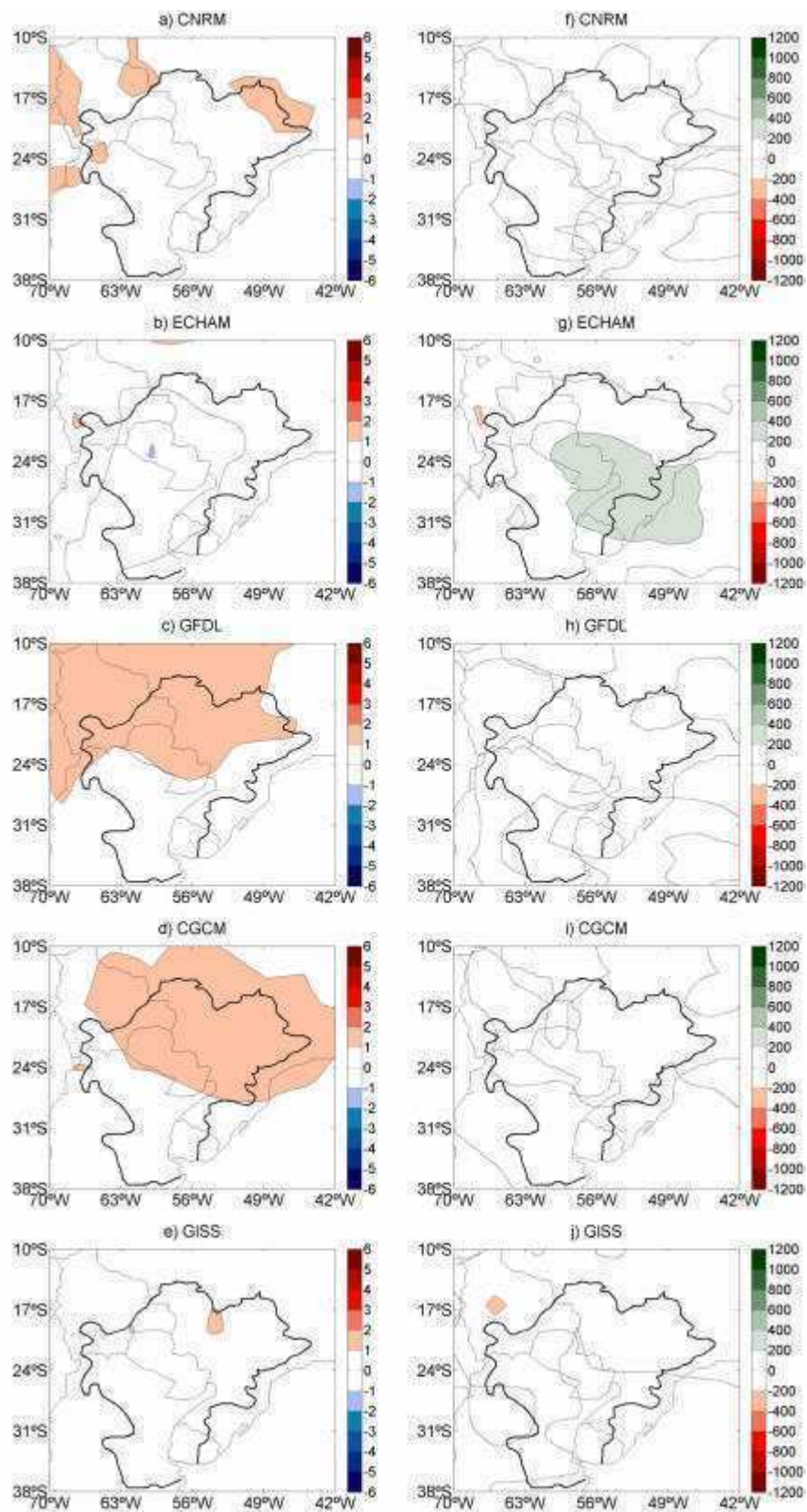


Fig. 4.13. Como en la Fig. 4.9 pero para el escenario B1.

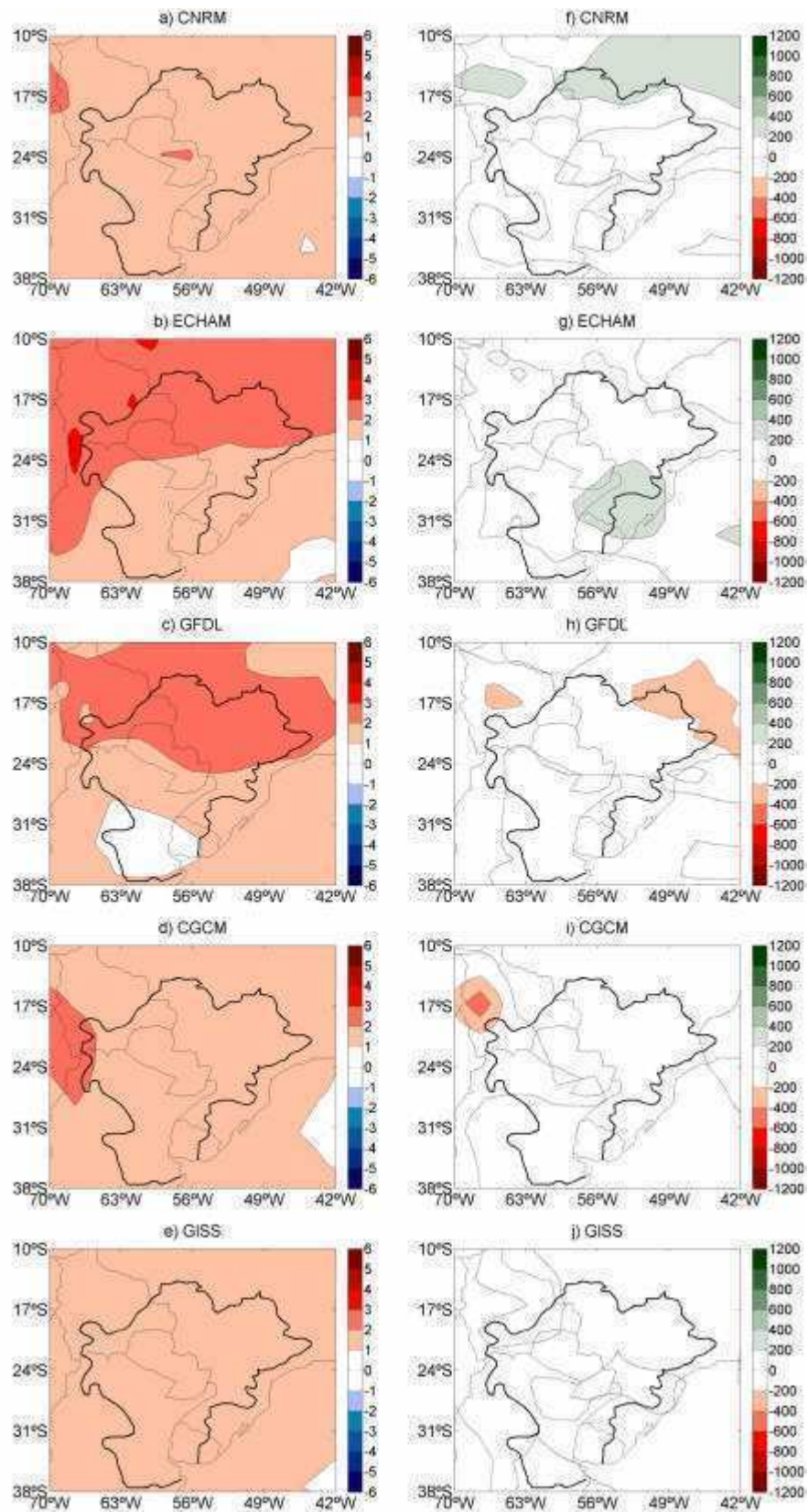


Fig. 4.14. Como en la Fig. 4.13 pero considerando los cambios en el período 2070-2079 respecto del 1990-1999.

ECHAM5-MPI/OM simula condiciones levemente más frías que las del período de referencia sobre la mayor parte de la cuenca del Plata, con una diferencia máxima de algo más de 1°C sobre el oeste de Paraguay. En el caso de la precipitación los cambios aparecen caracterizados por tener poca magnitud, sin un patrón claro entre los MCG. El único modelo que simula variaciones superiores a 200 mm año⁻¹ en módulo es el ECHAM5-MPI/OM, el cual prevé condiciones más lluviosas sobre el centro-norte de la cuenca. Al estudiar el período 2070-2079 (Fig. 4.14) se encuentra que la magnitud de los calentamientos es mayor que en la década anterior pero bastante inferior a los previstos sobre la base de los otros escenarios socioeconómicos. Las variaciones para esta década oscilan entre 1 y 2,5°C, siendo las mayores previstas para la parte norte de la cuenca. En cuanto a la precipitación se aprecia que algunos MCG simulan condiciones algo más lluviosas, en especial sobre el norte de la cuenca, como es el caso del CNRM-CM3 y el ECHAM5-MPI/OM, en tanto que el GFDL2.0 muestra condiciones más secas que las del período de referencia sobre el sudeste de Brasil, lo cual es similar a lo previsto por este mismo modelo al analizar las salidas forzadas por los otros dos escenarios socioeconómicos.

Los experimentos del modelo VIC forzado con los datos derivados de los escenarios para el clima futuro (sin los errores sistemáticos en temperatura y precipitación) se efectúan para los mismos puntos de cierre considerados previamente en este trabajo. En la Tabla 4.2 se muestran las variaciones porcentuales de los caudales medios de verano, de invierno y anuales para el punto de cierre Jupíá en el río Paraná. Para el verano tres de los cinco MCG simulan una disminución en los caudales (CNRM-CM3, ECHAM5-MPI/OM y GFDL2.0) en tanto que los otros dos muestran un incremento en los mismos. La magnitud de los cambios es máxima en el modelo GISS el cual, tanto considerando el escenario A1B como el B1, estima una duplicación en el caudal actual del río en esa región para las décadas venideras. Es interesante notar que las variaciones entre la década 2030-2039 y la 2070-2079 son mínimas, sugiriendo que probablemente los cambios más importantes en este modelo se dan antes de 2030 (aunque también puede deberse a la variabilidad interdecadal simulada por el modelo climático).

Los resultados de las simulaciones de clima futuro para el río Iguazú en Salto Caxias se muestran en la Tabla 4.3. En este caso puede verse que prácticamente todos los MCG

proyectan incrementos en los valores medios del caudal del río, tanto a nivel anual como considerando estacional. El modelo que proyecta los incrementos más marcados es el GFDL-CM2.0 para verano, con aumentos de más del 200% en algunos casos, pero este modelo es a la vez el único que simula una ligera disminución en los caudales en algunos de los escenarios (en particular, considerando el A1B y la década 2030-2039 y considerando el B1 y el período 2070-2079, ambos respecto al período de referencia tomado en la década 1990-1999).

Tabla 4.2. Variaciones relativas porcentuales (%) en los caudales derivados para las décadas 2030-2039 y 2070-2079 respecto de los del período de referencia 1990-1999 para los escenarios A1B, A2 y B1 y los cinco MCG en el punto de cierre Jupιά en el río Paraná. El número superior corresponde al cambio del caudal medio de verano (DEF), el del medio al de invierno (JJA) y el inferior, al caudal medio anual. En la última fila se muestra el promedio aritmético obtenido de los cinco MCG.

	2030-2039			2070-2079		
	A1B	A2	B1	A1B	A2	B1
CNRM	-29	-26	-37	-25	-5	-25
	-4	1	1	-5	3	5
	-9	-4	-14	0	-2	10
ECHAM	-10	-10	3	0	17	6
	-14	-9	-4	9	16	-12
	-4	-8	1	5	20	-3
GFDL2.0	-58	-21	-6	-46	-44	-48
	-35	-25	-21	-33	-9	-26
	-24	-3	14	-33	-12	-27
CGCM	22	55	8	20	156	55
	30	73	15	14	66	15
	35	99	14	21	114	30
GISS	102	-	109	152	-	103
	51	-	31	10	-	16
	74	-	64	74	-	46
Media	6	0	15	20	31	18
	6	10	4	-1	19	-1
	14	21	16	13	30	11

Los cambios proyectados de los caudales del río Paraguay en Ladario se muestran en la Tabla 4.4. Nuevamente en este caso, como en el del río Paraná, existen respuestas dispares entre los MCG dado que algunos de ellos simulan aumento de caudal mientras

Tabla 4.3. Como en la Tabla 4.2 pero para Salto Caxias en el río Iguazú.

	2030-2039			2070-2079		
	A1B	A2	B1	A1B	A2	B1
CNRM	173	188	184	203	220	217
	49	47	56	48	72	34
	136	153	149	147	167	159
ECHAM	49	87	71	61	74	52
	17	77	35	46	118	37
	45	91	69	66	125	65
GFDL2.0	201	211	151	196	246	176
	-14	0	3	40	11	-16
	74	75	64	90	111	62
CGCM	45	41	23	29	48	15
	74	104	27	35	95	33
	41	55	21	27	60	16
GISS	36	-	40	40	-	33
	39	-	59	60	-	63
	27	-	46	38	-	44
Media	101	132	94	106	147	99
	32	57	36	46	74	30
	65	94	70	74	116	69

Tabla 4.4. Como en la Tabla 4.2 pero para Ladario en el río Paraguay.

	2030-2039			2070-2079		
	A1B	A2	B1	A1B	A2	B1
CNRM	17	24	-4	41	10	33
	-16	23	4	2	19	31
	-11	6	-12	2	-2	6
ECHAM	-26	-24	-30	63	6	-23
	49	76	41	29	76	78
	10	24	8	39	46	32
GFDL2.0	111	8	67	-40	35	-20
	-39	-18	-31	-56	-59	-16
	0	-6	-1	-45	-21	-25
CGCM	20	13	0	24	-2	10
	142	221	150	191	178	125
	88	110	49	111	124	82
GISS	28	-	34	7	-	4
	16	-	56	54	-	38
	67	-	76	88	-	68
Media	30	5	13	19	12	1
	30	75	44	44	53	51
	31	33	24	39	37	33

Tabla 4.5. Como en la Tabla 4.2 pero para Paso de los Libres en el río Uruguay.

	2030-2039			2070-2079		
	A1B	A2	B1	A1B	A2	B1
CNRM	11	20	22	41	46	43
	-7	-5	2	-2	9	-24
	18	25	31	35	34	28
ECHAM	-58	-52	-54	-54	-51	-53
	55	31	18	58	88	13
	-2	7	-1	5	37	-2
GFDL2.0	60	40	16	70	91	70
	-41	-27	-34	-7	-45	-27
	19	19	14	36	25	26
CGCM	47	35	29	32	40	12
	0	84	-12	-21	61	-15
	34	68	26	28	58	22
GISS	30	-	50	39	-	34
	-8	-	1	-34	-	31
	13	-	43	36	-	43
Media	18	11	13	26	31	21
	0	21	-5	12	28	-4
	16	30	23	28	39	23

que otros simulan condiciones más secas. A nivel anual, los MCG ECHAM5-MPI/OM, CGCM-T47 y GISS-AOM simulan incrementos en los valores medios de caudales para ambas décadas futuras, en tanto que CNRM-CM3 y GFDL-CM2.0 simulan aumentos o disminuciones en el caudal dependiendo de la década y el escenario considerados. También en el caso del río Uruguay se observa un patrón de no homogeneidad en las respuestas de los distintos MCG (Tabla 4.5), aunque se observa una tendencia general hacia un incremento en los caudales del río tanto en verano como en invierno y también a nivel anual. El ECHAM5-MPI/OM es el único que simula leves disminuciones de caudal, aunque esos cambios también dependen de la década y el escenario analizados.

4.3. Discusión

Las simulaciones obtenidas con MCG presentan errores tanto sistemáticos como no sistemáticos en la representación del clima terrestre. En el Capítulo 2 se mostró cómo esos errores se trasladan al campo hidrológico al emplear las salidas de los MCG para forzar al modelo VIC y de ese modo se obtienen simulaciones que distan mucho de los caudales observados. Con el fin de obtener simulaciones más confiables, se presentaron

dos esquemas de remoción de errores sistemáticos basados en parámetros estadísticos: uno considerando la diferencia en las medias entre los campos de cada MCG y los observados y otro tomando en cuenta las diferencias en las distribuciones -a través de la distribución de los percentiles. Se mostró además la utilidad de ambos esquemas para corregir los datos provenientes de los MCG antes de llevar adelante las simulaciones hidrológicas y, mediante el cálculo de estadísticos, se demostró que las correcciones dan lugar a mejoras en prácticamente todas las simulaciones realizadas con el modelo hidrológico. Sin embargo, es importante tener presente que ambos esquemas sólo remueven la parte sistemática del error total en cada MCG y esto puede explicar por qué en algunos casos las simulaciones hidrológicas empeoran incluso luego de la aplicación de los esquemas de corrección.

A nivel de cuencas, las mejoras más notorias se encontraron en la del río Uruguay donde la mayoría de los MCG considerados presentan una marcada subestimación de los caudales en los meses de invierno, así como también representan una variabilidad intermensual que no aparece en las observaciones. Como se analizó en el Capítulo 3, esta cuenca se encuentra en la región del sudeste de Sudamérica donde todos los MCG fallan en representar la magnitud y la variabilidad de la precipitación, lo cual en términos hidrológicos da lugar a simulaciones pobres. El ECHAM5-MPI/OM es el MCG que presenta la menor subestimación de la precipitación de la región (dado que es el mejor en representar el máximo de lluvia de invierno sobre la parte alta de la cuenca) y esto hace que sea el que presenta el menor error en la simulación del caudal del río (ver Fig. 2.13). Así, la aplicación de los dos esquemas de corrección mejora notablemente las simulaciones derivadas de los modelos CNRM-CM3, GFDL-CM2.0, CGCM-T47 y GISS-AOM dado que en todos ellos la precipitación invernal está mal representada. En el caso del río Paraguay también se observan mejoras en las simulaciones, en especial en el caso de los modelos CNRM-CM3 y GFDL-CM2.0 los cuales representan condiciones más lluviosas de las que se observan durante la época cálida en la naciente de este río (ver Fig. 3.4) y los esquemas de remoción de errores logran mejorar ese patrón.

Para la confección de escenarios futuros de caudales de los ríos considerados en este trabajo se tomaron dos décadas futuras: 2030-2039 y 2070-2079. Se consideraron tres

escenarios socioeconómicos distintos: A1B, A2 y B1. Antes de forzar el modelo hidrológico con las salidas de los MCG para el clima futuro se procedió a corregir los datos en base a las diferencias que los mismos presentan en el clima presente y a nivel de los valores medios mensuales. Esta metodología de corrección tiene implícita la suposición que los errores que los MCG tienen en el presente también se mantendrán en el futuro, lo cual no necesariamente es cierto debido a la alta no-linealidad en la relación entre los forzantes radiativos y los campos medios de, por ejemplo, temperatura y precipitación. Sin embargo, y teniendo en cuenta que se desconoce cómo se comportarán las variables meteorológicas en el clima futuro, es una primera aproximación para corregir los datos de entrada de los MCG y así obtener simulaciones más confiables. Las simulaciones hidrológicas con los datos corregidos no tienen una señal de aumento o decrecimiento claro en los caudales de los ríos principalmente debido a la disparidad en la señal de cambio de la precipitación para las próximas décadas. Todos los MCG prevén incrementos en la temperatura (cuya magnitud depende de la década y el escenario considerados), pero en cuanto a la precipitación la señal de cambio no es homogénea entre MCG y mientras algunos proyectan aumentos en los valores medios de la precipitación sobre buena parte de la cuenca, otros simulan condiciones futuras más secas. Esta disparidad probablemente está determinada por la no linealidad entre los forzantes radiativos y los campos medios climáticos y también por la física y la dinámica propias de cada MCG. A pesar de las variaciones intermodelos las proyecciones futuras indican un aumento en los caudales de los ríos el cual sería mínimo sobre la parte alta del río Paraná y máximo sobre el río Iguazú. Para los ríos Paraguay y Uruguay los cambios también serían positivos (aumento de caudal) pero con magnitudes más moderadas, en general en torno al 20-40%.

Referencias

- Amengual, A., R. Romero, V. Homar, C. Ramis, y S. Alonso, 2007: Impact of the lateral boundary conditions resolution on dynamical downscaling of precipitation in mediterranean Spain. *Clim. Dyn.*, **29**, 487-499.
- Brussolo, E., J. von Hardenberg, y N. Rebora, 2009: Stochastic versus dynamical downscaling of ensemble precipitation forecasts. *J. Hydrometeor.*, **10**, 1051-1061.

- Hanssen-Bauer, I., C. Achberger, R. E. Benestad, D. Chen, y E. J. Førland, 2005: Statistical downscaling of climate scenarios over Scandinavia. *Climate Research*, **29**, 255-268.
- IPCC, 2001: Climate change 2001: The scientific basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds: Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Lindes, X. Dai, K. Maskell, y C. A. Johnson. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, EEUU, 881 pp.
- Saurral, R. I., 2010: The hydrologic cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. *J. Hydrometeor.*, **5**, 1083-1102.
- Schmidli, J. C. Frei, y P. L. Vidale, 2006: Downscaling from GCM precipitation: a benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *Int. J. Climatol.*, **26**, 679-689.
- Schnur, R., y D. P. Lettenmaier, 1998: A case study of statistical downscaling in Australia using weather classification by recursive partitioning. *J. Hydrol.*, **212-213**, 362-379.
- Solman, S. A., y M. N. Núñez, 1999: Local estimates of global climate change: a statistical downscaling approach. *Int. J. Climatol.*, **19**, 835-861.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. L. Miller Jr., and Z. Chen, Eds., 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, 996 pp.
- Trapp, R. J., E. D. Robinson, M. E. Baldwin, N. S. Diffenbaugh, y B. R. J. Schewdler, 2011: Regional climate of hazardous convective weather through high-resolution dynamical downscaling. *Clim. Dyn.*, **37**, 677-688.
- Tselioudis, G., C. Douvis, y C. Zerefos, 2011: Does dynamical downscaling introduce novel information in climate model simulations of precipitation change over a complex topography region? *Int. J. Climatol.*, en prensa.
- Vidal, J.-P., y S. Wade, 2008: A framework for developing high-resolution multi-model climate projections: 21st century scenarios for the UK. *Int. J. Climatol.*, **28**, 843-858.
- Wood, A. W., E. P. Maurer, A. Kumar, y D. P. Lettenmaier, 2002 : Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophys. Res.*, 107, 4429, doi:10.1029/2011JD000659.

_____, L. R. Leung, V. Sridhar, y D. P. Lettenmaier, 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, **62**, 189-216.

Capítulo 5:
Simulaciones
climáticas globales

En este capítulo se buscan determinar las posibles causas que explican el patrón sistemático de subestimación de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica en la mayoría de los MCG del conjunto WCRP/CMIP3. Para ello se emplea un modelo atmosférico global para simular el clima presente y, luego de validar las simulaciones respecto al clima observado, se realizan simulaciones para evaluar la sensibilidad del modelo a cambios en algunas variables, tanto asociadas a las condiciones de borde como relacionadas con las componentes dinámicas y termodinámicas.

5.1. Datos y metodologías

Las simulaciones climáticas se realizan tomando en cuenta el período de 10 años comprendido entre el 1/1/1991 y el 30/12/2000. Todas las simulaciones se inician considerando como campo inicial el de las 00Z del día 1/9/1990 y los cuatro meses siguientes se emplearon para el *spin up* del modelo, por lo que no son tenidos en cuenta en el análisis. Si bien el mismo puede resultar corto si se buscan obtener estadísticos representativos de la variabilidad climática, resulta suficiente para el objetivo de este capítulo que es el de estudiar la sensibilidad de un MCG a cambios específicos en algunos de sus componentes.

5.1.1. El modelo climático global CAM

El modelo climático global utilizado es el CAM (*Community Atmosphere Model*) desarrollado en el National Center for Atmospheric Research (NCAR) y que es la componente atmosférica del modelo global acoplado océano-atmósfera CCM (*Community Climate Model*). La primera versión del CCM (CCM0) se desarrolló a comienzos de la década del '80 (Washington, 1982) y se basó en un modelo global espectral australiano (Bourke et al., 1977; McAvaney et al., 1978) y en una versión adiabática del modelo del Centro Europeo (ECMWF; Baede et al., 1979), siendo capaz de representar los aspectos más generales del clima y de la variabilidad climática observada. La segunda versión (CCM1) surgió a mediados de 1987 y presentó algunas mejoras en las simulaciones del clima observado respecto a la versión anterior principalmente debido a cambios en los esquemas de parametrización de la radiación,

cambios en los procesos asociados a la difusión turbulenta y modificaciones en la formulación de los intercambios de energía entre la atmósfera y la superficie. En 1992 se desarrolló la tercera versión del modelo (CCM2), la cual incluyó mejoras significativas en la representación de los procesos relacionados con la microfísica de nubes y con la convección, a la vez que también se modificaron los esquemas de transporte turbulento y la representación de la capa límite. A partir del desarrollo de la cuarta versión del modelo CCM (CCM3) es posible trabajar tanto con el modelo acoplado océano-atmósfera (CCM3) como con la componente atmosférica (CAM3) por separado. Esto mismo se mantuvo en la versión más reciente de ambos modelos: CCM4 y CAM4. En este trabajo se emplearon las últimas dos versiones (CAM3 y CAM4).

El CAM3 es un modelo atmosférico global e hidrostático. Como núcleo dinámico del modelo puede adoptarse uno espectral euleriano (EUL), uno semi-lagrangiano (LAG) o uno de volumen finito (FV). Emplea en la vertical una coordenada híbrida s - p , donde los niveles más bajos están representados en niveles s que siguen el terreno -permitiendo una mejor representación de los procesos dinámicos y termodinámicos y la circulación en regiones cercanas a topografía compleja-, mientras que en niveles medios el modelo emplea una combinación de las dos coordenadas verticales y en niveles altos por encima de la tropósfera (en rigor, por encima del nivel de 83 hPa) el modelo emplea puramente la coordenada p (Fig. 5.1). Uno de los aspectos interesantes del modelo CAM3 es que trata por separado el núcleo dinámico de la parte física. El núcleo dinámico es aquel que contiene todo lo relacionado con el sistema de ecuaciones y los métodos numéricos para resolverlos, en tanto que el esquema físico contiene lo asociado con las parametrizaciones de todos aquellos procesos que no pueden ser resueltos explícitamente por ocurrir en escalas espaciales inferiores a las que pueden representarse debido a la resolución espacial con la que pueden llevarse a cabo las simulaciones. Por ende, al efectuar experimentos de sensibilidad empleando el modelo pueden modificarse por separado la componente dinámica de la física para estudiar los impactos relativos de cada una de ellas en la climatología final derivada a través de las simulaciones. En ese sentido, varios autores han analizado el impacto que tienen tanto la utilización de diversos núcleos dinámicos (Held y Suarez, 1994; Jablonowski y Williamson, 2006; Jablonowski et al., 2008; Lauritzen et al., 2010) como de distintos esquemas físicos (Richter y Rasch, 2008; Reed y Jablonowski, 2011) en simulaciones

climáticas globales. Dependiendo del núcleo dinámico elegido, las resoluciones horizontales más comúnmente empleadas para llevar a cabo simulaciones con el modelo CAM3 son las T31, T42 o T85 en el caso de la representación espectral (EUL o LAG), lo cual corresponde a resoluciones del orden de $3,75^\circ \times 3,75^\circ$, $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ y $1,4^\circ \times 1,4^\circ$ respectivamente, o de $2^\circ \times 2,5^\circ$ en el caso de FV, en tanto que con respecto a la resolución vertical el CAM3 emplea 26 niveles verticales, con tope rígido en 2,9 hPa.

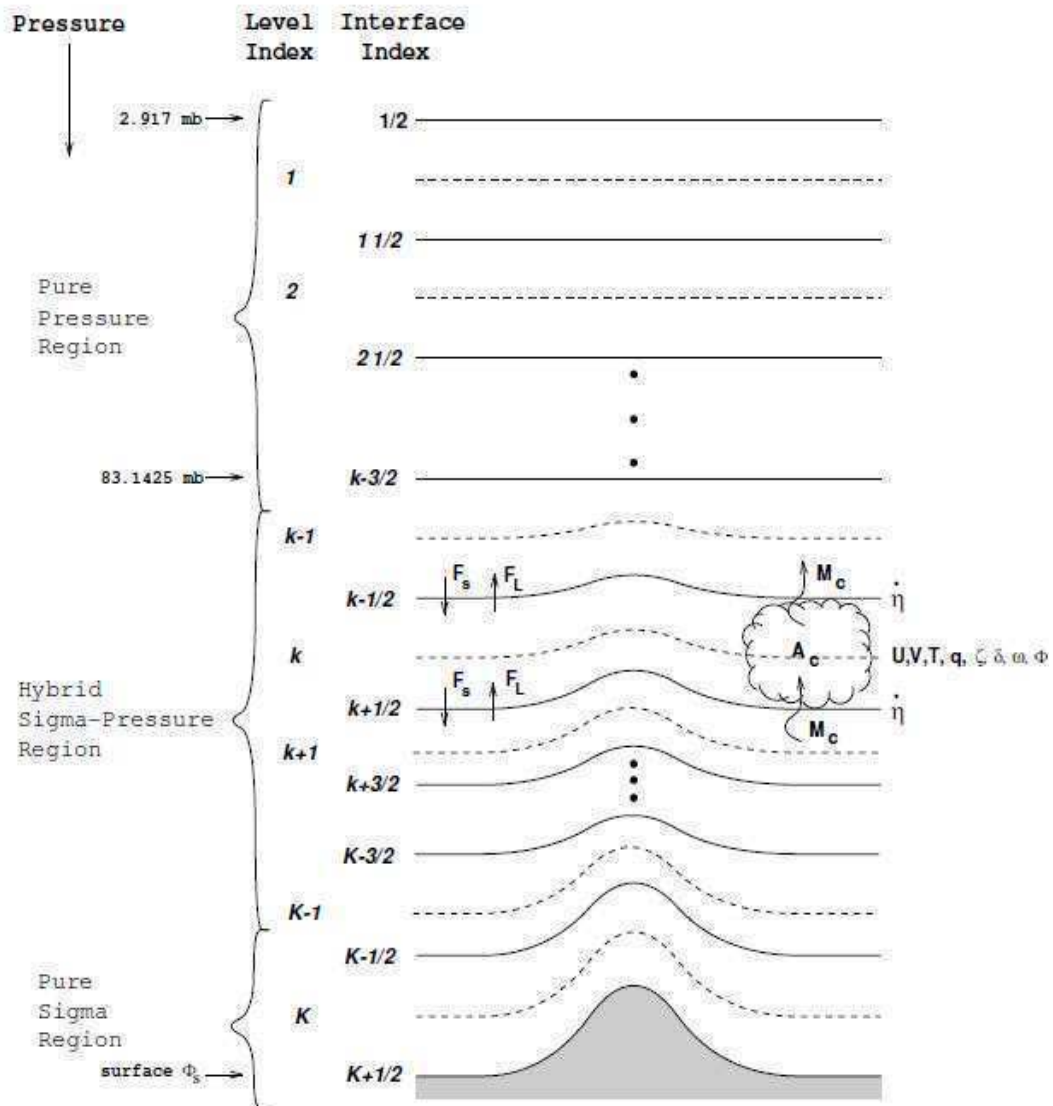


Fig. 5.1. Esquema de la distribución de niveles verticales K en el modelo CAM. Los niveles más próximos a la superficie son representados en niveles s en tanto que los niveles medios se representan en coordenada híbrida s - p y los niveles más altos, puramente en coordenada p .

Tabla 5.1. Esquemas físicos empleados en el modelo CAM3 para la parametrización de los procesos de sub-retícula (aquellos no representables explícitamente dada la resolución del modelo).

<i>Parámetro físico</i>	<i>Esquema (referencia)</i>
Precipitación estratiforme	Rasch y Kristjánsson (1998) Zhang et al. (2003)
Convección	Hack (1994) Zhang y McFarlane (1995)
Radiación (onda corta)	Berger (1978)
Radiación (onda larga)	Ramanathan y Downey (1986)
Suelo	CLM2 (Bonan et al., 2002)
Capa Límite Planetaria	Holtslag y Boville (1993)

En la Tabla 5.1 se listan los esquemas físicos (parametrizaciones) del modelo CAM3. La precipitación total se divide en una componente de gran escala o estratiforme y una componente convectiva. Para la representación de la precipitación estratiforme, el CAM3 considera un esquema que toma en cuenta dos procesos: 1) una componente de macroescala que describe el intercambio de agua entre la fase vapor y la fase líquida y el calentamiento asociado al cambio de fase (Zhang et al., 2003), y 2) una componente microfísica que controla la conversión entre material condensado y material precipitante (Rasch y Kristjánsson, 1998). Para la representación de los procesos radiativos en onda corta se emplea el esquema propuesto por Berger (1978) en tanto que los asociados a los flujos radiativos emitidos en onda larga siguen el esquema de Ramanathan y Downey (1986). El esquema de suelo fue desarrollado por Bonan et al. (2002) e incluye componentes asociadas con el tratamiento de los procesos hidrológicos y biogeoquímicos, vegetación dinámica y biogeofísica. Los flujos de momento, calor sensible y calor latente de la superficie son calculados siguiendo la teoría de similaridad de Monin-Obukhov aplicada a la capa de superficie. La capa límite planetaria (PBL) se representa empleando el esquema de Holtslag y Boville (1993), el cual sirve para determinar el espesor de la PBL.

5.1.2. Representación de la convección

La convección atmosférica es uno de los principales mecanismos de los que dispone la atmósfera para recuperar la estabilidad termodinámica cuando es alejada de ella, llevando a cabo una redistribución vertical de la temperatura y la humedad. Su ocurrencia, sin embargo, da lugar a una gran cantidad de efectos que van desde la precipitación propiamente dicha, pasando por el desarrollo de ciclones tropicales por mecanismos asociados a la Inestabilidad Convectiva de Segunda Clase -CISK- (Charney y Eliassen, 1964; Yamasaki, 2007) hasta llegar a la excitación y propagación de ondas de Rossby (Hendon y Liebmann, 1991; Kiladis, 1998; Matthews y Kiladis, 2000), entre muchos otros. En consecuencia, la habilidad que tenga un modelo atmosférico para representar adecuadamente los procesos asociados a la convección tendrá un gran impacto en la forma en la que el modelo logrará representar tanto la precipitación total como la circulación atmosférica observada (Arakawa, 2004). En aquellos modelos atmosféricos que simulan el comportamiento de la atmósfera en alta resolución (en este caso, con resolución horizontal de aproximadamente 3 km o menos) la convección puede ser resuelta explícitamente. Esto significa que no es necesario parametrizar los procesos convectivos en base a otras variables resueltas por el modelo. Éstos son, en general, regionales de alta resolución y abocados al pronóstico del tiempo, por lo cual las simulaciones que se llevan a cabo con ellos abarcan períodos de tiempo relativamente cortos (del orden de los 10 días o a veces menos). Weisman et al. (2008), por ejemplo, realizaron simulaciones de corto plazo empleando el modelo regional WRF-ARW (Skamaroch et al., 2005) sobre Estados Unidos en alta resolución, en cuyo caso la convección podía ser resuelta explícitamente, y resoluciones más bajas, donde debían recurrir a esquemas de parametrización, y lograron cuantificar las diferencias en ambos casos. En modelos de menor resolución, en cambio, la convección y la formación de nubes en general no pueden ser resueltas en forma explícita y por consiguiente se debe recurrir a esquemas de parametrizaciones. En ese caso, la elección del esquema y su precisión para representar la convección/nubosidad es crucial.

Se han llevado a cabo experimentos de sensibilidad a la elección del esquema convectivo en modelos climáticos tanto globales como regionales. Tost et al. (2006) usaron una versión del modelo global ECHAM para analizar cómo la utilización de seis

diferentes esquemas convectivos impacta en las simulaciones de la climatología de la precipitación global observada, en tanto que Yao y Del Genio (1999) analizaron los cambios en la representación del clima observado al modificar el esquema convectivo en una versión del modelo GISS. Sobre Sudamérica, usando el modelo WRF en modo climático, Blázquez y Nuñez (2009) analizaron la sensibilidad del modelo a cambios en el esquema convectivo, analizando cómo representaba la precipitación ante los cambios. Pessacg (2008) llevó a cabo un estudio similar pero utilizando el modelo regional MM5 en modo climático y basándose en dos meses en particular y encontró que las principales diferencias en la precipitación al emplear distintos esquemas convectivos se hallaban en regiones tropicales.

En el modelo CAM3 la convección se representa mediante un modelo simple de flujo de masa que determina los transportes de calor, humedad y otras componentes (como contaminantes y aerosoles) y cuantifica el calentamiento diabático asociado al cambio de fase del vapor de agua por los movimientos convectivos así como también por la caída de precipitación (Hack, 1994). Los procesos relacionados con la convección profunda se simulan empleando el esquema desarrollado por Zhang y McFarlane (1995), el cual considera tres condiciones para el desarrollo nubes convectivas: 1) asume que puede existir un conjunto de ascendentes (de escala convectiva) y sus asociadas descendentes saturadas cuando la atmósfera es convectivamente inestable en niveles bajos; 2) considera que todas las ascendentes tienen el mismo flujo de masa hacia arriba en la base de la capa convectiva; y 3) asume que la convección húmeda tiene lugar sólo cuando la energía potencial convectiva disponible (CAPE) supera un cierto umbral y actúa para disminuir el CAPE con una tasa exponencial en una dada escala de tiempo de ajuste. El valor umbral inicial de CAPE con el que se realizaron las simulaciones en este trabajo fue de 70 J kg^{-1} y es el valor adoptado en la etapa de desarrollo y validación del modelo climático dado que es el que minimiza los errores de la precipitación a nivel global. En CAM3 el CAPE se calcula empleando el método de la parcela y calculando, sobre los perfiles verticales simulados de temperatura y humedad, el área positiva de todas las parcelas expandidas adiabáticamente que parten desde todos los niveles incluidos entre superficie y el tope de la capa de mezcla. Luego el modelo compara todas las áreas resultantes y toma como CAPE al valor máximo. En los casos en que el Nivel de Condensación por Ascenso (NCA) se encuentra por encima

de los 600 hPa, el CAPE es 0 y no puede haber convección. El CAM3 además considera que los ascensos convectivos (cuya intensidad/magnitud depende del CAPE) son no diluidos, es decir que no hay mezcla horizontal con las parcelas de aire del entorno. Este modelo tampoco toma en cuenta los transportes verticales de cantidad de movimiento zonal (CMT) por parte de los movimientos convectivos. La versión más reciente del modelo -CAM4- es muy similar a la anterior pero se han incorporado algunos cambios, principalmente en la parametrización de algunos procesos físicos. Respecto a la convección, la nueva versión del modelo permite la mezcla horizontal de las parcelas de aire ascendentes y descendentes con aire del entorno siguiendo la metodología de Raymond y Blyth (1986), lo cual se determinó que incrementa la sensibilidad de la convección a la humedad troposférica y reduce la amplitud del ciclo diurno de la precipitación sobre los continentes (Neale et al., 2010). Otro cambio es el de agregar una parametrización para los CMT siguiendo el esquema de Richter y Rasch (2008) y la metodología de Gregory et al. (1997). El papel que juega el transporte vertical de cantidad de movimiento en el clima global no fue aún totalmente determinado, principalmente debido a que no puede ser medido en escala global, pero se sabe que juega un rol importante a través de resultados encontrados tanto en campañas de medición locales (LeMone, 1983; LeMone et al., 1984) como en base a estimaciones sobre regiones de mayor extensión (Holland y Rasmusson, 1973; Lin et al., 2005).

5.1.3. Simulaciones climáticas

Las simulaciones con el modelo CAM se llevan a cabo en primer lugar especificando el período temporal (en este caso, 10 años) y luego brindándole al modelo información de condiciones iniciales y de borde. En este trabajo la validación y los experimentos de sensibilidad se llevan a cabo en el período comprendido entre el 1/1/1991 y el 31/12/2000, por lo cual las simulaciones se iniciaron el día 1/9/1990 de modo de dejar cuatro meses completos de *spin up*. Se toma como condición inicial al análisis del estado de la atmósfera (en todo el globo y en los 26 niveles verticales considerados) obtenido de los reanálisis del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) para el día 1/9/1990. En la Tabla 5.2 se muestran los campos requeridos en las condiciones iniciales.

Como condiciones de borde el CAM requiere datos de concentración de ozono, de temperatura de superficie del mar (SST) y concentración de hielo marino (CHM) y de

componentes del suelo (tipo y cobertura). La información de ozono se obtuvo de la base de datos desarrollada por Boyle (1997) sobre datos estimados por satélite y medidos por instrumentos en el período 1978-1992 la cual consiste en valores medios climatológicos para cada mes de concentración de ozono. Los datos de SST y de CHM se obtuvieron del conjunto elaborado por Reynolds y Smith (1994). En este caso se obtuvieron tanto los valores climatológicos para cada mes de SST y CHM ($n=12$ campos, uno por mes) como las series temporales para los 10 años ($n=120$ datos). Respecto a la información de suelo, el CAM determina para cada punto de retícula el porcentaje de área ocupada por tierra, por mar y por hielo marino y los flujos de superficie son calculados para cada una de las tres componentes por separado. El CAM obtiene la información de suelo a partir del modelo LSM (Bonan, 1996) que corre acoplado al CAM y simula los procesos asociados a la vegetación y los relacionados con el ciclo hidrológico. Para ello, el modelo emplea como datos de entrada información de tipo y uso de suelo junto a datos de temperatura de superficie y temperatura sub-superficial en 3 niveles por debajo del suelo.

Tabla 5.2. Variables requeridas en el archivo de condiciones iniciales. Las variables marcadas con un asterisco deben tener información en los 26 niveles del modelo CAM.

<i>Variable</i>	<i>Descripción y unidades</i>
T*	Temperatura (K)
U*	Viento zonal ($m\ s^{-1}$)
V*	Viento meridional ($m\ s^{-1}$)
Q*	Humedad específica ($kg\ kg^{-1}$)
PHIS	Geopotencial de superficie ($m^2\ s^{-2}$)
PS	Presión en superficie (Pa)
SGH	Desvío estándar de la altura geopotencial (m)
LANDM	Máscara tierra-mar
TS	Temperatura de superficie (K)
TSICE	Temperatura de la superficie de hielo (K)
SNOWHICE	Espesor de nieve sobre hielo
LANDFRAC	Fracción de tierra

5.1.4. Validación del modelo

Dado que una de las motivaciones de esta tesis es la de hallar las causas que explican los errores en la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica en los MCG, las simulaciones climáticas llevadas a cabo con el modelo CAM se realizan empleando una resolución horizontal similar a la de los MCG analizados. Se emplea una representación espectral con una resolución T47, que equivale aproximadamente a un espaciamiento entre puntos de retícula de unos $2,8^\circ$ tanto en latitud como en longitud. La cantidad de niveles verticales se fija en 26. La validación del modelo climático se lleva a cabo comparando la climatología derivada del CAM con la obtenida de los reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). El CAM tiene salidas tanto a nivel mensual como a nivel diario, pero dado que el objetivo de este capítulo se centra específicamente en la comparación de campos medios y desvíos cuando se varían algunos forzantes del sistema climático y/o condiciones de borde/contorno, la variabilidad sinóptica no es analizada y por ende no se utiliza la información a escala diaria. Dentro de las salidas mensuales, las variables que se consideran para llevar a cabo el análisis de los experimentos de sensibilidad son: presión al nivel medio del mar (SLP), temperatura en superficie (T2m), temperatura en todos los niveles verticales del modelo (T), viento zonal (U) y meridional (V), altura geopotencial (H) y precipitación total (PP), la cual resulta de la suma de la componente estratiforme (PLS) y convectiva (PC). La validación de las variables SLP, T2m, T, U, V y H se lleva a cabo utilizando datos de reanálisis NCEP/NCAR en el período 1/1991-12/2000 mientras que, como se efectuó en el Capítulo 3, se considera al conjunto CMAP (Xie y Arkin, 1997) como representativo de la precipitación observada para llevar a cabo la validación de esa variable.

En la etapa de validación se realizan dos simulaciones: una empleando la climatología de SST y CHM observadas (es decir, tomando el valor medio de enero para los 10 eneros de la simulación, el valor medio de febrero para los 10 febreros y así hasta diciembre) -Sim0- y otra considerando la serie temporal observada de ambas variables en todos los puntos de retícula -Sim1 o Control-. Las climatologías derivadas de ambas simulaciones (Sim0 y Control) son comparadas con la obtenida de los reanálisis NCEP/NCAR mediante el cálculo de campos medios y de desvíos. El objetivo es el de determinar el impacto sobre el modelo de la variabilidad observada de SST y de CHM.

5.1.5. Experimentos de sensibilidad

El objetivo de esta sección es el de determinar cuán sensible es el clima observado a cambios en algunos de los forzantes principales. Se llevan a cabo ocho experimentos de sensibilidad, variando tanto parámetros asociados a las condiciones de borde del modelo como a otros relacionados con la topografía, la resolución horizontal y cambios en algunos esquemas físicos.

La simulación 2 (Sim2) consiste en remover la topografía asociada a los Andes sudamericanos para estudiar el efecto que esa barrera topográfica ejerce sobre el flujo de humedad y la precipitación resultante en las simulaciones climáticas. Varios trabajos han mostrado el rol de los Andes en la desviación hacia el sur del flujo proveniente de los alisios, llevando aire húmedo tropical hacia latitudes medias de Sudamérica (Campetella y Vera, 2002; Marengo et al., 2004). Esta canalización del viento suele tomar características de corriente en chorro en capas bajas, comúnmente denominada jet de capas bajas de Sudamérica (SALLJ). Está demostrado que la intensidad y frecuencia de eventos de SALLJ impactan sobre el desarrollo de precipitación en su región de salida, especialmente sobre el sudeste de Sudamérica (Nogués-Paegle y Mo, 1997; Seluchi y Marengo, 2000; Berbery y Collini, 2000; Berbery y Barros, 2002, entre otros). Walsh (1994) empleó el GCM de la Australian Bureau of Meteorology Research Center (BMRC) para estudiar el impacto que tiene remover los Andes sudamericanos en el clima de la región, mientras que Lenters y Cook (1997) analizaron el rol que juegan los Andes en el desarrollo e intensificación de la Alta Boliviana. Por lo tanto, mediante este experimento de sensibilidad se busca determinar en qué medida la remoción de la cordillera da lugar a variaciones en el clima de Sudamérica en el modelo CAM.

En la simulación 3 (Sim3) se modifica la distribución de SST sobre el océano Atlántico Sur subtropical para analizar la respuesta del modelo climático global a esos cambios. Varios trabajos analizaron la relación entre la variabilidad de las SST sobre el Atlántico Sur y la precipitación de Sudamérica: Doyle y Barros (2002) emplearon un análisis de correlación canónica para estudiar la covariabilidad de la precipitación de Sudamérica y las SST del Atlántico Sur y encontraron que anomalías cálidas de SST se asocian con condiciones más lluviosas de lo normal sobre el sur de Brasil, Uruguay y el noreste de

Argentina, en tanto que anomalías frías se asocian con más lluvia de lo normal sobre la región tropical este de Brasil (en torno a 15°S) y sobre el oeste de Argentina. Robertson et al. (2003) utilizaron el modelo climático global de la Universidad de California para analizar la influencia de las SST sobre la precipitación en el continente sudamericano y determinaron que estas anomalías tienen fuertes implicancias en la posición de la SACZ. En este experimento, las SST fueron variadas en la región denominada WSSA en Doyle y Barros (2002), la cual se ubica entre 15°S y 30°S y entre 50°W y 20°W. En esa zona, las SST se incrementan meridionalmente desde los bordes norte y sur del dominio hacia el centro, alcanzando en la latitud central una anomalía positiva de 3°C.

En la simulación 4 (Sim4) se busca aumentar la baroclinicidad sobre el océano Pacífico sur, ya que sobre esa región se maximiza el desarrollo y crecimiento de perturbaciones (ver Fig. 2.13). Brayshaw et al. (2008) mostraron que un incremento en el gradiente meridional de SST hacia el polo respecto de la posición media de la corriente en chorro subtropical da lugar a una intensificación de la baroclinicidad y de los vientos en niveles altos, favoreciendo una mayor actividad de ondas ciclónicas. Menéndez et al. (1999) utilizaron el modelo global LMD y llevaron a cabo simulaciones removiendo el hielo marino sobre todo el HS y fijando una SST de -2°C en las regiones donde se observa hielo en la realidad para estudiar su impacto en el clima observado del HS. El principal resultado de ese trabajo es que al remover el hielo marino se observa una reducción en la intensidad de la actividad ciclónica que tiene lugar en latitudes subpolares del HS. En ese sentido, para llevar a cabo esta simulación se incrementa el gradiente meridional de temperatura sobre el Pacífico Sur, considerado como la región comprendida entre la costa de la Antártida y 40°S y entre 150°E y 80°W (abarcando prácticamente todo el Pacífico Sur al sur de 40°S) y se aumenta linealmente la temperatura comenzando por la costa antártica, sumando 0,2°C por cada banda de latitud hasta alcanzar los 40°S (dando un aumento neto de temperatura de 3,6°C en la latitud de 40°S). También son modificados acordemente los valores de CHM. Así, se incrementa el gradiente meridional de temperatura sobre esa región y por consiguiente la baroclinicidad en niveles bajos y se cuantifica el efecto neto de este aumento en la génesis de precipitación sobre el sudeste de Sudamérica.

La simulación 5 es cualitativamente similar a la anterior, sólo que en este caso se considera a la región donde se ubica preferencialmente la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (SPCZ; Kodama, 1992). Se incrementa la SST sobre la región llegando a una anomalía máxima de $+3^{\circ}\text{C}$ sobre el eje de la zona de convergencia y disminuyendo hacia los bordes. Drumond y Ambrizzi (2008) han mostrado a través de un análisis de EOF aplicado a las SST que anomalías positivas de SST sobre esa zona se correlacionan negativamente con las anomalías de lluvia de verano (diciembre-enero-febrero) sobre el noreste de Argentina, sur de Brasil y Uruguay, con lo cual si el CAM lograra captar esa teleconexión sería esperable -como resultado de la anomalía cálida- menos precipitación sobre el centro y el sur de la cuenca del Plata.

El objetivo de la sexta simulación (Sim6) es el de analizar el impacto de variar el umbral de CAPE en el esquema convectivo del modelo climático. Por tal motivo, se incrementa el umbral de 70 J kg^{-1} iniciales a un nuevo valor de 1.10^6 J kg^{-1} . Obviamente, dado el enorme valor de CAPE (el cual no puede ser superado en ningún caso) el modelo no liberará convección y por ende no simulará convección profunda, por lo que la precipitación total estará determinada por la precipitación estratiforme de gran escala junto a la vinculada con convección chata proveniente de ascensos desde niveles medios. Como es de esperar, la disminución en la intensidad de la convección impactará en la circulación global.

En sentido contrario, en la simulación 7 (Sim7) se busca incrementar la frecuencia/intensidad de la convección, para lo cual se reduce el valor umbral de CAPE a un nuevo valor de 5 J kg^{-1} . Así, el CAM tenderá a presentar condiciones más favorables para que haya convección profunda y esto también impactará en la circulación. Como en los casos anteriores, también se estudió el cambio absoluto en la precipitación tanto global como sobre Sudamérica debido a este cambio.

En simulación 8 (Sim8) se estudia el impacto que tiene la resolución espacial con la que se llevan a cabo las simulaciones climáticas. Los experimentos realizados con mayor resolución representarán mejor tanto la circulación como las variables asociadas (por ejemplo, la precipitación) en especial en zonas próximas a topografía compleja dado que el modelo representará con mayor precisión los fenómenos locales o de escala

espacial menor. En ese sentido, en esta simulación se duplica la resolución horizontal original pasando de un valor inicial de T47 (2,8°x2,8°) a una resolución de T85 (1,4°x1,4°) sin modificar la cantidad de niveles verticales.

En la última simulación efectuada (Sim9) se modifica la versión del CAM empleada en los experimentos anteriores (CAM3) por la más reciente: CAM4. Dado que como ya se mencionó con anterioridad la nueva versión del modelo climático presenta una mejora en la representación de algunos procesos físicos, particularmente ligados a la convección, con esta simulación se busca determinar el impacto relativo de esos cambios, principalmente de la inclusión de la mezcla de parcelas sub-saturadas con las ascendentes convectivas y en el tratamiento de los procesos ligados al transporte vertical de cantidad de movimiento zonal por los movimientos de ascenso y descenso asociados a la convección. Para esta simulación se adopta una resolución espacial de 1,9°x2,5° (es decir, intermedia entre las simulaciones en alta y en baja resolución) y para las condiciones de borde oceánicas se consideran las series de SST observadas a nivel global -no las climatologías-. A modo de resumen, en la Tabla 5.3 se listan los distintos experimentos efectuados.

Tabla 5.3. Detalle de los experimentos de sensibilidad. SPCZ refiere a la Zona de Convergencia del Pacífico Sur. Ver texto para detalles.

<i>Simulación</i>	<i>Características</i>
Sim2	Sin Andes en Sudamérica
Sim3	Aumento de SST sobre la SACZ
Sim4	Incremento del gradiente de SST sobre el Pacífico Sur
Sim5	Aumento de SST sobre la SPCZ
Sim6	Aumento del umbral de CAPE de 70 J kg ⁻¹ a 1000000 J kg ⁻¹
Sim7	Disminución del umbral de CAPE de 70 J kg ⁻¹ a 5 J kg ⁻¹
Sim8	Aumento de la resolución horizontal de T47 a T85
Sim9	Mejoras en el esquema convectivo (CAM versión 4.0)

La comparación de las salidas de los experimentos con la simulación control se lleva a cabo computando los campos medios (“climatologías”) para analizar el comportamiento

medio y la variabilidad interanual y calculando algunos estadísticos: coeficiente de correlación R , error cuadrático medio RMSE y bias (ver Capítulos 2 y 3 para la definición de los distintos índices). El interés principal del análisis de las salidas de los experimentos radica en la componente precipitación, pero también se analizan de modo similar las otras variables mencionadas previamente. Todo el análisis se realiza sobre las salidas a nivel mensual.

5.1.6. Trazado de rayos y propagación de ondas de Rossby

La velocidad de fase c de las ondas de Rossby barotrópicas puede escribirse como:

$$c = \bar{u} - \frac{\beta}{K^2} \quad (4.1)$$

donde u es la magnitud del viento zonal, β el gradiente meridional del parámetro de Coriolis -usualmente denominado “parámetro de Rossby”-, y K el número de onda total ($K^2 = k^2 + l^2$, con k el número de onda zonal y l el meridional). En latitudes medias, donde predominan los vientos del oeste, las ondas de Rossby progresivas serán aquellas que presenten una propagación hacia el este ($c > 0$) en tanto que cuando $c < 0$ la propagación es hacia el oeste. Dado que el término que depende de β es siempre positivo, el sentido de desplazamiento de las ondas de Rossby estará dado por la magnitud del viento zonal medio. En los niveles superiores de la troposfera en latitudes medias predominan valores positivos altos de u (viento intenso del oeste, ver Fig. 2.11), por lo que a pesar de que el segundo sumando determina -por sí solo- propagación de ondas hacia el oeste, las ondas de Rossby suelen desplazarse hacia el este. Sin embargo, esto depende fuertemente del número de onda total K . Las ondas estacionarias -es decir, las que están asociadas a velocidades de fase nulas- son aquellas en las que:

$$c = 0 \Leftrightarrow \bar{u} = \frac{\beta}{K^2} \quad (4.2)$$

Así, las ondas estacionarias tendrán un número de fase estacionario K_s dado por

$$K_s = \left(\frac{\beta}{u} \right)^{1/2} \quad (4.3)$$

K_s aumenta hacia el ecuador debido a que disminuye el viento medio zonal. En alguna latitud crítica u cambia de signo (se torna del este) y K_s se vuelve imaginario. A medida que K_s crece también debe crecer l , por lo cual la propagación de las ondas se torna más meridional. En cambio cuando un rayo se traslada desde latitudes bajas hacia el polo, K_s disminuye y por ende también disminuye l , haciendo que la propagación meridional se haga menor y aumente la propagación zonal (el rayo toma una trayectoria más oeste-este). En la latitud donde $K_s = k$ la propagación será completamente zonal y luego volverá a adquirir una componente meridional pero hacia el ecuador (reflexión del rayo).

La convección profunda y las transferencias de calor hacia la atmósfera son mecanismos fuente de ondas de Rossby. Sobre el Pacífico Tropical central y oeste, donde la convección profunda es frecuente, se desarrollan ondas de Rossby que luego se trasladan hacia el sur y hacia el este, alcanzando eventualmente una latitud de retorno en la que dejan de desplazarse hacia el sur y se reflejan hacia el norte (ver por ejemplo Hoskins y Ambrizzi, 1993). Este mecanismo de generación y propagación de las ondas da lugar a teleconexiones atmosféricas entre regiones que pueden estar separadas decenas de miles de kilómetros. La latitud de retorno y el radio de curvatura de las ondas son claves para determinar el patrón de teleconexiones, ya que de este dependerá que la actividad de las ondas afecte a una u otra región del globo. Haciendo una analogía con la ley de Snell (que determina la manera en que se refracta un haz de luz al pasar de un medio a otro), Hoskins y Ambrizzi (1993) encontraron una expresión para el desplazamiento del rayo r , el cual puede expresarse como:

$$r = \frac{K_s^2}{k \frac{dK_s}{dy}} \quad (4.4)$$

Varios trabajos emplearon la teoría de rayos para analizar patrones de teleconexiones entre distintas regiones del globo, entre los que se puede citar a Magaña y Ambrizzi

(2005) quienes usaron esta teoría para explicar el patrón de ondas cuasi-estacionarias observadas durante eventos El Niño y La Niña sobre las Américas. Para estudiar la habilidad del CAM para representar el patrón de teleconexiones presente entre el Pacífico Tropical y Sudamérica, se calcula para las observaciones y para las simulaciones el campo de K_s sobre todo el HS y en base a esos campos se computaron las trayectorias de los rayos. Este análisis es llevado a cabo a nivel estacional.

5.2. Climatología observada: campos medios

a. Altura geopotencial de 500 hPa

La Fig. 5.2 muestra el campo medio anual de la altura geopotencial de 500 hPa (h_{500}) para la región comprendida entre 70°N y 70°S derivado de los reanálisis NCEP/NCAR. El primer rasgo saliente es la presencia de un gradiente de alturas mayor sobre el HS que sobre el HN -en particular en las latitudes mayores a 30° en ambos hemisferio-, a la vez que el campo medio del HS aparece predominantemente zonal en tanto que el del HN presenta curvaturas ligadas a las ondas estacionarias ubicadas al este de las principales masas continentales: Asia y Norteamérica (Da Silva y Lindzen, 1993;

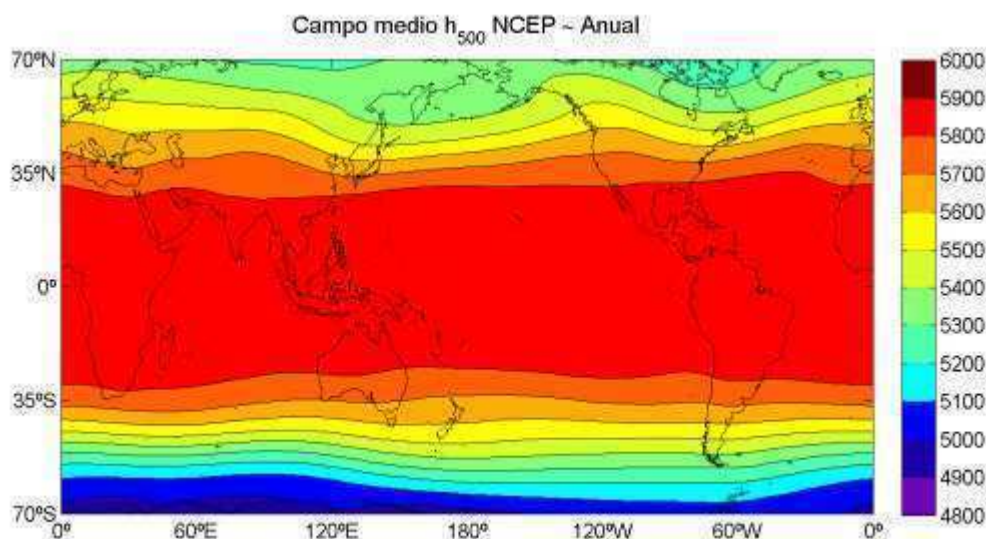


Fig. 5.2. Campo medio anual de h_{500} en NCEP/NCAR. Las unidades son metros geopotenciales (mGP) y la separación entre contornos es de 100 mGP.

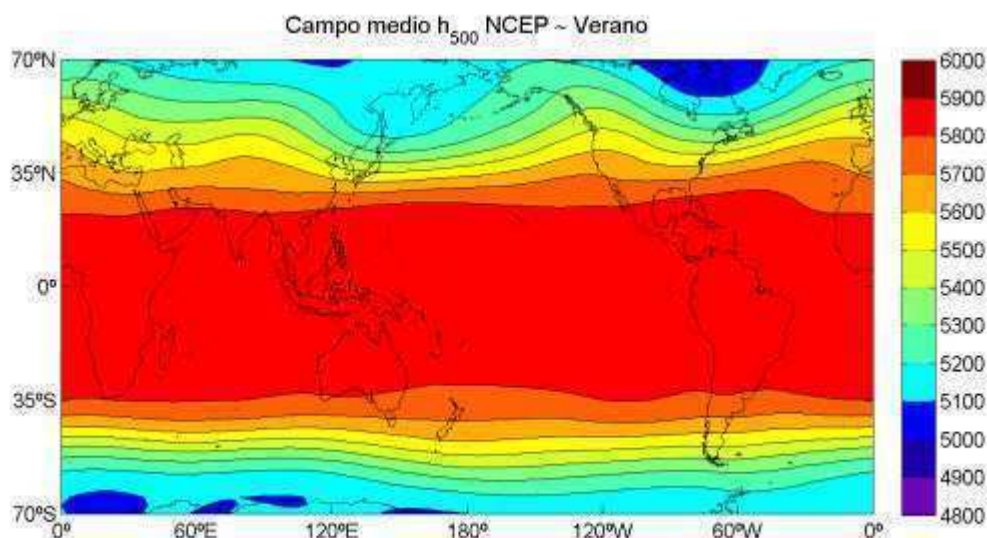


Fig. 5.3. Como en la Fig. 5.2 pero para el verano del HS (diciembre-enero-febrero).

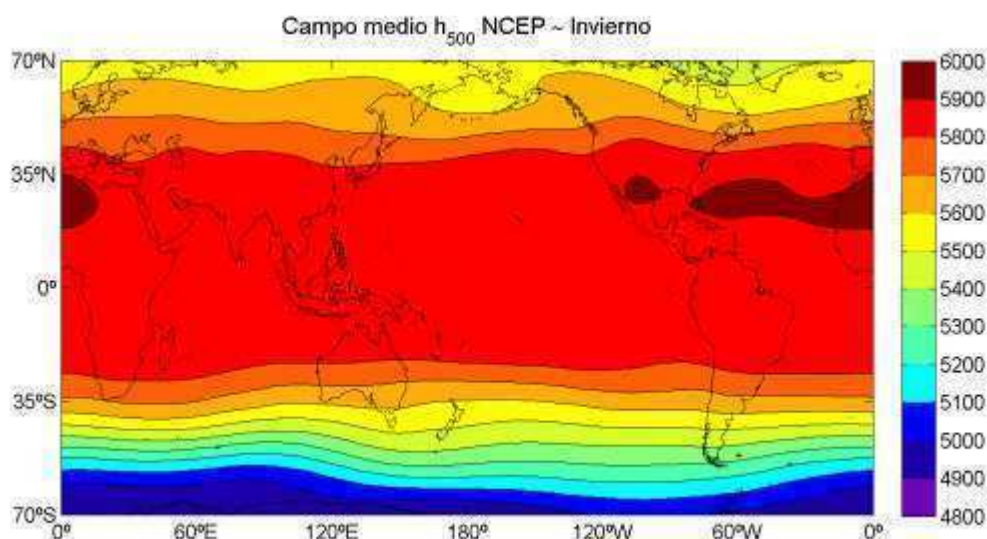


Fig. 5.4. Como en la Fig. 5.2 pero para el invierno del HS (junio-julio-agosto).

McLandress y McFarlane, 1993; Chen, 2005). Durante el verano austral (Fig. 5.3) el patrón del HS es similar al anual, excepto que el gradiente de alturas se traslada hacia el polo y predominan condiciones barotrópicas entre aproximadamente 35°S y el ecuador. Sobre el HN se aprecia además una marcada intensificación de las vaguadas corriente abajo de las principales masas continentales y un incremento del viento en niveles medios hasta latitudes próximas a 20-25°N. En el campo del invierno austral (Fig. 5.4) se observa un patrón muy similar tanto al de verano como al anual en el HS, excepto por valores levemente más bajos de alturas geopotenciales en especial cerca de las

costas de la Antártida. En cambio sobre el HN el patrón muestra grandes diferencias respecto tanto al campo medio anual como al del caso invernal, dado que en la época de verano se aprecian alturas importantes, incluso cercanas a los 6000 mgp sobre el sur de Norteamérica y sobre buena parte del océano Atlántico norte subtropical.

b. Presión al nivel del mar

El campo medio anual de presión al nivel del mar (SLP; Fig. 5.5) muestra la posición climatológica de los anticiclones subtropicales (sobre el Pacífico Sur, Pacífico Norte, Atlántico Sur, Atlántico Norte e Índico) y la predominancia de menores presiones sobre el Pacífico Tropical oeste, incluyendo las costas del sudeste de Asia y sobre la región de bajas presiones próxima a las islas Aleutianas, al sur de Alaska. Coherente con los campos de altura geopotencial de niveles medios, en este caso también se observa un gradiente más intenso de SLP sobre el HS, en especial al sur de 40°S, y uno menos marcado sobre el HN. En el campo medio de verano del HS (Fig. 5.6) se aprecia un ligero desplazamiento hacia el sur de los anticiclones subtropicales, siendo más notorio en el caso del anticiclón del Pacífico Sur frente a las costas de Chile, a la vez que sobre Sudamérica se observa el desarrollo de un mínimo de presión asociado a la formación e intensificación de la denominada “baja del Chaco” (Schwerdtfeger, 1976; Alessandro, 1993; Seluchi et al., 2003). Sobre el HN, donde en esta época predominan condiciones invernales, se nota una intensificación de la zona ciclónica sobre la región de las islas Aleutianas y como rasgo más distintivo aparece un amplio y muy intenso sistema de alta presión sobre el centro-este de Asia, usualmente denominado “alta siberiana” (Lydolf, 1977), asociado a un centro anticiclónico de valor de presión media cercano a los 1040 hPa. Durante el invierno austral (Fig. 5.7) se observa un aumento de presión sobre las regiones continentales del HS -demostrando las características térmicas de los centros ciclónicos que se observaban en zonas continentales durante el verano-. El gradiente de presión en latitudes subpolares no aparece más intenso en esta época que en el verano, e incluso en algunos puntos es más pequeño, como sobre el Pacífico Sur y sobre la costa sudoeste de Sudamérica. En el HN, en tanto, se aprecian claramente los anticiclones subtropicales sobre regiones oceánicas a la vez que los valores de presión sobre los continentes, donde el calentamiento radiativo de la época estival da lugar a temperaturas elevadas, se encuentran muy reducidos respecto a los valores de invierno.

Se encuentra además un mínimo de SLP sobre el norte de la Península Arábiga y sobre el norte de India asociado al monzón asiático. Comparando los patrones estacionales puede observarse también el desplazamiento meridional de los anticiclones subtropicales, alcanzando su máxima cercanía al ecuador durante la época cálida en cada hemisferio.

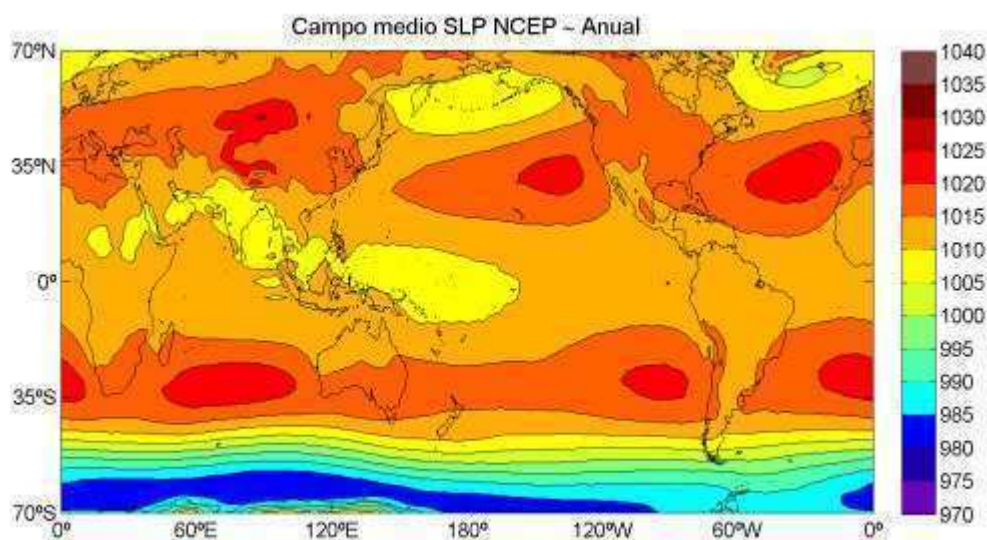


Fig. 5.5. Campo medio anual de presión al nivel del mar (SLP) en NCEP/NCAR. Las unidades son hPa y la separación entre contornos es de 5 hPa.

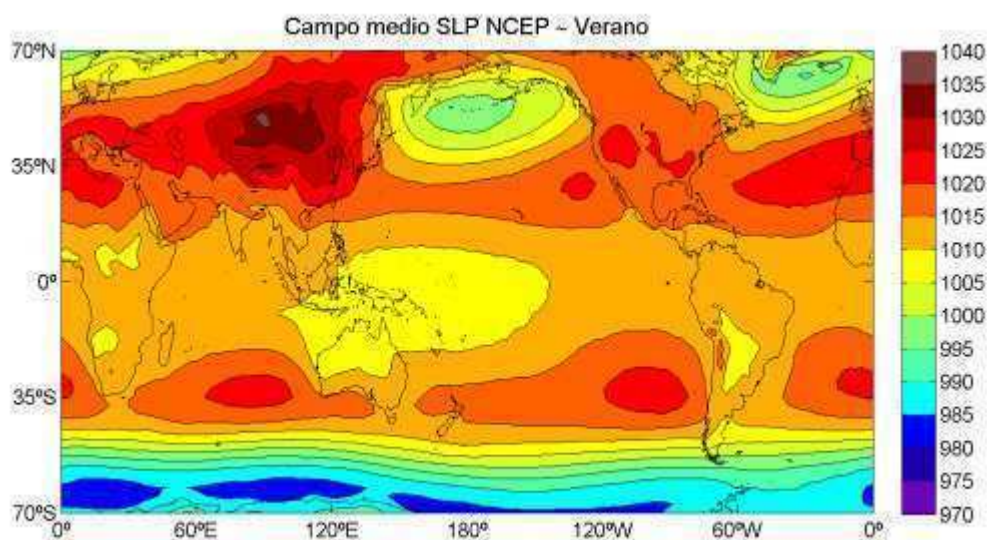


Fig. 5.6. Como en la Fig. 5.5 pero para el verano del HS.

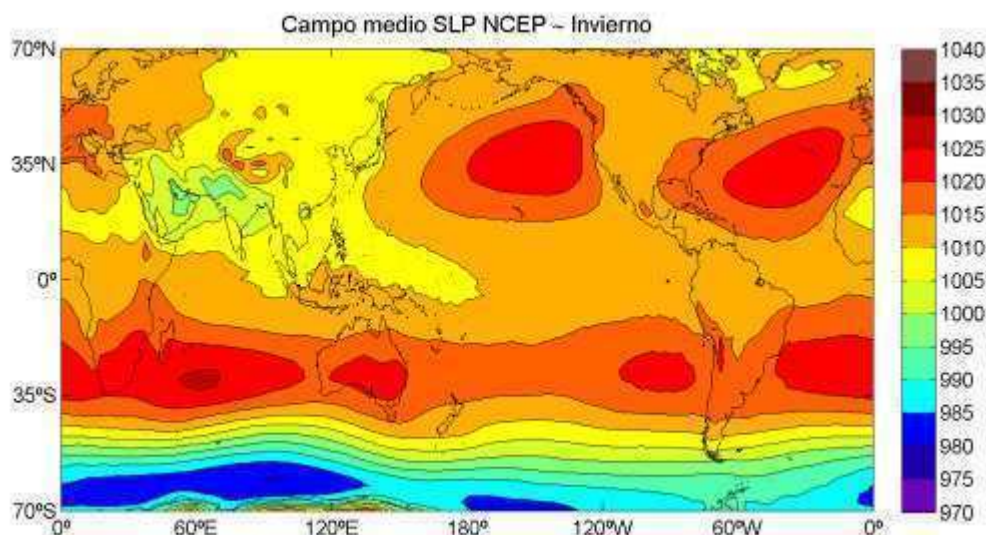


Fig. 5.7. Como en la Fig. 5.5 pero para el invierno del HS.

c. Temperatura a 2 metros

La temperatura a 2 metros (T2m) es una variable no obtenida directamente del sistema de análisis empleado para la confección de los reanálisis NCEP/NCAR sino que es interpolada a partir de la temperatura del nivel sigma más cercano a la superficie. Se presenta la climatología de la misma para poder compararla con la obtenida de la simulación control pero las eventuales diferencias que se puedan hallar estarán en parte determinadas por la habilidad del CAM para representar esta variable y en parte debido al error introducido en los reanálisis al interpolarla.

A nivel anual (Fig. 5.8) T2m presenta máximos valores en regiones tropicales, donde la radiación neta total anual es máxima, y decrece en forma más o menos homogénea hacia los polos. Se observan mínimos asociados a la topografía (los Andes, el Himalaya, las Rocallosas, etcétera) y se encuentra además un fuerte gradiente en las costas de Antártida, pasando de un valor del orden de -5°C sobre aguas del Mar Glaciar Antártico a -30°C algunos pocos cientos de kilómetros tierra adentro. Los máximos valores a nivel anual se encuentran sobre la Península Arábiga, con valores medios superiores a 30°C . Durante el trimestre DEF (Fig. 5.9) se aprecia un corrimiento hacia el hemisferio de verano de los máximos, con un fuerte calentamiento sobre Australia con temperaturas medias mayores que 30°C y también sobre Sudamérica, en especial sobre el norte y noroeste de Argentina donde se dan temperaturas medias superiores a 25°C .

En el HN, donde predominan condiciones invernales durante estos meses, se observa un fuerte gradiente meridional de T2m en todo el hemisferio, siendo máximo en regiones continentales. Sobre Siberia se encuentran los valores más bajos de esta variable, llegando hasta -35°C . En el invierno austral (Fig. 5.10) se registra un enfriamiento de las regiones continentales del HS, mientras que el HN presenta un fuerte calentamiento

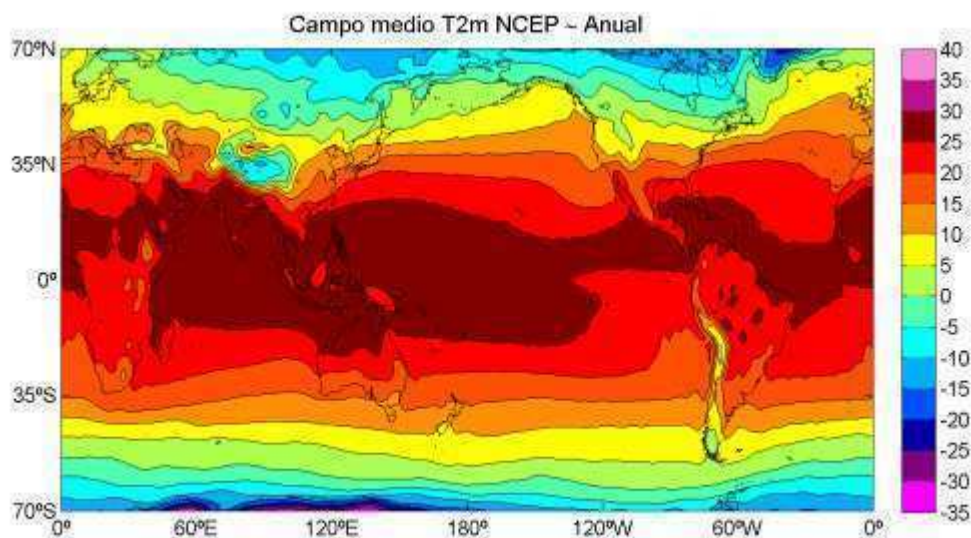


Fig. 5.8. Campo medio anual de T2m en NCEP/NCAR. Las unidades son $^{\circ}\text{C}$ y la separación entre contornos es de 5°C .

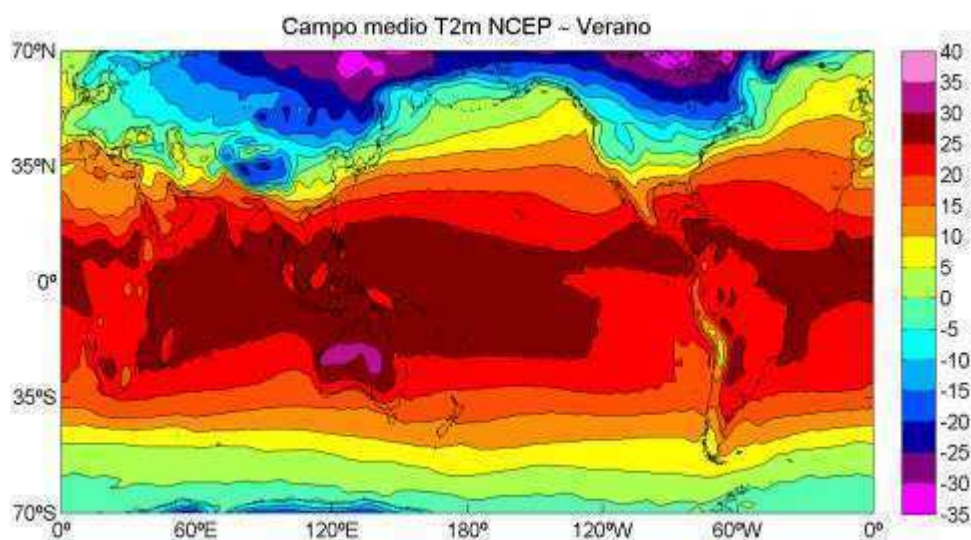


Fig. 5.9. Como en la Fig. 5.8 pero para el verano del HS.

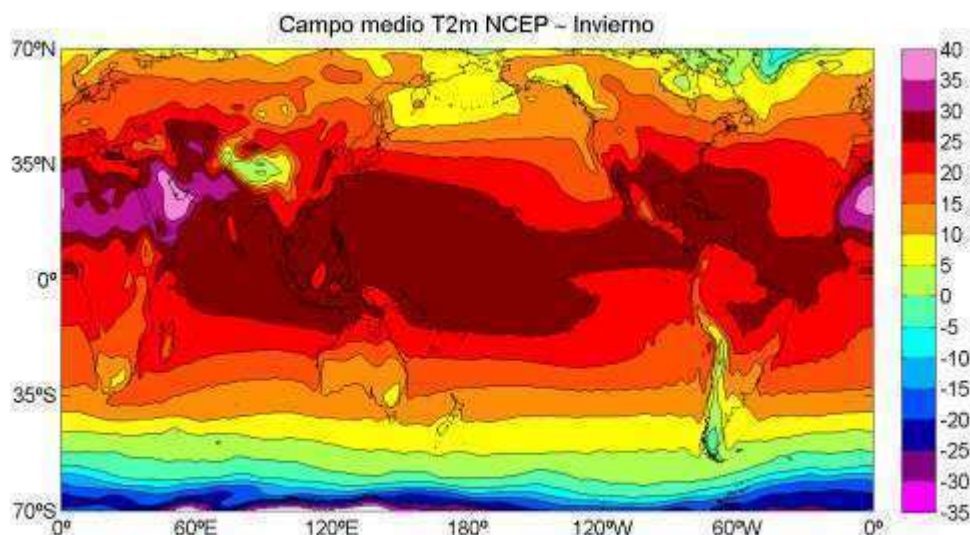


Fig. 5.10. Como en la Fig. 5.8 pero para el invierno del HS.

en sus continentes, siendo máximo sobre la Península Arábiga, donde los valores medios alcanzan marcas próximas a 40°C. El calentamiento de los continentes del HN es tal que la isoterma de 10°C llega hasta 70°N sobre Europa y Asia, lo cual representa una extensión meridional mucho mayor que en el caso del HS, donde en verano dicha isoterma alcanza apenas 50°S sobre el este de Argentina (ver Fig. 5.9).

d. Cortes verticales de temperatura y viento zonal

En la Fig. 5.11 se muestra la temperatura media anual promediada zonalmente, entre 1000 y 150 hPa y entre 80°S y 80°N. Las regiones tropicales presentan los máximos valores en niveles bajos, superiores a 25°C, en tanto que la disminución hacia los polos es bastante similar en ambos hemisferios. En latitudes mayores a 60°, se observan temperaturas medias más bajas sobre el HS, asociadas con el enfriamiento de la Antártida, en contraposición al enfriamiento menor del Ártico donde no existe una masa continental. También es notoria la variación en la altura de la tropopausa entre regiones polares y tropicales. La Fig. 5.12 muestra el campo medio anual de la componente zonal del viento entre los mismos niveles verticales y latitudes que para la variable anterior. Se aprecian claramente los máximos de viento zonal en niveles medios y altos sobre latitudes medias (donde el gradiente térmico meridional es máximo y, por ende, el incremento del viento con la altura también lo es), siendo algo mayor en el HS donde

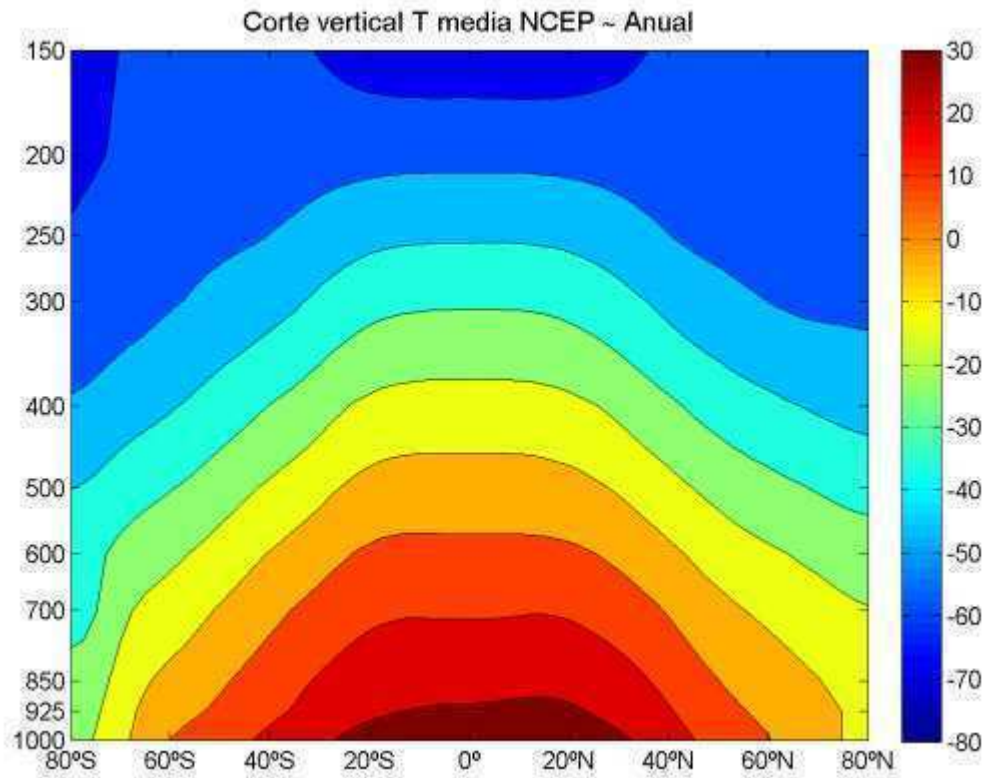


Fig. 5.11. Corte vertical de temperatura promediada zonalmente. Las unidades son $^{\circ}\text{C}$.

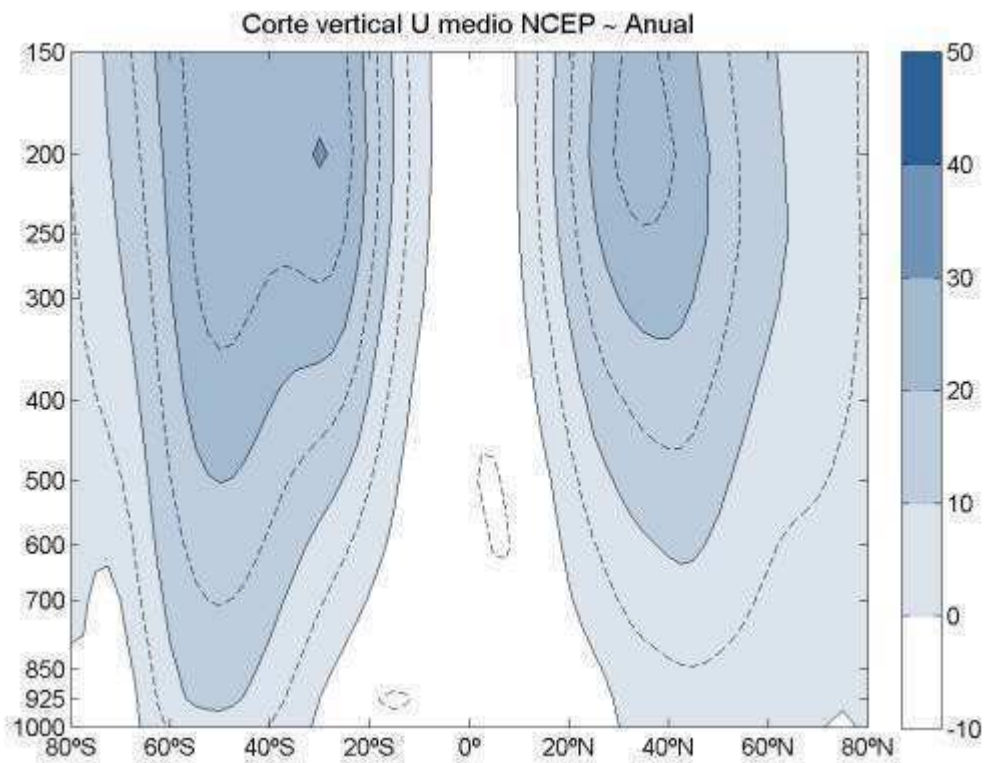


Fig. 5.12. Corte vertical de viento zonal medio anual promediado zonalmente. Las unidades son m s^{-1} .

alcanza velocidades del orden de 30 m s^{-1} . En el HS además se distinguen dos máximos, uno centrado en aproximadamente 200 hPa y 25°S y el otro en 250 hPa y en 50°S , que corresponden a las corrientes en chorro subtropical y polar respectivamente. Este rasgo es menos distintivo en el HN, viéndose apenas un esbozo de máximo secundario de viento alrededor de $60\text{-}70^{\circ}\text{N}$ y en niveles medios cercanos a los 500 hPa. Sobre el ecuador se observa viento zonal medio del este (vientos alisios) no sólo en niveles cercanos a la superficie sino también sobre el resto de la tropósfera. En bajas latitudes los máximos de viento se dan en niveles medios y registran magnitudes muy bajas, del orden de 5 m s^{-1} . Durante el trimestre DEF (Fig. 5.13) el máximo de viento en el HS se ubica más próximo al polo y en niveles algo más bajos que respecto al valor medio

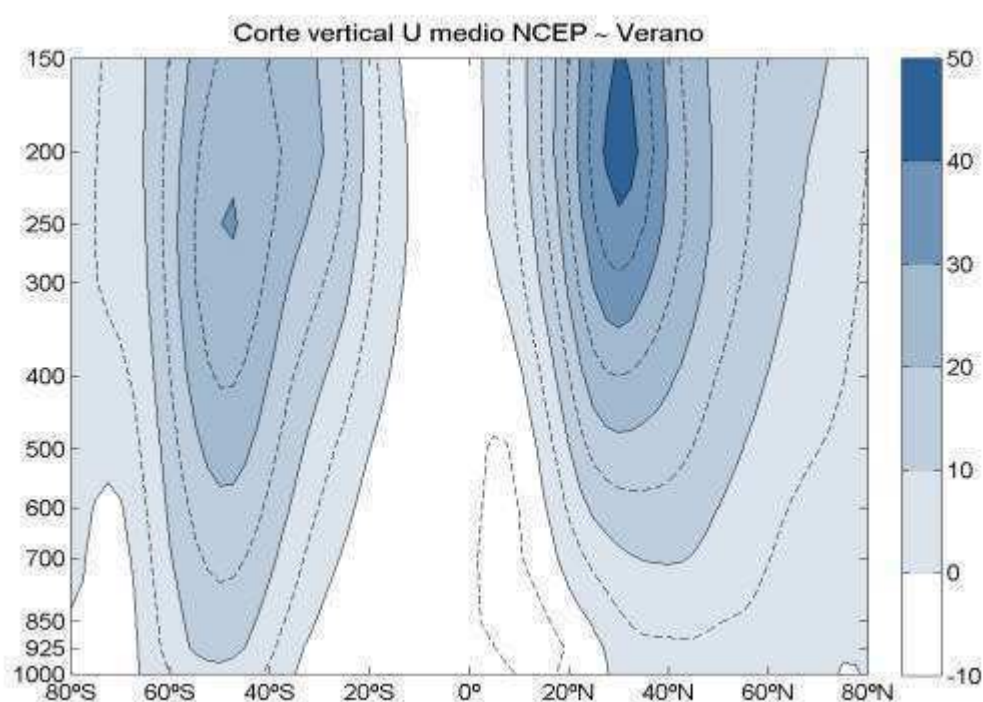


Fig. 5.13. Como en la Fig. 5.12 pero para el verano del HS.

anual, aunque la magnitud es similar. Sobre el HN se observa una fuerte intensificación del flujo zonal, alcanzando un máximo de 40 m s^{-1} por encima de 250 hPa alrededor de 30°S . En el invierno austral (Fig. 5.14) se observa el patrón opuesto: en el HS el máximo de viento se encuentra más próximo al ecuador y se aprecian esbozos del máximo secundario asociado a la corriente en chorro polar. En el HN se identifican más claramente los dos, estando el principal ubicado en torno a 200 hPa y en $40\text{-}50^{\circ}\text{S}$.

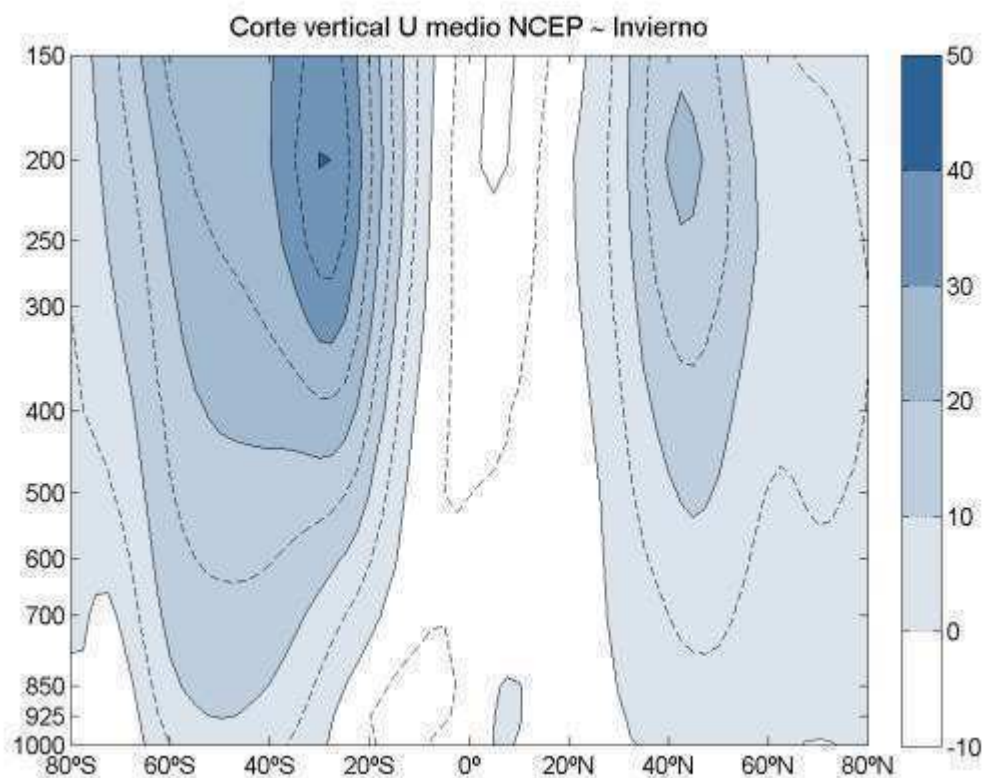


Fig. 5.14. Como en la Fig. 5.12 pero para el invierno del HS.

e. Precipitación

El campo de precipitación media anual a nivel global se muestra en la Fig. 5.15. La región ecuatorial presenta un máximo de precipitación (conformando la denominada Zona de Convergencia Intertropical, o ICTZ) que se extiende sobre el centro de África, el norte del Océano Índico, el Océano Pacífico Tropical, el norte de Sudamérica y el Océano Atlántico Tropical. Se observa que la posición climatológica de la ICTZ es sobre el HN, centrada aproximadamente entre 5 y 10°N. También se distingue un máximo de precipitación al noreste de Australia, asociada a la SPCZ.

Sobre las costas oeste de los continentes, donde predomina un régimen anticiclónico, se encuentran condiciones relativamente secas, en tanto que en las costas este de Asia y Norteamérica se detectan máximos relativos con valores entre 1500 y 2000 mm. El máximo de precipitación sobre el sudeste de Sudamérica ya mencionado en el Capítulo 3 (Fig. 3.1) también puede observarse en este campo con una magnitud del orden de 1500 mm anuales. Durante el verano austral (Fig. 5.16) la ITCZ se encuentra algo más

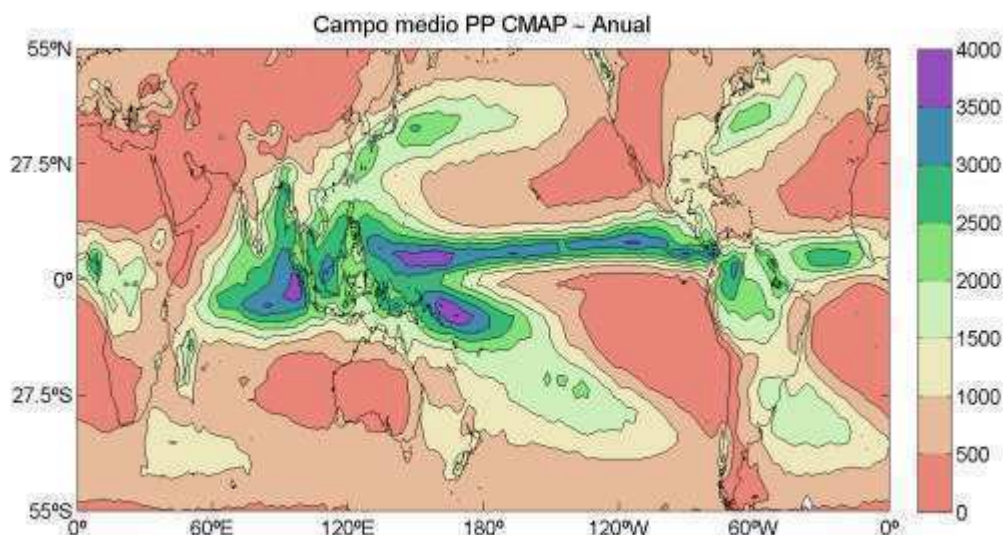


Fig. 5.15. Campo de precipitación media anual. Las unidades son mm.

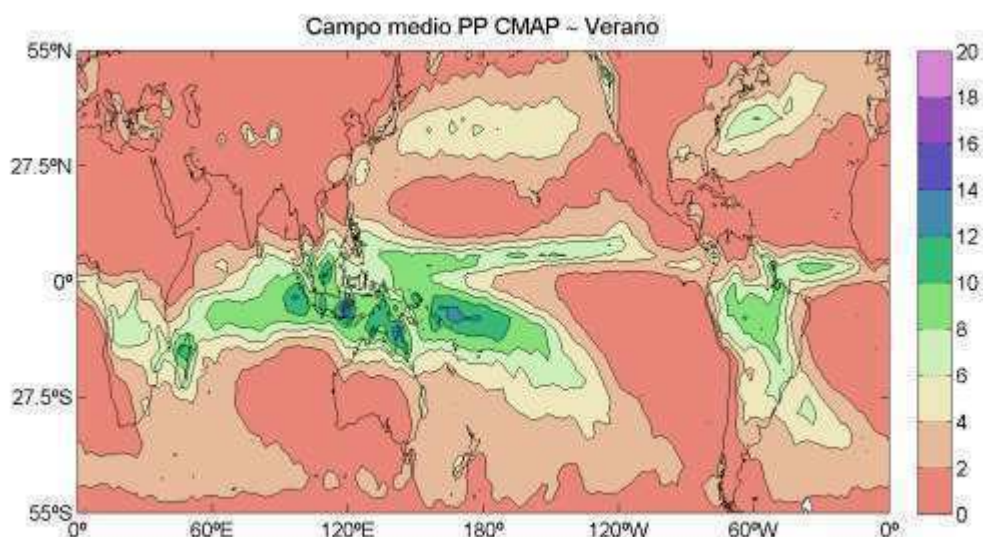


Fig. 5.16. Como en la Fig. 5.15 pero para el verano del HS. Las unidades son mm día⁻¹.

al sur respecto a su posición media anual y tiene menor precipitación asociada sobre el océano Pacífico Tropical, concentrándose especialmente sobre la región de Indonesia y extendiéndose hacia el sudeste en lo que conforma la SPCZ. Sobre el HN la precipitación sobre los continentes es en general baja, con máximos sobre las regiones oceánicas, y sobre el HS se nota el establecimiento de los extremos de lluvia sobre el centro de Sudamérica asociados a la actividad monzónica y el eje de precipitaciones altas que se extiende hacia el sudeste de Brasil y sobre aguas del Atlántico, conformando la SACZ. También se aprecia un máximo relativo de lluvia alcanzando el

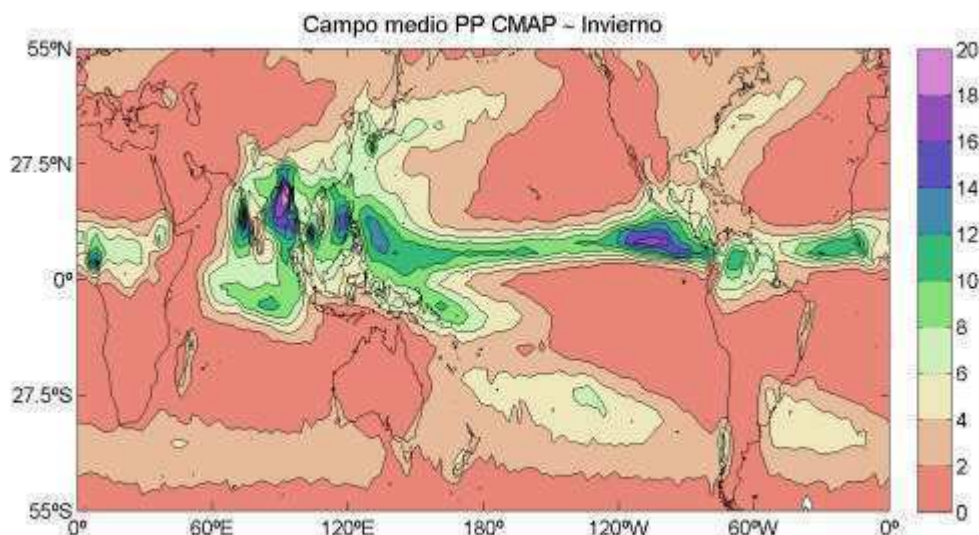


Fig. 5.17. Como en la Fig. 5.16 pero para el invierno del HS.

centro y el norte de Argentina. Tanto sobre el centro-sur de África como sobre el norte de Australia se observan precipitaciones moderadas, entre 6 y 10 mm día⁻¹. Durante el invierno del HS (Fig. 5.17) la ITCZ muestra una clara migración hacia el norte, centrándose entre 5 y 10°N, a la vez que aparece un patrón de lluvia intensificada sobre la región de India, evidenciando la fase húmeda del monzón asiático. Sobre Sudamérica se observa que predominan condiciones mucho más secas que las del verano y sólo se registran precipitaciones por encima de 5 mm día⁻¹ en el extremo norte del continente, en especial sobre Venezuela y Colombia. Hacia el sur del continente se distinguen dos máximos de precipitación: uno sobre el centro-sur de Chile, asociado a la actividad ciclónica que impacta en la región y otro -ya descrito en el Capítulo 3- localizado sobre el sur de la cuenca del Plata y extendiéndose sobre aguas del Océano Atlántico.

5.3. Experimento Control

Para determinar la habilidad del CAM3 para representar el clima observado se llevan a cabo dos simulaciones: una empleando como condiciones de borde la climatología de SST (Sim0) y otra empleando los datos mensuales observados (Sim1 o Control). En las Figs. 5.18 y 5.19 se presentan las diferencias entre el campo medio anual de h500 en Sim0 y Sim1 -respectivamente- respecto al obtenido a partir de reanálisis. En ambos campos se observa un patrón de leve sobreestimación de las alturas en regiones

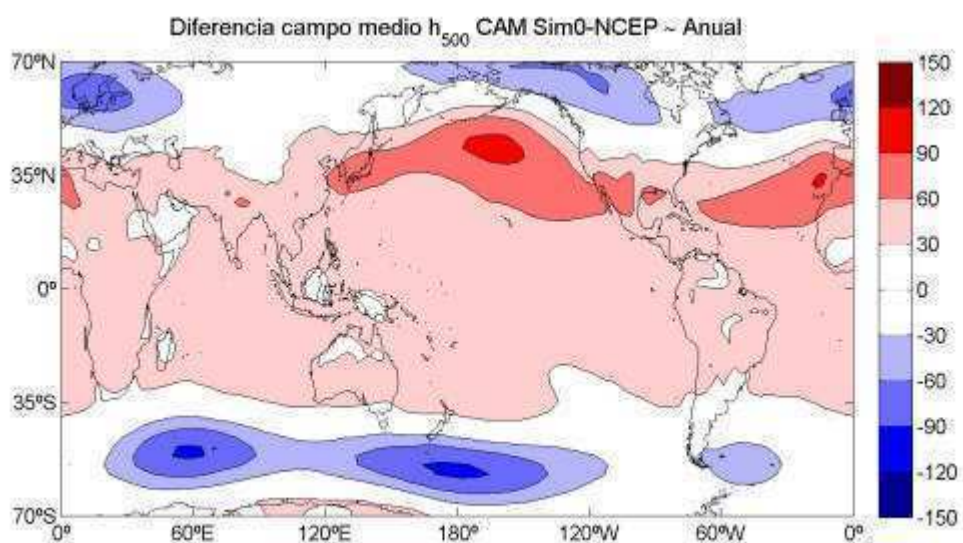


Fig. 5.18. Diferencias entre el campo medio anual de h_{500} en Sim0 y en los reanálisis. Las unidades son mvp.

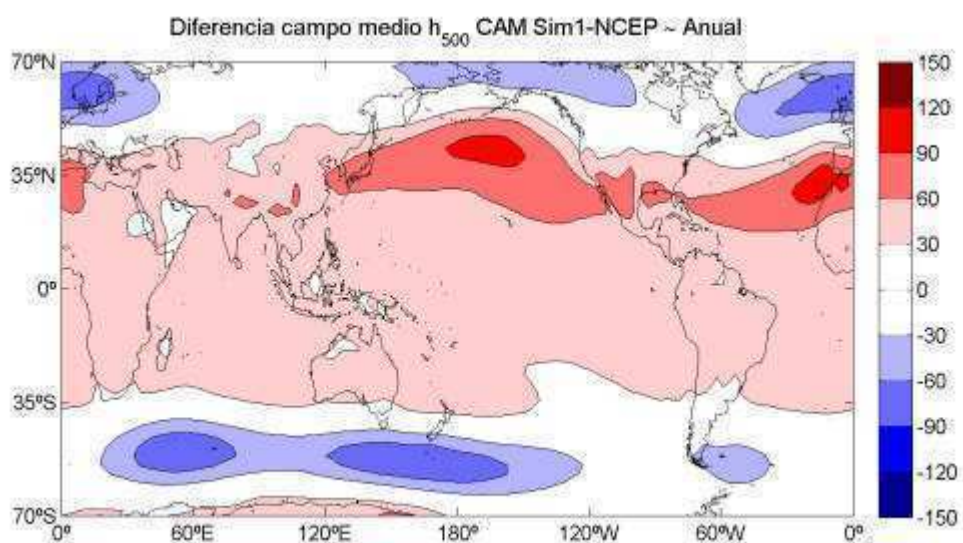


Fig. 5.19. Diferencias entre el campo medio anual de h_{500} en Sim1 y en los reanálisis. Las unidades son mvp.

tropicales y subtropicales, de entre 30 y 60 mvp, a la vez que sobre el HS al sur de 35°S se nota un patrón de subestimación, con diferencias respecto a la climatología observada del orden de 100 mvp en Sim0 y algo menores, cercanas a 80 mvp, en Sim1. Sobre el HN se encuentra que el CAM3 simula con mayor intensidad que la derivada de los

reanálisis a las cuñas que se ubican al este de las vaguadas posicionadas en el sector oriental de Asia y de Norteamérica, con diferencias del orden de 100 mgp. A nivel estacional, durante el verano austral (Figs. 5.20 y 5.21) se aprecia un patrón espacial de errores cualitativamente similar al del caso anual pero incrementados en magnitud. En el caso de Sim0 se encuentran los máximos errores en la región de las Aleutianas, con una sobreestimación de entre 120 y 150 mgp respecto a los valores climatológicos observados. En Sim1 los errores son similares pero de una magnitud menor. Sobre el HS se encuentran errores algo más pequeños que en el caso anual, excepto por la anomalía ciclónica ubicada sobre el sur de Nueva Zelanda que el CAM3 representa más intensificada. Durante el invierno del HS (Figs. 5.22 y 5.23) el patrón es similar aunque los errores máximos (tanto sobre la región de las Aleutianas como sobre el sur de Nueva Zelanda) aparecen desplazados hacia el oeste respecto de la posición que poseen en la época cálida. La distribución y variación espacial de las diferencias de SLP son cualitativamente similares a los del campo de h500 y por consiguiente no se muestran. En esta variable también se observa que los errores se reducen al considerar como condiciones de borde las SST mensuales observadas en comparación a la simulación forzada con las SST medias climatológicas.

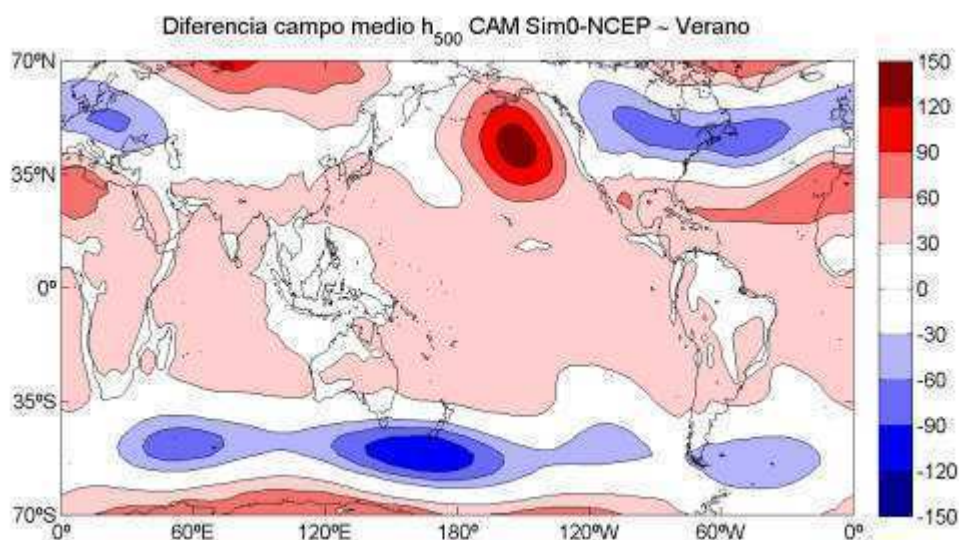


Fig. 5.20. Como en la Fig. 5.18 pero para el verano del HS.

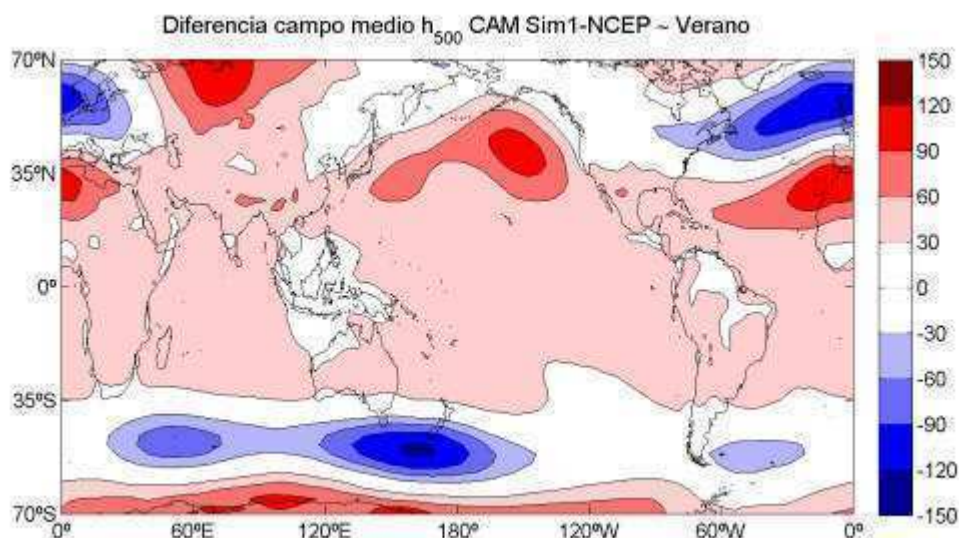


Fig. 5.21. Como en la Fig. 5.19 pero para el verano del HS.

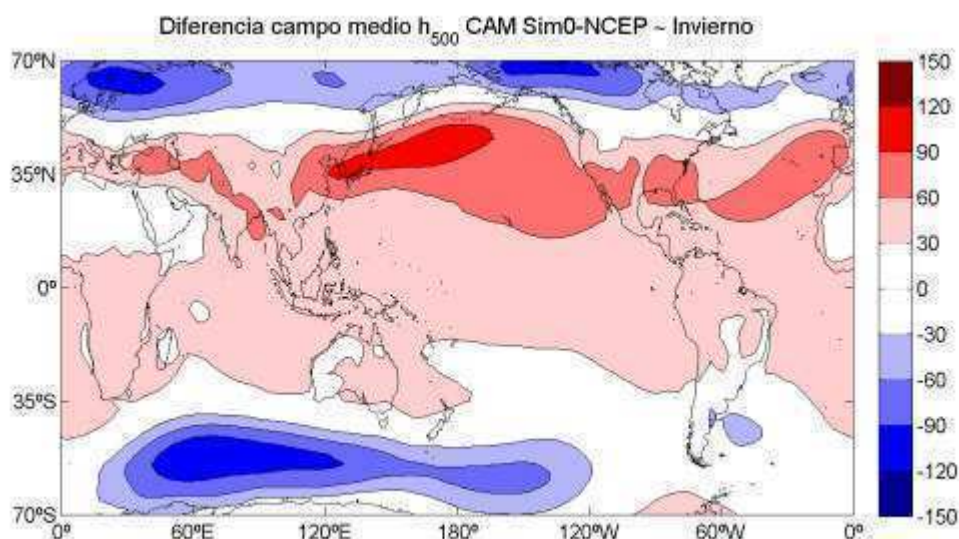


Fig. 5.22. Como en la Fig. 5.18 pero para el invierno del HS.

El corte vertical de los errores de la T promediada zonalmente en Sim0 y Sim1 (Figs. 5.24 y 5.25) muestra que en ambos casos la representación de la temperatura en la troposfera por parte del CAM3 es buena, con diferencias que no superan 3°C en módulo sobre ninguna franja de latitud. En niveles altos, sin embargo, el modelo climático simula condiciones más frías en niveles por encima de 400 hPa en las regiones ubicadas en latitudes mayores a 40°. Esta subestimación de la temperatura está relacionada con una deficiencia del modelo para representar la tropopausa polar (figura no mostrada) y a los fines del análisis de este trabajo no tiene gran impacto debido a que los errores

encontrados se hallan acotados principalmente a la estratosfera. Cerca de la Antártida y en niveles bajos, ambas simulaciones subestiman la temperatura entre 8 y 10°C, lo cual se relaciona con la manera en la que el modelo representa la topografía compleja de la Antártida. En consecuencia, esa región fue blanqueada en ambas figuras.

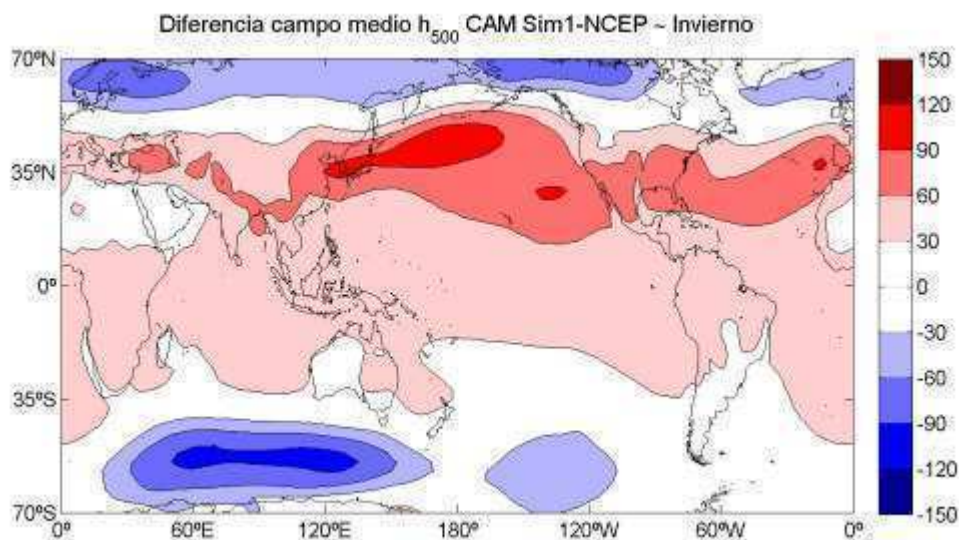


Fig. 5.23. Como en la Fig. 5.19 pero para el invierno del HS.

El hecho que el CAM3 muestre condiciones más frías que las observadas en niveles superiores y sobre latitudes altas de ambos hemisferios a la vez que simula valores de temperatura similares a los observados en los niveles altos de las regiones tropicales sugiere que el modelo representa condiciones más baroclínicas que las observadas, dado que el gradiente térmico entre ecuador y polo es sobreestimado en el modelo. El campo de errores en la componente u media anual promediada zonalmente muestra que, en efecto, tanto en Sim0 (Fig. 5.26) como en Sim1 (Fig. 5.27) el CAM3 simula vientos del oeste más intensos que los que se observan en niveles altos de latitudes medias, con las mayores sobreestimaciones localizadas sobre 40-45° y en torno al nivel de 200 hPa. Los errores son mayores sobre el HS que sobre el HN a nivel anual (hecho que se repite al analizar el campo de invierno del HS pero se revierte cuando se analiza el invierno del HN) y no existen diferencias significativas entre los errores de ambas simulaciones. Esto sugiere que el hecho de variar las condiciones de borde asociadas a las SST no representa un impacto notable en la representación que el modelo pueda hacer de los campos térmico y de viento resultantes.

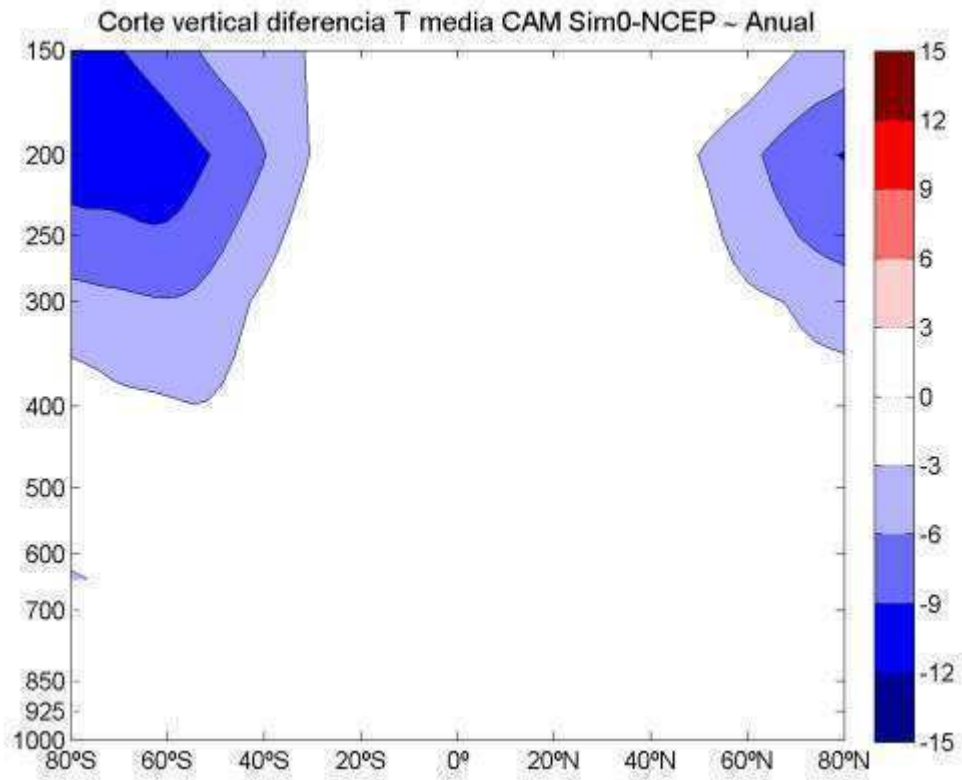


Fig. 5.24. Corte vertical de los errores en T media anual promediada zonalmente en Sim0 respecto de los reanálisis. Las unidades son °C.

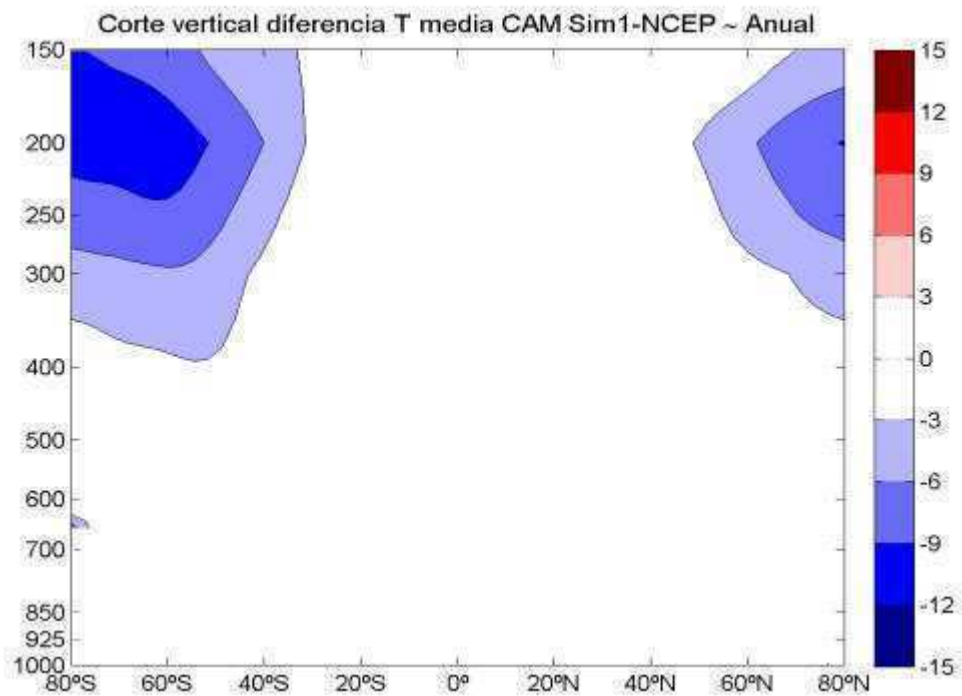


Fig. 5.25. Como en la Fig. 5.24 pero considerando la Sim1.

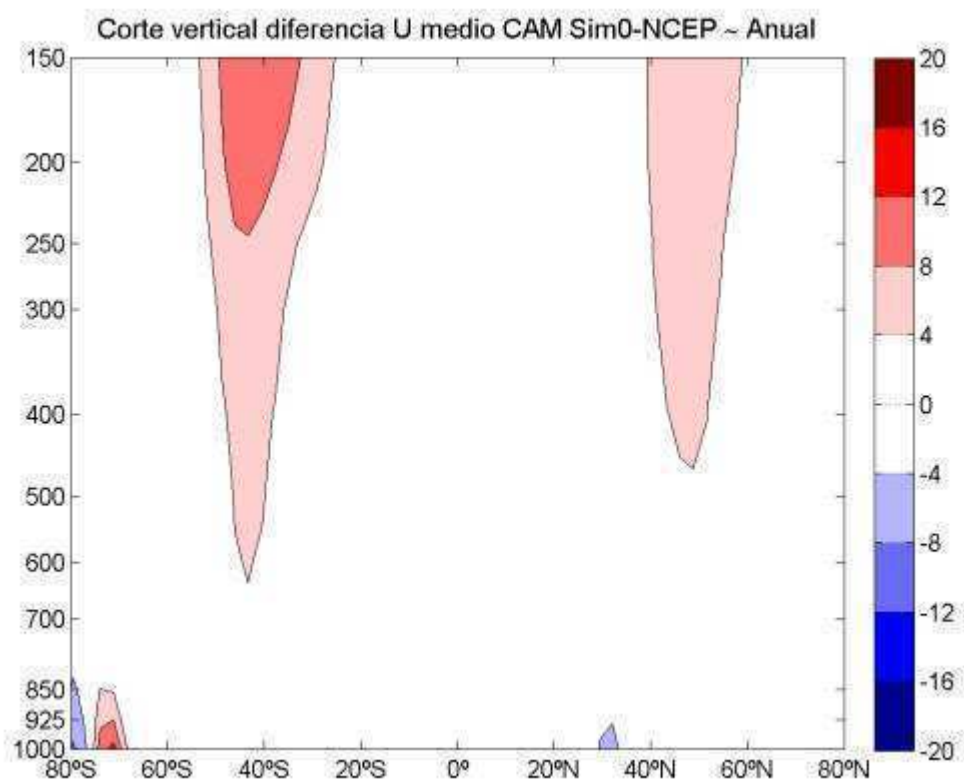


Fig. 5.26. Corte vertical de los errores en el viento zonal u medio anual promediado zonalmente en Sim0 respecto de los reanálisis. Las unidades son $m s^{-1}$.

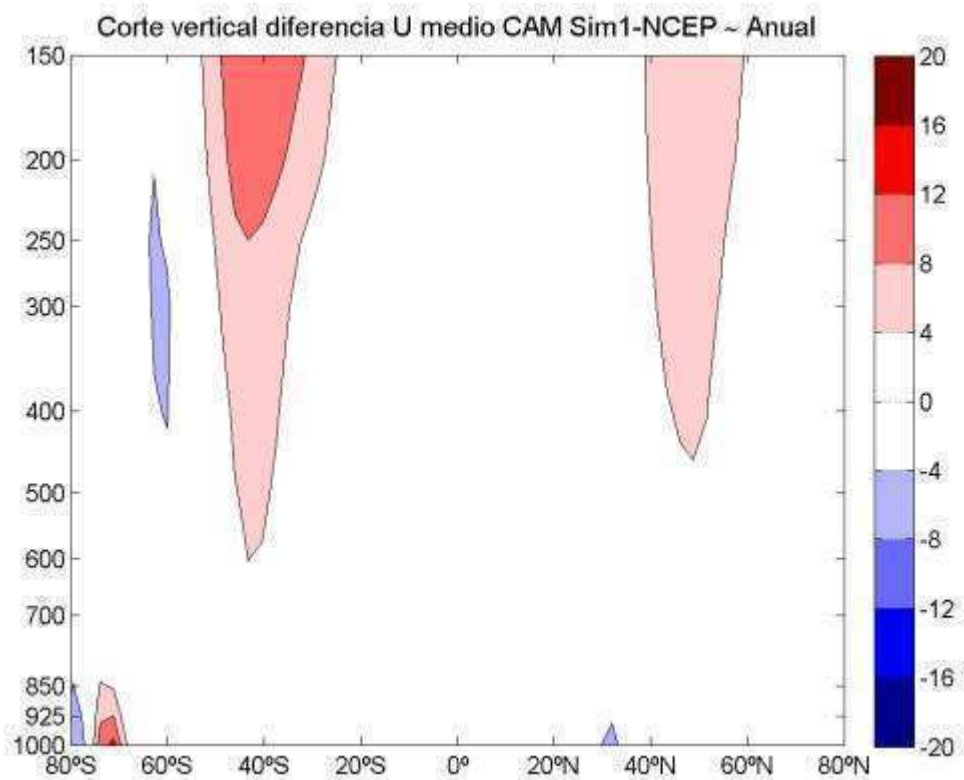


Fig. 5.27. Como en la Fig. 5.26 pero considerando la Sim1.

La variable T2m es bien representada en ambas simulaciones, siendo pequeñas las variaciones tanto respecto de los reanálisis como entre Sim0 y Sim1 (sólo se muestran respecto de Sim1). Del campo de diferencias (Fig. 5.28) puede apreciarse que los mayores valores a nivel global se ubican sobre la cordillera de los Andes, en una región que abarca entre el sur de Perú y Cuyo, coincidente con la zona donde la cordillera alcanza sus máximas alturas. Allí el CAM3 simula temperaturas hasta 10°C más altas que las analizadas en base a los reanálisis. Otras zonas que presentan errores (aunque menores en magnitud) son el sur de Groenlandia, el centro de España, centro de Marruecos, la región de Somalia y las regiones próximas al Himalaya. El patrón de errores en la simulación de T2m en verano y en invierno es similar al del promedio anual (figura no mostrada).

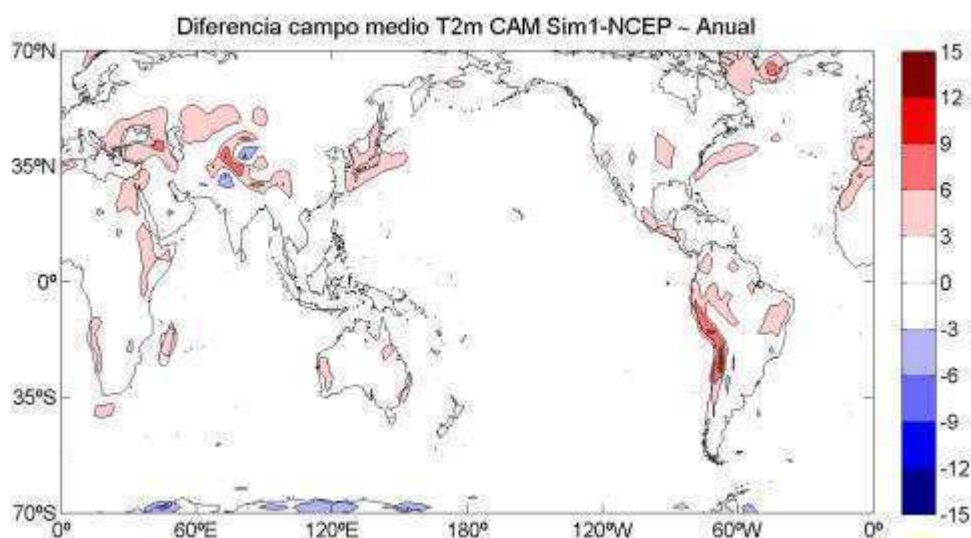


Fig. 5.28. Diferencias entre el campo medio anual de T2m en Sim1 respecto de los reanálisis. Las unidades son °C.

5.3.1. Validación de la precipitación

Dado que la precipitación es el resultado de una gran cantidad de procesos atmosféricos dinámicos y termodinámicos, es esperable que los errores hallados en las simulaciones del clima presente en el modelo CAM den lugar a diferencias en el campo medio de precipitación. También existen otros elementos, como los esquemas físicos de

parametrización de procesos asociados a la precipitación, que no fueron analizados hasta ahora y que igualmente podrían determinar errores en las simulaciones climáticas.

En las Figs. 5.29 y 5.30 se presentan los campos de diferencias de la precipitación media anual simulada en Sim0 y en Sim1, respectivamente, respecto de CMAP. Cualitativamente, los patrones de error en ambas simulaciones son muy similares: las diferencias -en magnitud- son máximas en regiones tropicales (coincidentes con las zonas donde se registra la mayor cantidad de precipitación al año; ver Figs. 4.29 y 4.30 junto con la 4.15) y disminuyen hacia los polos. En términos porcentuales, sin embargo, los mayores errores se encuentran en ambas simulaciones sobre la región del Mar Rojo y la Península Arábiga -donde el CAM simula un total de precipitación anual de entre 1000 y 1500 mm y en realidad se observan entre 200 y 300 mm- y sobre la región

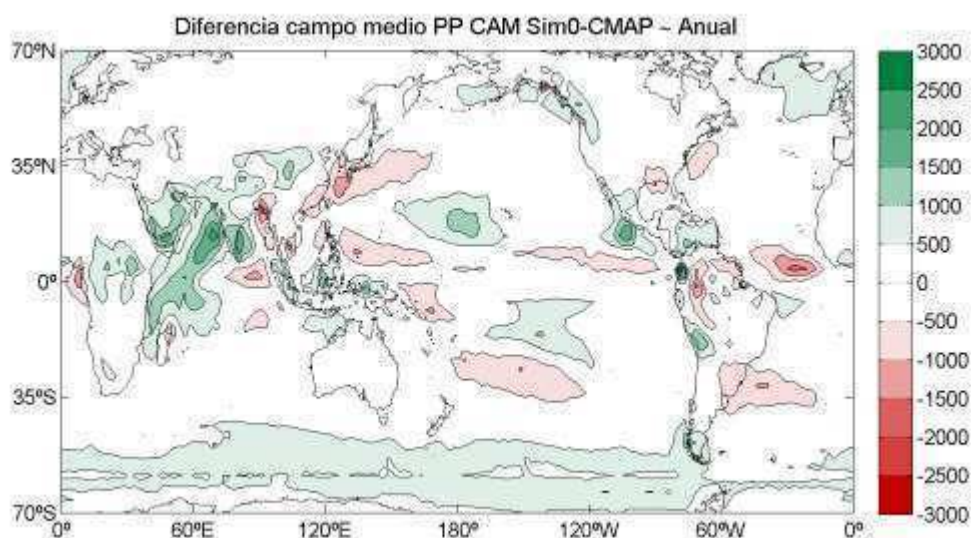


Fig. 5.29. Diferencias entre el campo medio anual de PP en Sim0 respecto de la climatología de CMAP. Las unidades son mm.

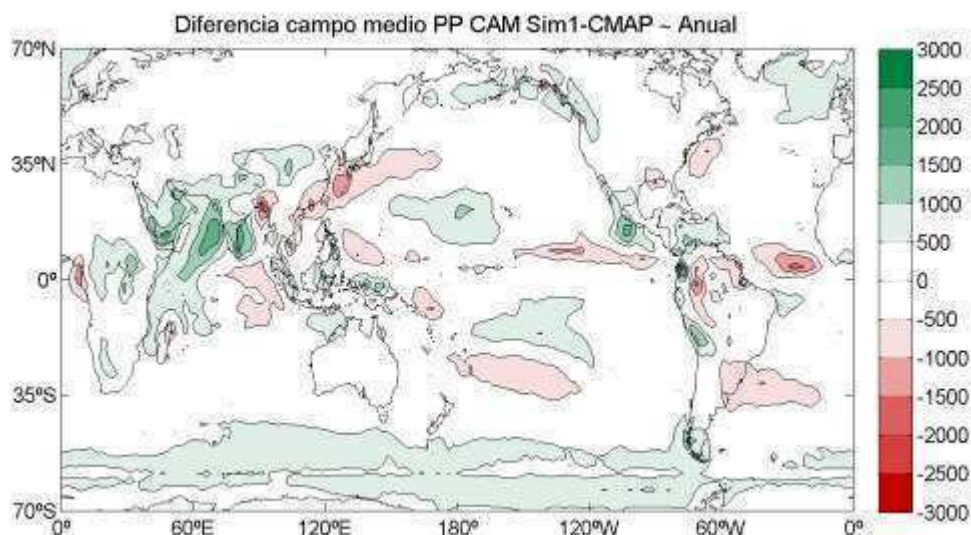


Fig. 5.30. Como en la Fig. 5.29 pero considerando la Sim1.

desértica del norte de Chile donde llueve muy poco, virtualmente nada en algunos puntos, y el CAM simula acumulados cercanos a 1000 mm (figura no mostrada). Sobre Sudamérica en particular, en la Fig. 5.31 se aprecia que a nivel anual los máximos errores en términos absolutos en la representación de la precipitación en Sim1 se ubican en las inmediaciones de los Andes, en el extremo norte del continente y sobre el sudeste de Sudamérica, abarcando el centro y el sur de la cuenca del Plata. La magnitud de los errores es muy similar en Sim0 y en Sim1 y sobre el sur de la cuenca del Plata en particular oscilan entre 500 y 1000 mm. A nivel estacional se encuentra que estas diferencias se explican especialmente por el patrón de invierno (Fig. 5.33), mientras que en el verano (Fig. 5.32) y durante primavera y otoño (no se muestran) la magnitud de los errores sobre el centro y sur de la cuenca del Plata es sustancialmente menor (del orden del 50% en la estación cálida). Este patrón de diferencias en la simulación de la precipitación de Sudamérica es consistente con los hallados previamente (ver Figs. 2.2, 2.4 y 2.5) y sugiere que un mejor entendimiento de las causas de los mismos en el modelo CAM puede echar luz sobre los errores en las simulaciones de los otros MCG analizados.

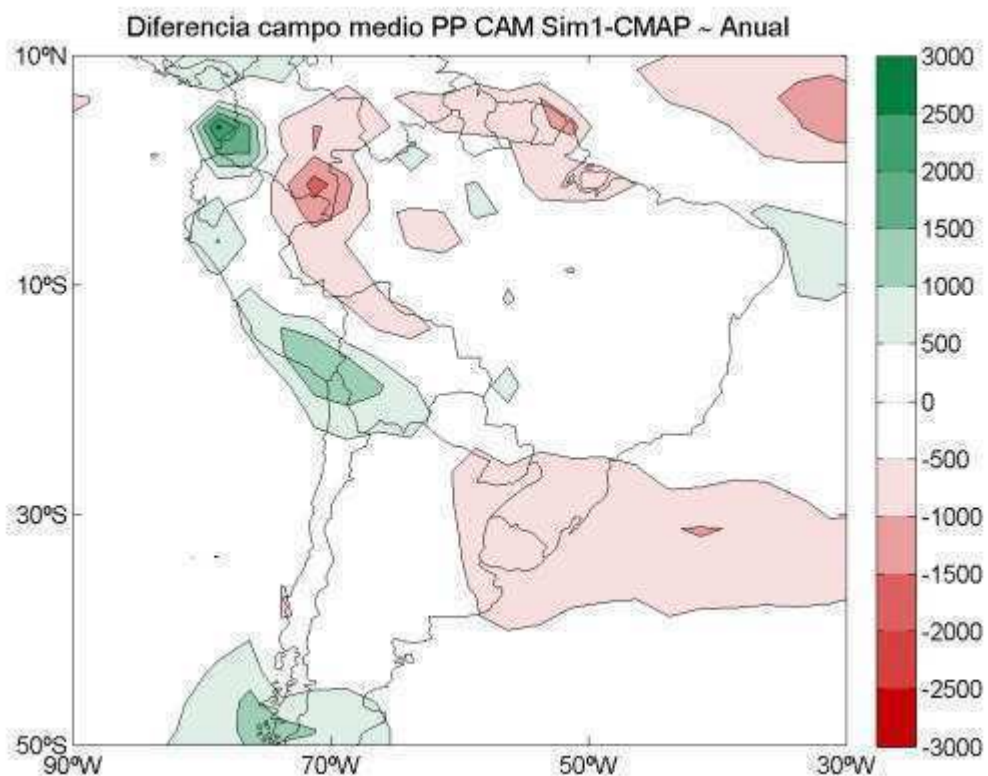


Fig. 5.31. Como en la Fig. 5.30 pero sobre Sudamérica.

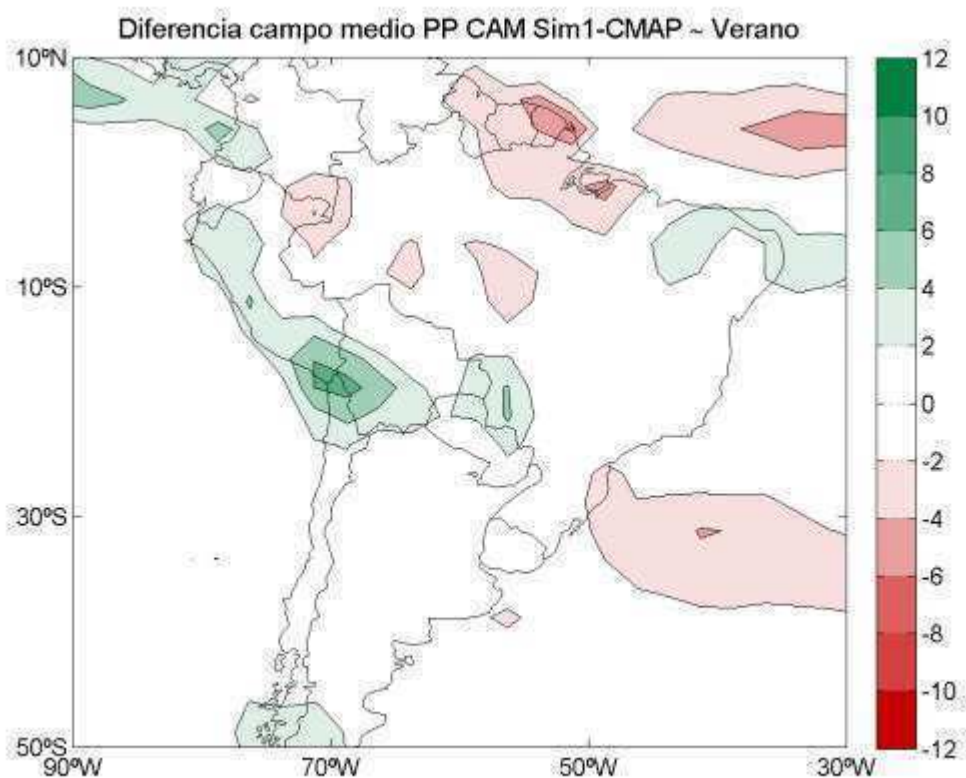


Fig. 5.32. Como en la Fig. 5.31 pero para el verano del HS.

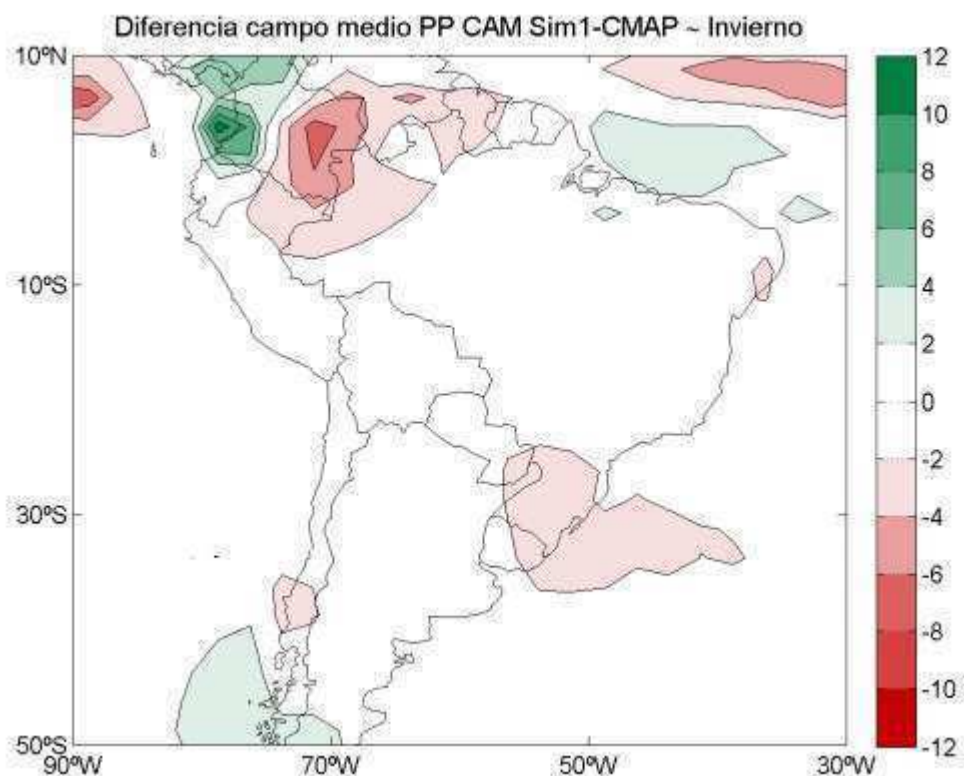


Fig. 5.33. Como en la Fig. 5.32 pero para el invierno del HS.

Si bien se encontró que forzar al modelo climático CAM con la climatología de SST o con las observaciones mensuales de SST -tomando en cuenta, así, la variabilidad interanual de la temperatura superficial de los océanos- no determinan climatologías distintas, de aquí en adelante se considera a Sim1 como simulación Control (Control) frente a la cual se cuantificarán los cambios en las variables meteorológicas obtenidas a partir de las distintas pruebas de sensibilidad.

5.4. Experimentos de sensibilidad

a. Simulación 2

La remoción de la cordillera de los Andes en toda su extensión a través de Sudamérica modifica el campo de circulación global y en especial sobre el HS. En el caso de los niveles medios se encuentra en las medias anuales una disminución de las alturas geopotenciales sobre el HS, en especial en la región del Pacífico Sur entre la costa sudeste de Australia y el sur de Nueva Zelanda con disminuciones de altura respecto a la simulación Control del orden de los 40-50 mgp (figura no mostrada), cambios que

resultan no significativos al 95% de confianza luego de aplicar el test de t-Student de diferencia de medias. Durante la estación fría esas anomalías persisten y aparecen centros de anomalías secundarios sobre el Mar de Ross -en la costa norte de la Antártida- y sobre el norte de la península antártica (figura no mostrada). En el verano del HS, en tanto, se aprecian menores alturas respecto a la simulación Control sobre el Pacífico Sur, con diferencias inferiores a -40 mgp extendiéndose desde Nueva Zelanda hasta la costa sudoeste de Sudamérica (Fig. 5.34). Además aparecen variaciones de unos 50 mgp sobre el HN, sobre el este de Europa, el norte del Pacífico y el oeste de Gran Bretaña, lo cual demuestra que cambios de escala regional -en este caso, sobre Sudamérica- pueden dar lugar a modificaciones en el campo de circulación de todo el globo. Estas variaciones en el campo de alturas pueden determinar cambios en la posición e intensidad de las corrientes en chorro. Los campos de diferencias del viento zonal en niveles altos (300 hPa) muestran que sólo aparecen valores superiores a 5 m s^{-1} en la estación cálida del HS, con un desplazamiento hacia el norte del máximo de viento ubicado sobre el Pacífico Sur entre Oceanía y Sudamérica (Fig. 5.35). Esto se mantiene en general sobre buena parte del HS y puede apreciarse en el corte vertical de las

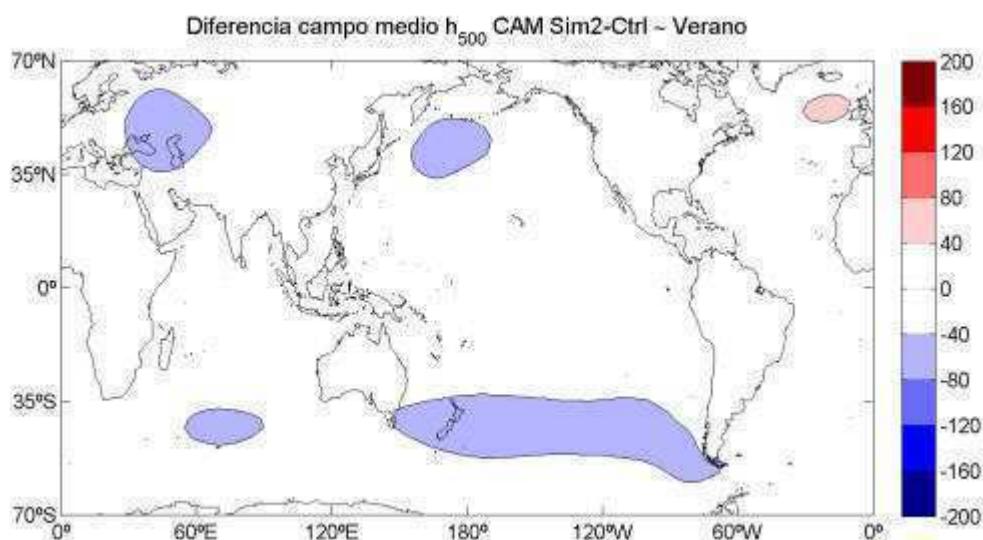


Fig. 5.34. Diferencias en el campo medio de verano de la altura geopotencial de 500 hPa en Sim2 menos Control. Las unidades son mgp.

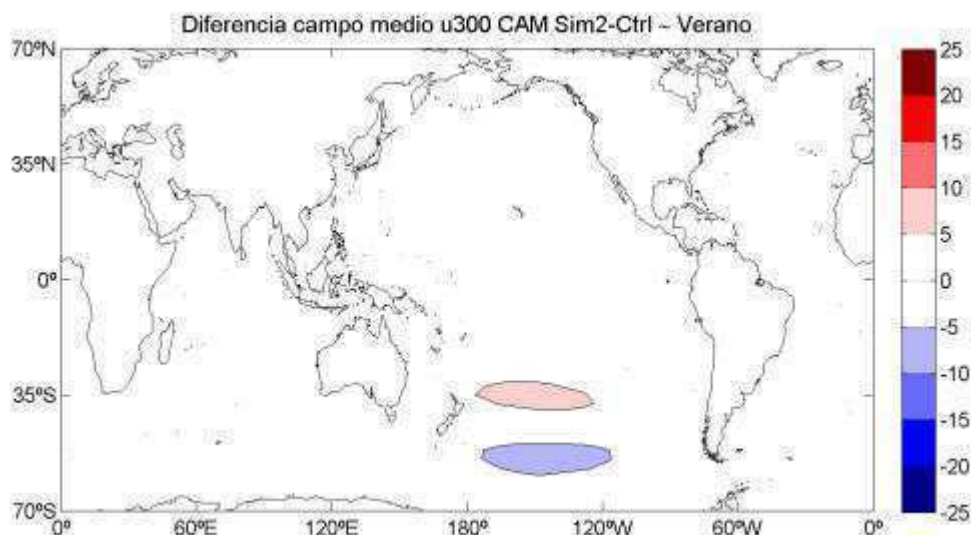


Fig. 5.35. Diferencias en el campo medio de verano del viento zonal u en 300 hPa en Sim2 menos Control. Las unidades son $m s^{-1}$.

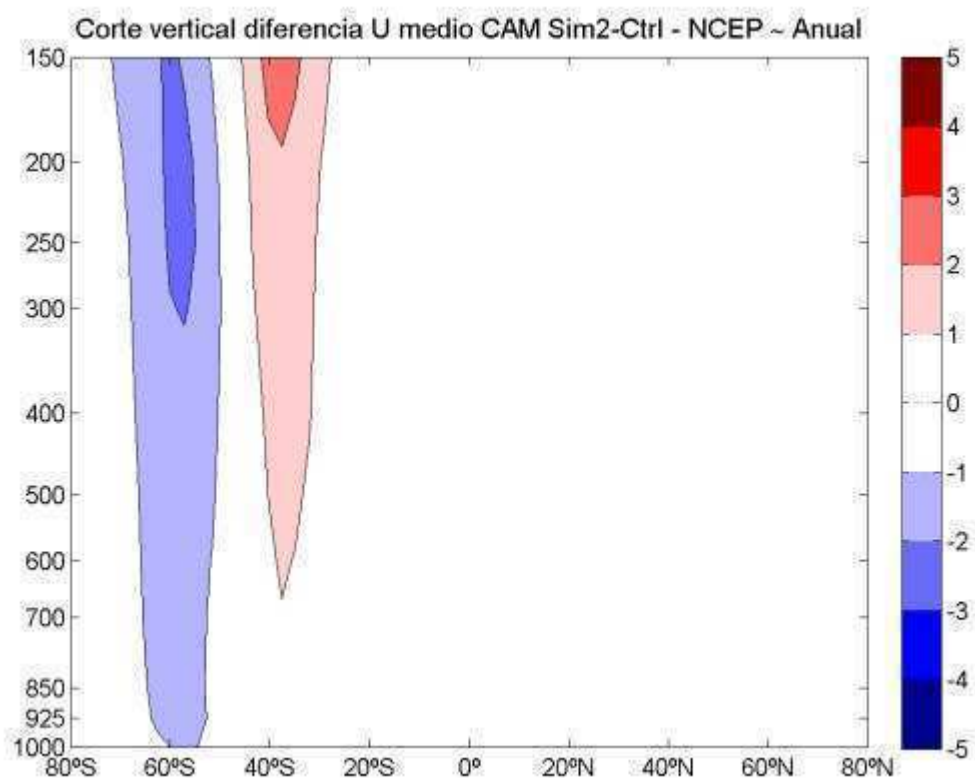


Fig. 5.36. Corte vertical de las diferencias en el viento zonal u medio anual promediado zonalmente en Sim2 respecto de Control. Las unidades son $m s^{-1}$.

diferencias de viento medio zonal: a nivel anual se obtiene una intensificación de los vientos del oeste en 40°S, maximizándose entre 650 hPa y la tropopausa, y una

disminución del viento zonal en 60°S, indicando el desplazamiento hacia el norte del máximo de actividad asociada a la corriente en chorro subtropical y polar (Fig. 5.36). Este patrón aparece menos claro durante el invierno austral (figura no mostrada) y se intensifica durante el verano austral, cuando también aparecen diferencias en el patrón de viento del HN -donde durante esa época predominan condiciones de invierno y la intensidad de la corriente en chorro polar es máxima- (figura no mostrada).

La modificación de la topografía de Sudamérica determina sin dudas cambios en la circulación de capas bajas y de la precipitación, en especial de aquella forzada por ascenso orográfico como en la región del oeste de Colombia, sobre la selva amazónica de Ecuador y Perú y sobre la Puna y el noroeste y centro de Argentina. En la Fig. 5.37 se muestra el campo de diferencias en la precipitación global entre Sim2 y Control. Se observan variaciones superiores a 500 mm concentradas sobre Sudamérica, en especial sobre la región de los Andes y en la región amazónica. Sobre el resto del globo las variaciones son menores y sólo en el caso de la estación de invierno del HS las mismas alcanzan -600 mm sobre la India, sugiriendo que la ausencia de los Andes podría forzar, a través de teleconexiones, una menor actividad de precipitaciones asociadas al monzón asiático (figura no mostrada). En especial sobre Sudamérica a nivel anual (Fig. 5.38) se observan precipitaciones menores que las simuladas en Control sobre los Andes, con diferencias de hasta 2500 mm sobre la costa de Colombia, lo cual es razonable debido a que en esa zona -donde se registran la mayor cantidad de lluvia anual de todo el continente sudamericano- el máximo de precipitación se debe al ascenso forzado de los vientos alisios sobre las laderas occidentales de los Andes. Sin esa barrera topográfica, la advección de humedad proveniente de los vientos del sudoeste se mantiene pero al desaparecer el mecanismo que determina el ascenso de esas masas de aire, esto determina una reducción drástica en las precipitaciones. Por el contrario, sobre la región amazónica se aprecia un incremento en las precipitaciones. Durante el verano (Fig. 5.39) se notan diferencias negativas sobre la región del NOA, demostrando que una buena porción de la actividad convectiva que se registra en esa región durante la época cálida está explicada por la presencia de los Andes y los ascensos asociados. Sobre la cuenca del Amazonas las diferencias son relativamente pequeñas, siendo más notorias durante la época de invierno (figura no mostrada). Para explicar los motivos de estas diferencias, en la Fig. 5.40 se muestra el campo de diferencias del vector viento en el

nivel de 850 hPa en Sim2 respecto de la simulación Control a nivel anual. Puede observarse que aparece sobre la región de la costa central y norte de Chile una circulación anticiclónica, que incluso penetra en el continente hasta afectar la zona central y norte de Argentina. En el campo de presión (figura no mostrada) esto se asocia con un desplazamiento hacia el este de la posición climatológica del anticiclón del Pacífico Sur, con su rama oriental ingresando al continente y determinando esa anomalía observada de vientos del sector sur en niveles bajos. Estas diferencias de vientos del sur alcanzan incluso latitudes bajas, llegando eventualmente hasta el ecuador y ahí separándose en una dirección hacia el continente -dando lugar así a anomalías de vientos del oeste o, en otras palabras, a alisios debilitados- y otra hacia el Pacífico Tropical con diferencias del orden de 5 m s^{-1} , decreciendo la intensidad de los alisios que en esa región soplan desde el sector sudoeste y oeste debido a la posición de la ITCZ al norte del ecuador. Este patrón no presenta grandes cambios en verano e invierno respecto al patrón anual y por ende no se muestran.

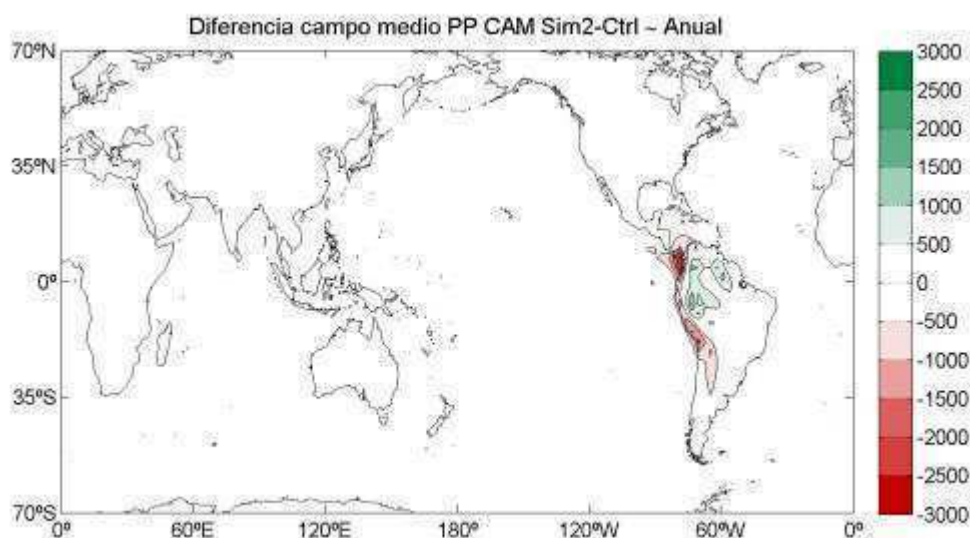


Fig. 5.37. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim2 menos Control. Las unidades son mm año^{-1} .

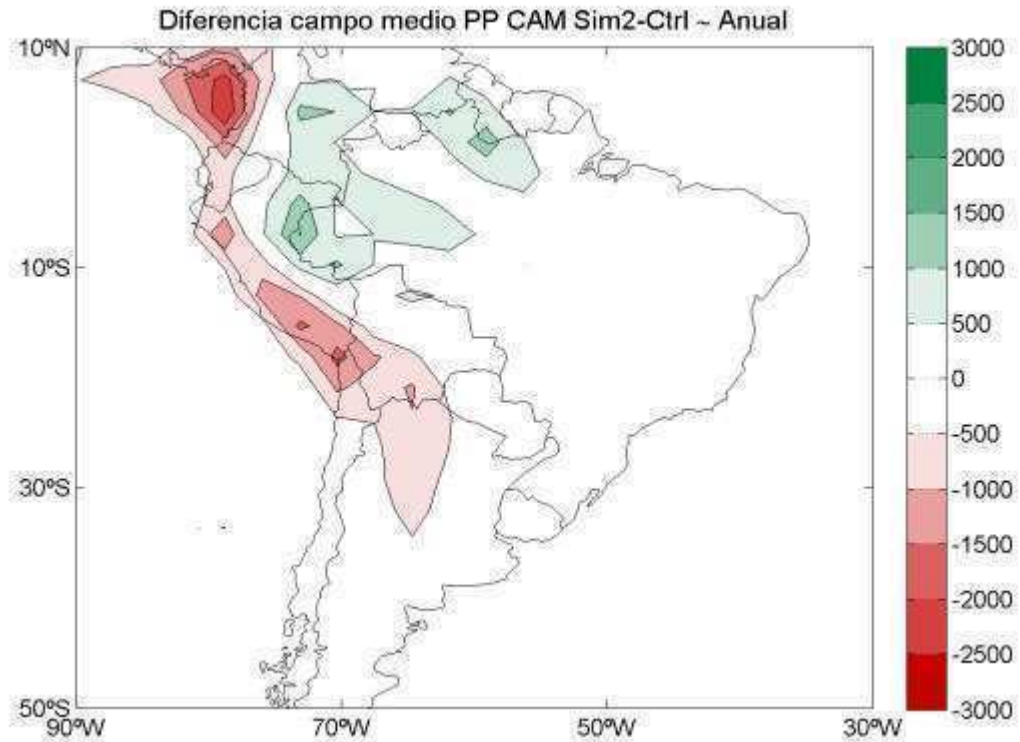


Fig. 5.38. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim2 menos Control sobre Sudamérica. Las unidades son mm año^{-1} .

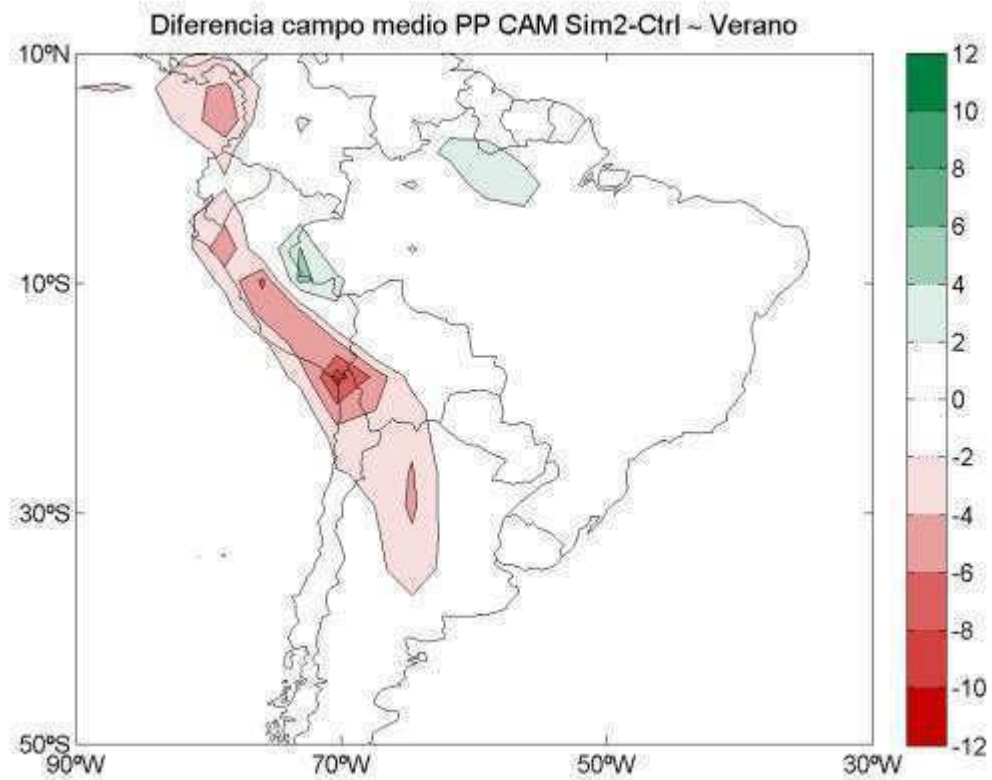


Fig. 5.39. Como en la Fig. 5.38 pero para verano y en unidades de mm día^{-1} .

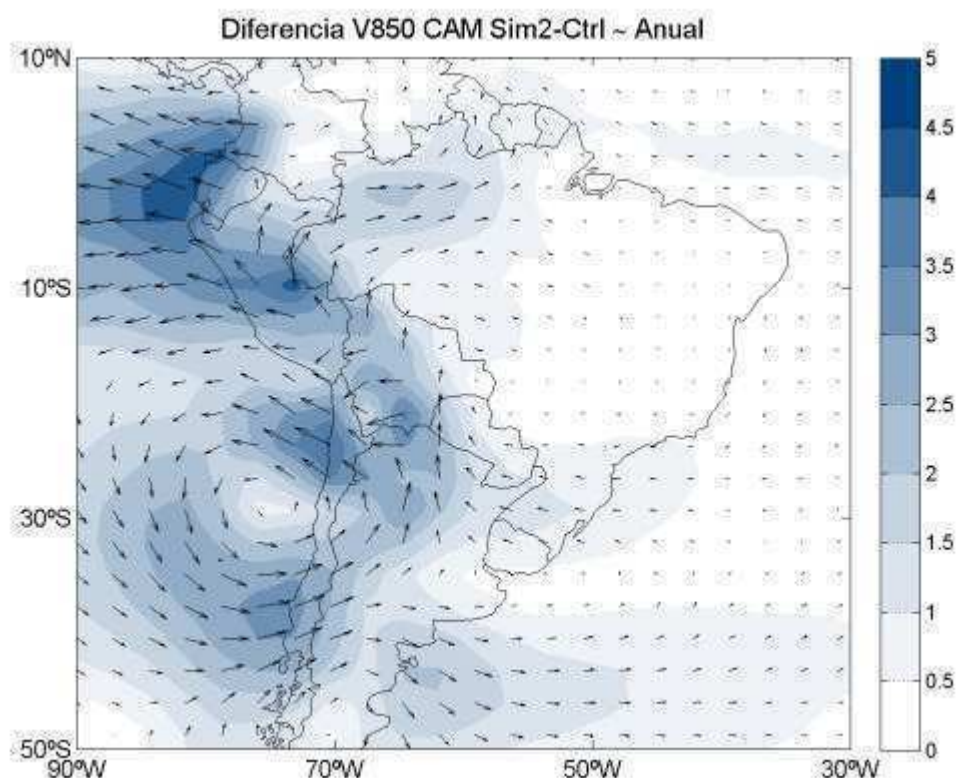


Fig. 5.40. Diferencias en el vector viento en 850 hPa en Sim2 menos Control. Los vectores indican dirección y sentido de la diferencia y los sombreados, la magnitud, en $m s^{-1}$.

b. Simulación 3

El aumento de SST sobre el Atlántico sur subtropical determina una alteración local tanto en la circulación como en la distribución e intensidad de la precipitación. En la Fig. 5.41 se muestra el campo de diferencias en la circulación de niveles bajos (850 hPa) en esta simulación -en la que se aumentaron las SST sobre la región delimitada por 15°S y 30°S y por 50°W y 20°W hasta un máximo de 3°C sobre el centro de ese dominio- respecto de la simulación Control para la estación de verano del HS. Como puede verse, el calentamiento de las aguas del Atlántico frente a Sudamérica da lugar a la aparición de una anomalía ciclónica centrada aproximadamente en 20°S, 40°W, la cual determina a su vez una intensificación de las precipitaciones sobre esa región (Fig. 5.42). El aumento en las precipitaciones alcanza un máximo de entre 4 y 5 $mm día^{-1}$ con un máximo ubicado en 25°S y sobre aguas del Atlántico. A nivel global (figura no mostrada) no se observan variaciones significativas ni en la precipitación ni en la circulación de capas bajas, lo cual sugiere que el grado de teleconexión entre esta región y el resto del globo es baja. Solamente se aprecian anomalías levemente positivas de

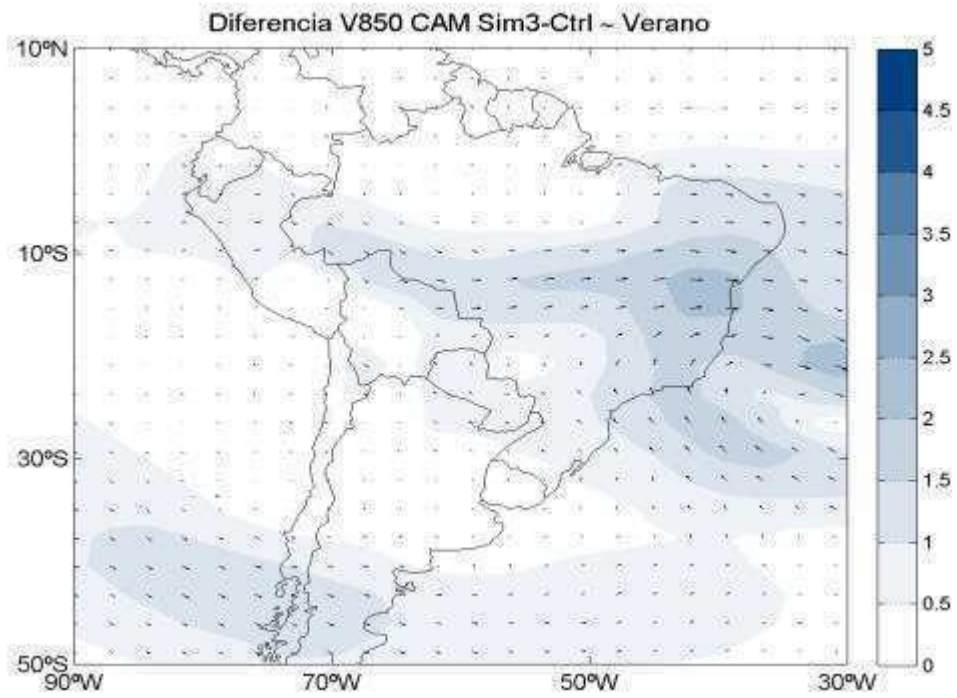


Fig. 5.41. Como en la Fig. 5.40 pero para Sim3 respecto de Control y para verano.

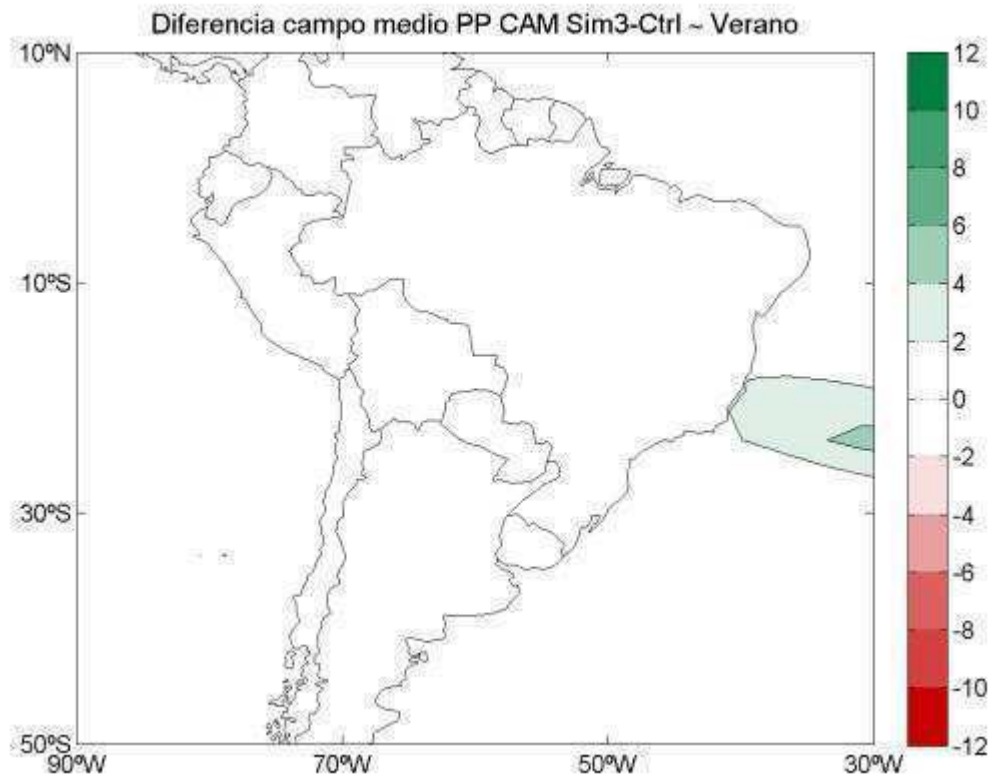


Fig. 5.42. Como en la Fig. 5.39 pero para Sim3 respecto de Control.

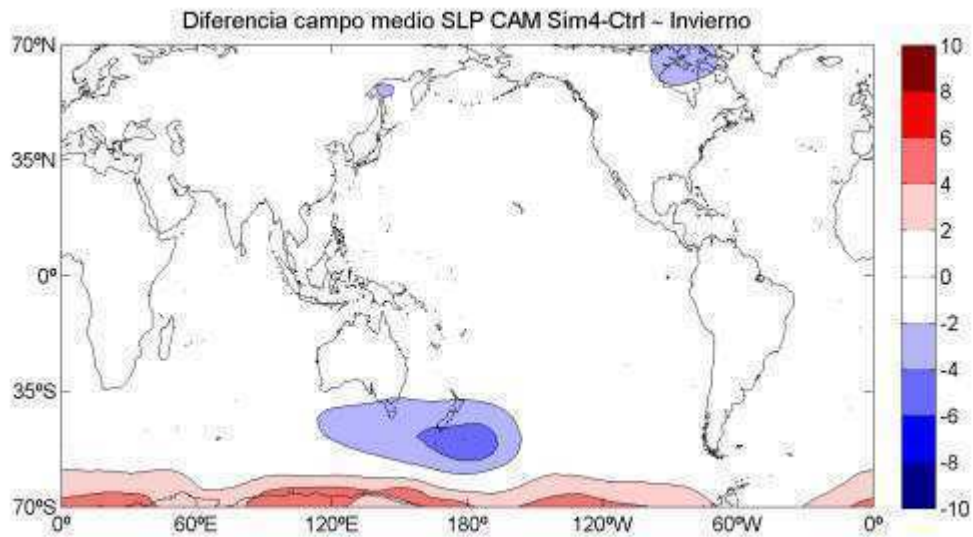


Fig. 5.43. Diferencias en el campo medio anual de SLP en Sim4 menos Control. Las unidades son hPa.

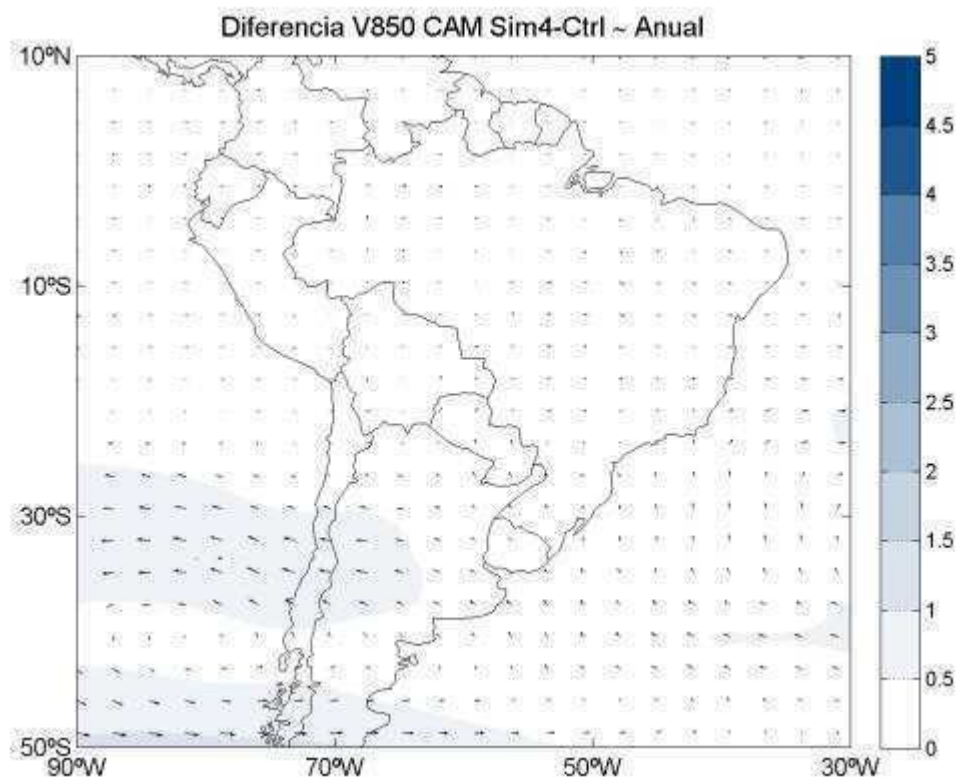


Fig. 5.44. Como en la Fig. 5.41 pero para Sim4 respecto de Control.

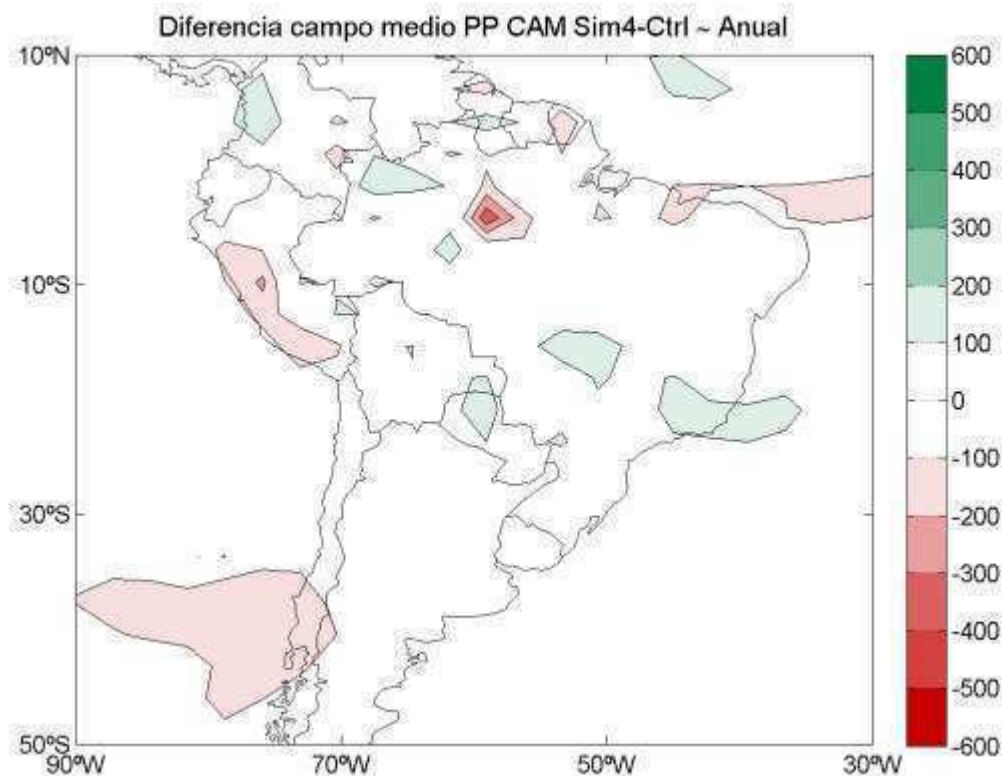


Fig. 5.45. Como en la Fig. 5.42 pero para Sim4 respecto de Control.

precipitación sobre la región sur de la India durante el trimestre junio-julio-agosto, sugiriendo algún tipo de teleconexión entre el Atlántico Sur y la región del sudeste asiático, incrementando allí la actividad monzónica.

c. Simulación 4

El incremento del gradiente de SST sobre el Pacífico Sur, desde las costas de la Antártida hasta 40°S, da lugar a una modificación de las condiciones medias a nivel global y, en especial, sobre el HS. En la Fig. 5.43 se muestran las diferencias de presión al nivel del mar respecto a la simulación Control, durante la estación invernal (que es cuando las simulaciones muestran los cambios más significativos). El aumento de SST sobre latitudes próximas a los 40°S determina la aparición de un centro de menores presiones que en la simulación Control sobre el sur de Australia y el sur de Nueva Zelanda, a la vez que este patrón de cambio está acompañado por presiones mayores sobre la costa de Antártida. Esta configuración aparece mucho más desdibujada durante la época de verano, cuando sólo se aprecian presiones menores a las obtenidas en Control sobre la región de la península antártica y el extremo sur del océano Atlántico

(figura no mostrada). El cambio de gradiente de SST modifica la circulación de niveles bajos -850 hPa- sobre las inmediaciones de Sudamérica al determinar una intensificación de la circulación anticiclónica asociada al anticiclón del Pacífico sur en el campo medio anual (la cual en este caso también se ubica algo más hacia el interior del continente; Fig. 5.44). Durante el verano se observa una intensificación de la actividad ciclónica sobre el Pacífico sur frente a las costas del sur de Chile y un debilitamiento de la intensidad del anticiclón del Atlántico sur (figura no mostrada). Estos cambios tienen impacto en la simulación de la precipitación sobre Sudamérica: a nivel anual el incremento del gradiente de SST sobre el Pacífico sur determina un aumento de la precipitación sobre la región de la SACZ (con aumentos del orden de 150-200 mm, aproximadamente el 10% de la precipitación anual de la región) y una disminución de la lluvia sobre el centro de Chile también en torno a 150 mm (Fig. 5.45). En ambos casos, sin embargo, los cambios son no significativos. Sobre la región del sur de la cuenca del Plata en particular esta simulación no presenta prácticamente cambios. Durante el invierno y el verano los cambios son pequeños y se concentran en especial sobre las costas de Chile y sobre el norte de la cuenca amazónica, y en todos los casos son no significativos (figura no mostrada).

d. Simulación 5

El Pacífico Tropical es una de las principales regiones del mundo donde se originan ondas de Rossby asociadas a la convección y a la liberación de calor latente. En particular sobre el sudoeste del Pacífico la convección asociada a la SPCZ determina la excitación y posterior propagación de ondas de Rossby hacia el sudeste y luego hacia el noreste, avanzando a través del océano Pacífico en forma de arco hasta alcanzar el continente sudamericano (Kalnay et al., 1986; Grimm y Silva Dias, 1995). Drumond (2005) encontró que anomalías positivas de SST sobre la región de la SPCZ determinan condiciones más lluviosas de lo normal sobre el sudeste de Sudamérica, incluyendo a la región sur de la cuenca del Plata, y por tal motivo en este trabajo se buscó determinar si el modelo climático global replica este comportamiento observado. Las Figs. 5.46 y 5.47 muestran las diferencias entre los campos medios de altura geopotencial en este experimento respecto de los derivados de la simulación Control para verano y para invierno, respectivamente. De los dos, el caso estival es el físicamente más interesante

dato que el verano es la época en la que la SPCZ presenta su mayor actividad (Kodama, 1992). En la figura de verano (Fig. 5.46) puede observarse que existe una intensificación en la propagación de ondas de Rossby desde la SPCZ hacia Sudamérica, evidente a partir de la aparición de una alternancia de centros ciclónicos y anticiclónicos entre el este de Australia y el extremo sur de Sudamérica. Esto está de acuerdo con la teoría que sugiere que mayor convección determina una intensificación en la generación de ondas de Rossby, las cuales luego se propagan siguiendo trayectorias preferidas (Hoskins y Ambrizzi, 1993). También puede apreciarse cómo la alteración en el patrón de SST sobre la región de la SPCZ determina cambios en el hemisferio norte, donde se observa una intensificación en la propagación de ondas en latitudes medias. Durante el invierno (Fig. 5.47) se obtiene un patrón relativamente similar, con una intensificación de los centros ciclónicos sobre el sur de Australia y el extremo oeste de Sudamérica, pero no se aprecian las anomalías anticiclónicas. Para analizar mejor el campo de diferencias de la estación de verano, en la Fig. 5.48 se presentan las diferencias en la función corriente en 500 hPa, dado que la altura geopotencial -al depender del parámetro de Coriolis- no permite captar rasgos de la circulación de latitudes bajas. En este caso, y teniendo en cuenta que la componente no-divergente del campo de movimiento se desplaza a lo largo de los contornos con una velocidad proporcional al gradiente, los valores positivos de función corriente corresponderán a anomalías ciclónicas en el hemisferio norte y anticiclónicas en el HS, mientras que lo opuesto ocurrirá con los valores negativos de la variable. En la figura pueden distinguirse las características de los cambios en regiones tropicales, con anomalías anticiclónicas centradas entre el norte de Australia y el centro del Pacífico sobre aproximadamente los 10°S acompañadas por un tren de ondas con alternancia de centros ciclónicos (C) y anticiclónicos (AC) centrados sobre el norte de Nueva Zelanda (C), el norte del Mar de Ross con máximo en 60°S, 130°W (AC), el norte de la península antártica y el extremo sur de Sudamérica (C) y el oeste de Argentina y centro-norte de Chile (AC), muy similar a la fase positiva del PSA2 (Ghil y Mo, 1991; Mo y Higgins, 1998). También se observa la señal sobre el hemisferio norte con un patrón similar a la fase positiva del modo PNA (Wallace y Gutzler, 1981; Higgins y Mo, 1997).

Los cambios en la precipitación global anual en la simulación 5 respecto de la simulación Control se muestran en la Fig. 5.49. No se observa una gran consistencia

espacial en el campo de diferencias, con condiciones algo más lluviosas de lo normal sobre Australia, sobre la región de la India (indicando un aumento en la lluvia de la época monzónica en esa zona) y sobre el noroeste de Sudamérica, mientras que con un incremento en los valores de SST sobre la región de la SPCZ se obtienen condiciones más secas de lo normal sobre el norte de Australia y hasta la región de Indonesia,

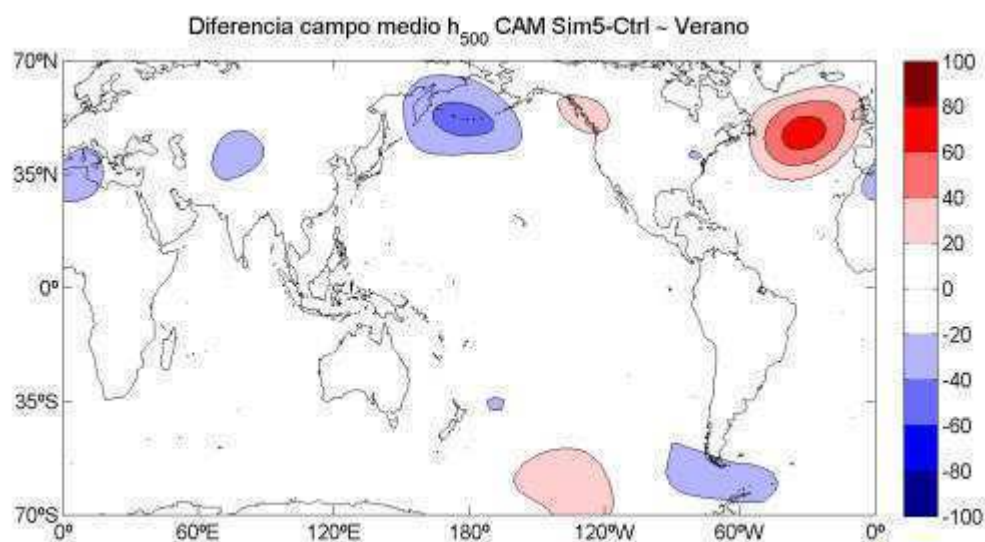


Fig. 5.46. Diferencias en el campo medio de verano de la altura geopotencial de 500 hPa en Sim5 menos Control. Las unidades son mgp.

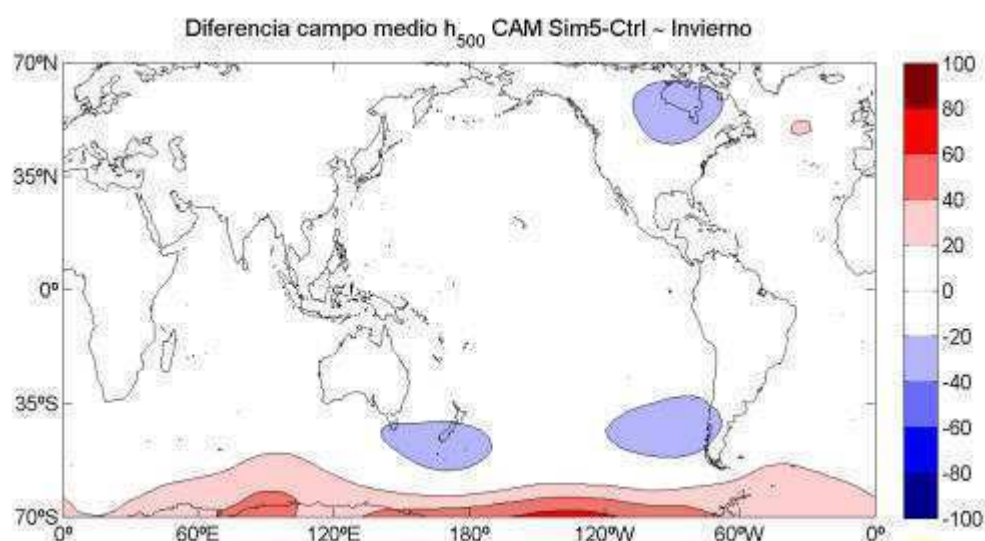


Fig. 5.47. Como en la Fig. 5.46 pero para la estación de invierno.

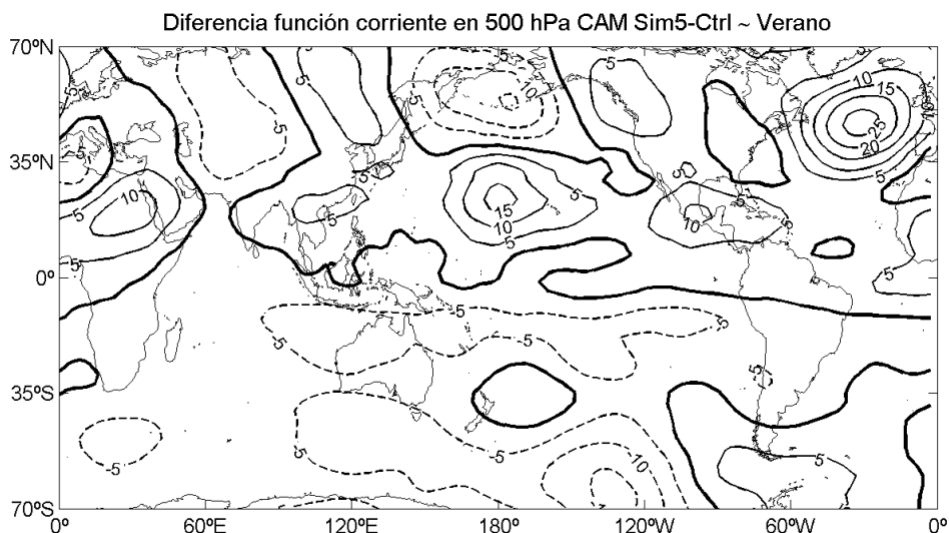


Fig. 5.48. Diferencias en el campo medio de verano de la función corriente en 500 hPa en Sim5 menos Control. Las unidades son $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

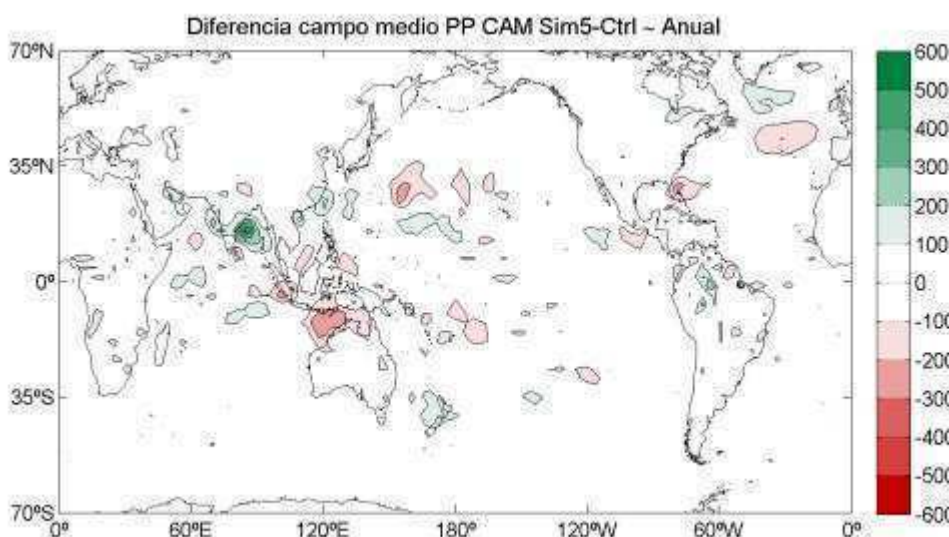


Fig. 5.49. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim5 menos Control. Las unidades son mm año^{-1} . Notar diferencias en los valores de los contornos respecto a gráficos anteriores.

Filipinas y parte del sudeste asiático. Durante el trimestre DEF los cambios son menos notorios y no significativos y el único aspecto interesante sobre Sudamérica es la presencia de condiciones algo más secas de lo normal sobre el sudeste de Brasil, centradas en aproximadamente 20°S , 40°W (figura no mostrada), que sugiere una menor actividad de precipitaciones en la región de la SACZ.

e. Simulación 6

Dado que -como se discutió anteriormente- la convección determina varios aspectos de la circulación global observada, la reducción en la misma mediante una modificación en la condición que utiliza el CAM para iniciar o no la convección debería dar lugar a variaciones importantes en el clima simulado. A nivel de circulación, en la Fig. 5.50 puede apreciarse que la reducción en la precipitación anual convectiva a nivel global determina una caída en el campo de geopotencial sobre las latitudes medias de ambos hemisferios, con diferencias del orden de los 50 mgp sobre latitudes extratropicales del HS centradas en el sur de Australia y en el Pacífico Sur y variaciones de hasta 100 mgp en el HN, con centro en el sur de las islas Aleutianas. Las variaciones en la función corriente de 500 hPa son cualitativamente similares y no presentan cambios significativos sobre las regiones tropicales. Este patrón de cambio, con algunas diferencias en intensidad y ubicación, se repite también durante el verano y el invierno del HS (figura no mostrada). La alteración en las tasas de precipitación convectiva a nivel global también determinan variaciones en el campo de divergencia horizontal de niveles altos: durante el invierno del HS, cuando la ITCZ se halla en su posición más al norte, el CAM simula divergencia disminuida en el Pacífico Tropical central, en alrededor de 10°N donde la ICTZ tiene su máximo. También se observa menos divergencia sobre el norte de Sudamérica y sobre Indonesia. Por otro lado, se observa una intensificación en la divergencia horizontal en la región de Centroamérica y sobre el sudeste de Asia (Fig. 5.51). Durante el verano del HS, en tanto, se observa menos divergencia sobre la región del máximo de convección asociado a la posición de la SPCZ y sobre el centro-norte de Sudamérica, sugiriendo una reducción en los movimientos de ascenso sobre la región de Amazonia asociados a la actividad del monzón sudamericano (Fig. 5.52). Con la reducción en el potencial de convección mediante la limitación en el CAPE, el CAM simula variaciones importantes en la precipitación global. La Fig. 5.53 muestra la diferencia entre la simulación 6 y la simulación Control de la precipitación global anual.

Como puede apreciarse, existen zonas en las que la disminución del potencial de convección determina menos precipitación anual y otras en las que, por el contrario, da lugar a un incremento. La región de la ITCZ en particular presenta una marcada

disminución del total de precipitación anual, de más de 1500 mm al año sobre el Pacífico Tropical central en aproximadamente 150°W. Esto representa cerca del 40% del total de precipitación anual, como puede verse tanto en la climatología derivada de

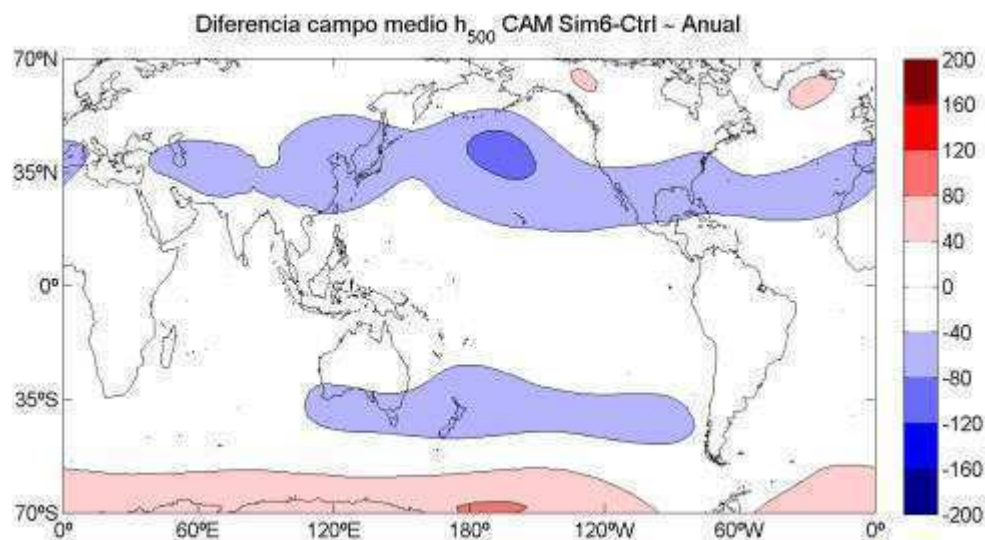


Fig. 5.50. Diferencias en el campo medio de verano de la altura geopotencial de 500 hPa en Sim6 menos Control. Las unidades son mgp.

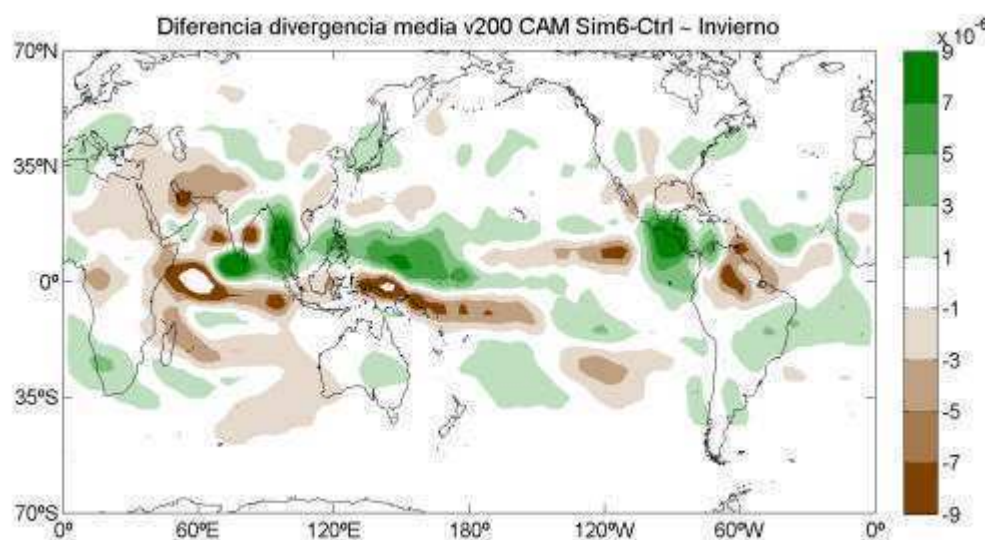


Fig. 5.51. Diferencias en el campo medio de divergencia horizontal en 200 hPa de invierno en Sim6 menos Control. Las unidades son s^{-1} .

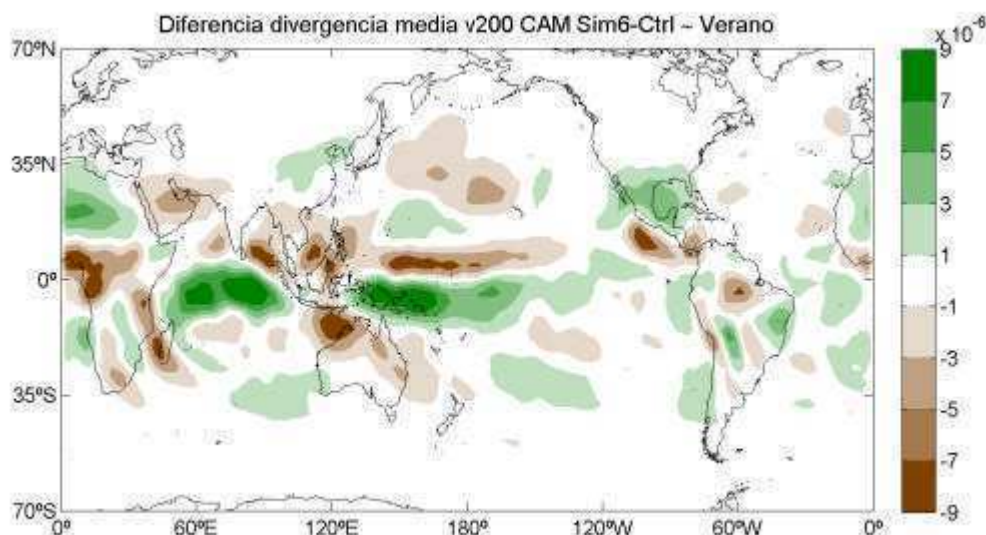


Fig. 5.52. Como en la Fig. 5.51 pero para la estación de verano.

CMAP (Fig. 5.15) como la obtenida de la simulación Control (Fig. 5.30). También se observan reducciones en la precipitación total anual sobre el este de África, la península arábiga, el norte de Australia y partes del norte de Sudamérica. A la vez, aparecen regiones en las que la reducción en la precipitación convectiva determina un incremento en la precipitación anual, como es el caso del extremo noroeste de Sudamérica (costa oeste de Colombia), gran parte de Centroamérica y México, la región próxima a Indonesia y el sudeste asiático. Al analizar la variación en la precipitación convectiva anual (Fig. 5.54) puede observarse que las diferencias son negativas en prácticamente todas las regiones que registran variaciones superiores a los 500 mm (en valor absoluto). Esto implica que la disminución en el potencial de convección en el modelo da lugar a una reducción de la precipitación convectiva, principalmente en regiones tropicales, determinando una reducción en el monto total de la precipitación. El hecho que algunas áreas muestren un incremento en la precipitación total anual se explica considerando que reducir la precipitación convectiva reduce la convergencia horizontal, alterando así la circulación de capas bajas y favoreciendo, en algunas regiones, los mecanismos asociados a la precipitación de gran escala. Un ejemplo de esto es la costa oeste de Colombia: al disminuir la convergencia horizontal en niveles bajos sobre el Pacífico Tropical -debido a la disminución en los movimientos de ascenso y en la divergencia en niveles altos-, los alisios pueden más fácilmente converger sobre las costas de Colombia, dando lugar así a más precipitación asociada a los ascensos sobre las laderas oeste de los Andes. Este mismo mecanismo explica el incremento en la

precipitación total anual sobre Centroamérica y sobre México. En particular sobre Sudamérica, sin embargo, las variaciones a nivel anual son mínimas. Considerando sólo los meses de verano puede apreciarse una reducción tanto en la precipitación total (convectiva + no convectiva) como en la puramente convectiva, del orden de 6 mm día^{-1} en ambos casos.

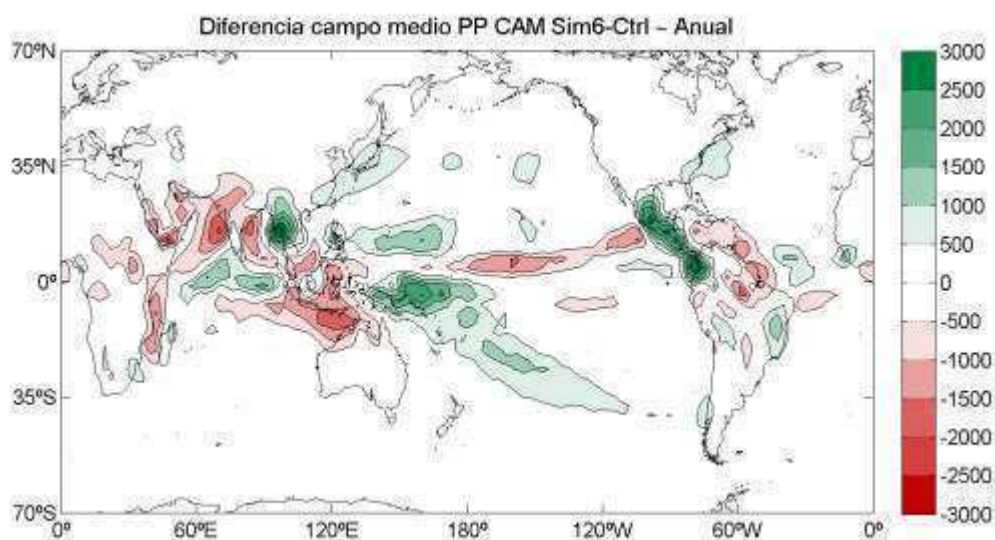


Fig. 5.53. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim6 menos Control. Las unidades son mm año^{-1} .

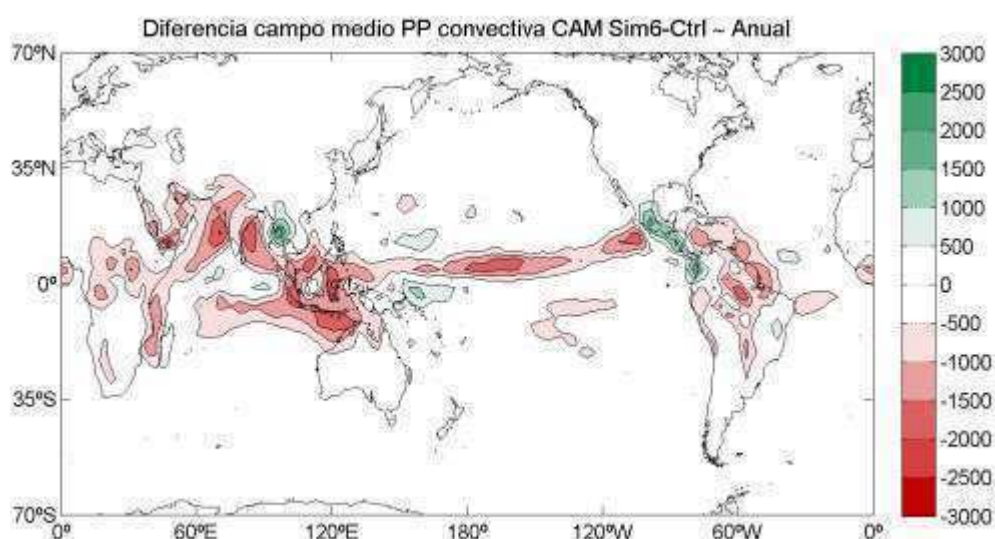


Fig. 5.54. Diferencias en el campo de precipitación convectiva media anual en Sim6 menos Control. Las unidades son mm año^{-1} .

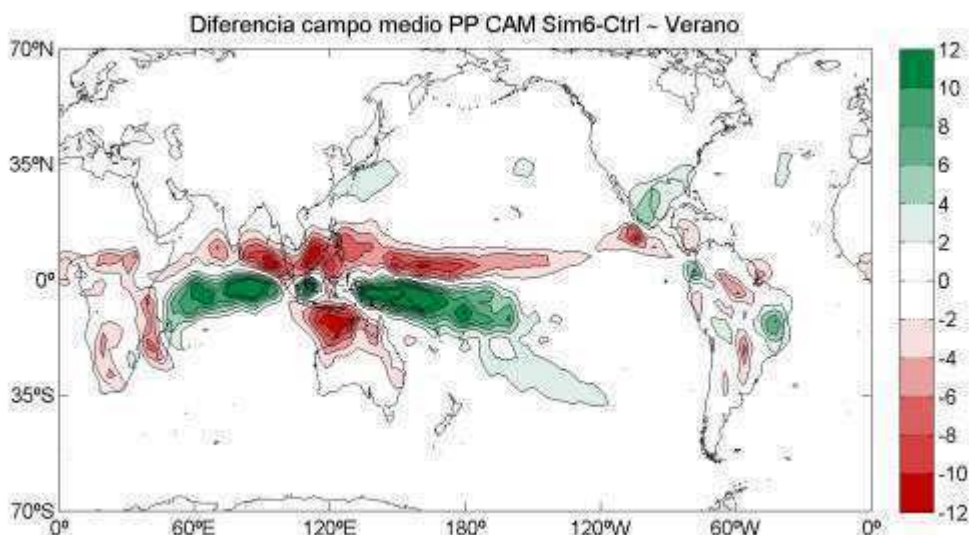


Fig. 5.55. Diferencias en el campo de precipitación media de verano en Sim6 menos Control. Las unidades son mm día^{-1} .

En la Fig. 5.55 se muestra a modo ilustrativo sólo el caso de la precipitación total de verano del HS, con valores de precipitación sobre el litoral argentino de entre 6 y 8 mm día^{-1} por debajo de la climatología derivada de la simulación Control. También se observa un incremento en la precipitación total sobre 15°S, 40°W, cercano a la posición de la SACZ, lo cual sugiere que la disminución en la convección determinaría menos precipitación sobre el litoral argentino a expensas de más precipitación sobre la SACZ, en concordancia con el patrón dipolar en la precipitación que se observa en esa área del sudeste de Sudamérica (Nogués-Paegle y Mo, 1997). Como es de esperar, la alteración en la magnitud de la convección a nivel global determina también cambios en el patrón de liberación de calor latente asociado a la misma. En la Fig. 5.56 se muestra el corte vertical de diferencia de temperaturas entre la simulación 6 y la Control y el rasgo más saliente es la presencia de una zona de más de 2°C de diferencia sobre regiones tropicales y latitudes medias, lo cual es el reflejo de la menor convección, por ende menor liberación de calor latente en niveles medios y, así, temperaturas más bajas en la troposfera media. Este patrón estaría dando lugar a un aumento en la inestabilidad termodinámica en regiones tropicales.

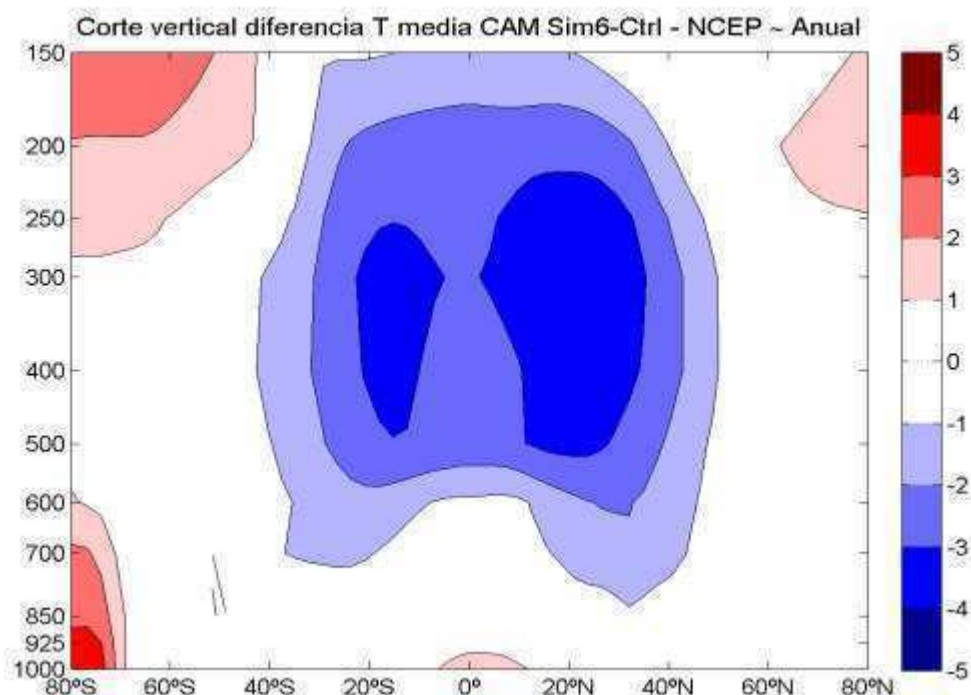


Fig. 5.56. Corte vertical de las diferencias en T media anual promediada zonalmente en Sim6 respecto de los reanálisis. Las unidades son $^{\circ}\text{C}$.

f. Simulación 7

Si bien el incremento en el CAPE a partir del cual el modelo CAM genera convección determina cambios en la circulación y en las simulaciones de precipitación resultante -tal como se vio en el caso anterior-, la reducción en el valor de CAPE de 70 J kg^{-1} a 5 J kg^{-1} no da lugar a variaciones significativas en ninguna de las variables analizadas. El único cambio apreciable en el campo de precipitación de Sudamérica es una reducción de la lluvia sobre el extremo norte durante el trimestre DEF, en particular sobre la región de Amazonia y sobre la costa oeste de Colombia, pero aún en esas zonas las variaciones no exceden 2 mm día^{-1} y los cambios están relegados a áreas muy limitadas. Sobre la cuenca del Plata, en tanto, la posibilidad de que el modelo produzca más convección no determina un cambio en las condiciones ni de circulación ni de precipitación resultante. Por tal motivo, no se muestran las figuras asociadas a esta simulación.

g. Simulación 8

Incrementar la resolución espacial en las simulaciones del tiempo y el clima como el efectuado en este experimento da la posibilidad de poder simular rasgos del comportamiento atmosférico que son imposibles de representar con simulaciones en baja resolución. En términos de precipitación anual se muestran los campos de diferencias entre la climatología de la precipitación anual en la simulación 8 respecto de CMAP (Fig. 5.57) y de Control (Fig. 5.58). Varios de los errores sistemáticos que el modelo climático posee en la simulación Control también se observan en este caso, pero puede verse que en varias zonas la magnitud de los errores es menor: por ejemplo sobre el sudeste de Sudamérica el área de subestimación de precipitación superior a 500 mm año^{-1} en este experimento ocupa un área menor que en la simulación 1 (ver Fig. 5.30) y no ingresa en el continente americano como pasa en la de baja resolución. La magnitud de las diferencias también es algo menor, dado que en el primer caso se alcanzan valores de hasta 1100 mm año^{-1} en aproximadamente 30°S , 45°W (frente a las costas del sudeste de Brasil) en tanto que en este caso los errores no superan 800 mm año^{-1} (Fig. 5.57). Otro aspecto interesante de la comparación entre simulaciones es que en regiones de topografía compleja, donde el modelo en la simulación Control tiende a representar valores de lluvia anual exageradamente

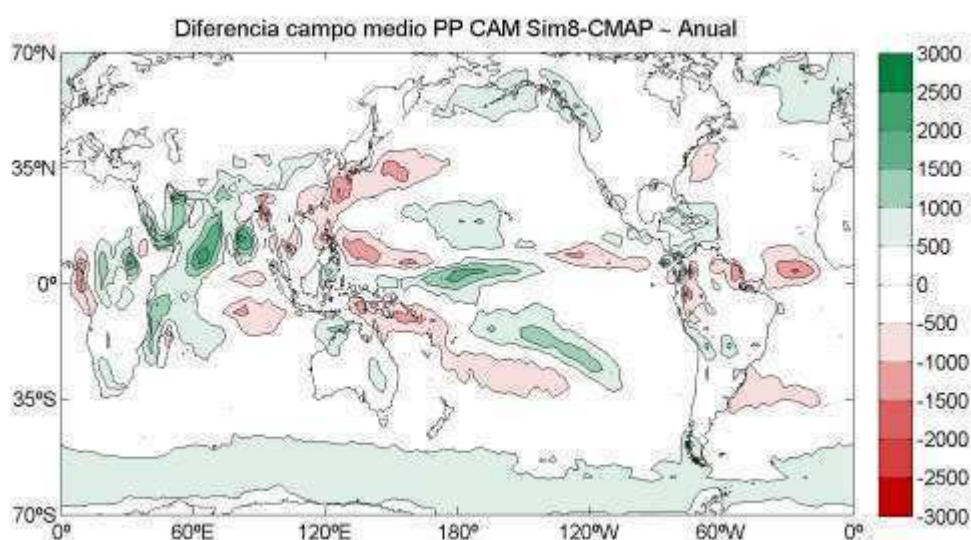


Fig. 5.57. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim8 menos CMAP.

Las unidades son mm año^{-1} .

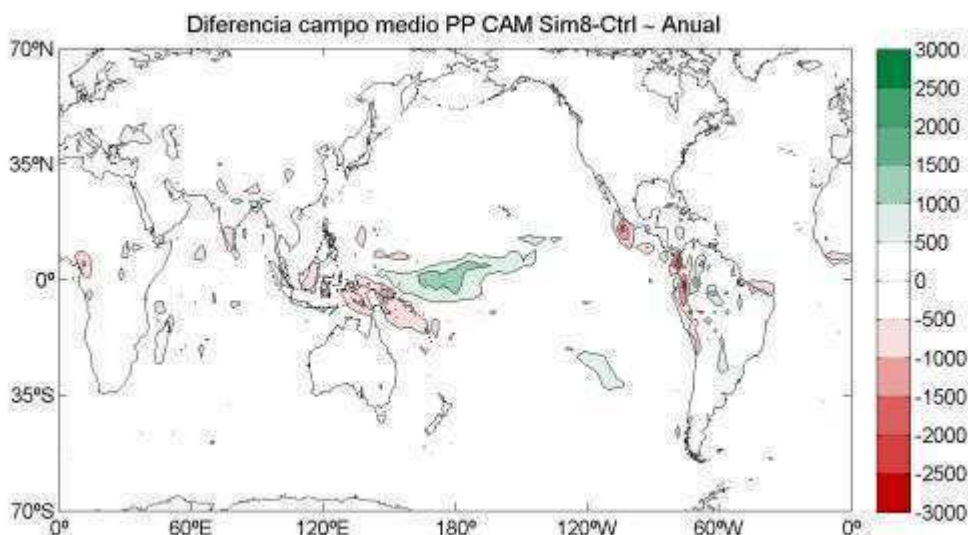


Fig. 5.58. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim8 menos Control. Las unidades son mm año⁻¹.

elevados, esas sobreestimaciones aparecen más moderadas, tal como puede inferirse de la Fig. 5.58 en la región del altiplano boliviano y del sur de Perú en donde la diferencia de precipitación anual en la simulación 8 respecto de la simulación Control es negativa. Esta mejora está determinada por el incremento de la resolución horizontal, a través del cual la topografía se encuentra mejor representada y por ende también lo estarán los procesos asociados a las precipitaciones orográficas. Se observa además una mejora en la simulación de los montos totales anuales de precipitación sobre la ladera occidental de los Andes en Colombia. Sobre el noreste de Argentina se hace evidente un incremento de precipitación entre la simulación 8 y la Control de hasta 500 mm, dando lugar así a simulaciones mucho más cercanas a los valores observados en esa región. Esos cambios se explican principalmente por la mejor representación de la lluvia de verano (figura no mostrada). En cambio el modelo empeora sobre el Pacífico Tropical oeste, donde simula mucha más precipitación de la observada (sobreestimaciones de hasta 1700 mm año⁻¹) mientras que eso no ocurre en la simulación Control, y también sobre el norte de Australia donde en Control se aprecian discrepancias menores a 500 mm año⁻¹ en los totales de lluvia y en la simulación 8 esas diferencias aparecen incrementadas.

Al aumentar la resolución espacial se obtienen mejoras no sólo en el campo de precipitación sino también en el de otras variables. En la Fig. 5.59 se presenta el corte

vertical de las diferencias en la magnitud del viento zonal medio anual en la simulación 8 respecto a los reanálisis NCEP/NCAR. Como puede observarse al realizar la comparación con la Fig. 5.27, los errores en el viento zonal que en el primer caso eran superiores a 8 m s^{-1} cerca del nivel de tropopausa y en la estratosfera del HS, centrados en $30\text{-}40^\circ\text{S}$, ahora se reducen a menos de 6 m s^{-1} . Sobre el HN, en tanto, no se observan prácticamente cambios en la magnitud y ubicación de los máximos de viento. En el caso del campo de alturas geopotenciales de 500 hPa también se obtienen mejoras en las simulaciones, principalmente en el HS en donde las fuertes anomalías ciclónicas que se observan en la simulación Control sobre el Índico sur y sobre el Pacífico sur –con magnitudes cercanas a 90 mgp- ahora se encuentran más atenuadas y sólo adquieren magnitudes del orden de 40 mgp. Sobre el HN los cambios son menos notorios y poco significativos (figura no mostrada). También se obtienen mejoras en la simulación de la temperatura en superficie (T2m) asociadas principalmente a la mejor representación de la topografía (figura no mostrada).

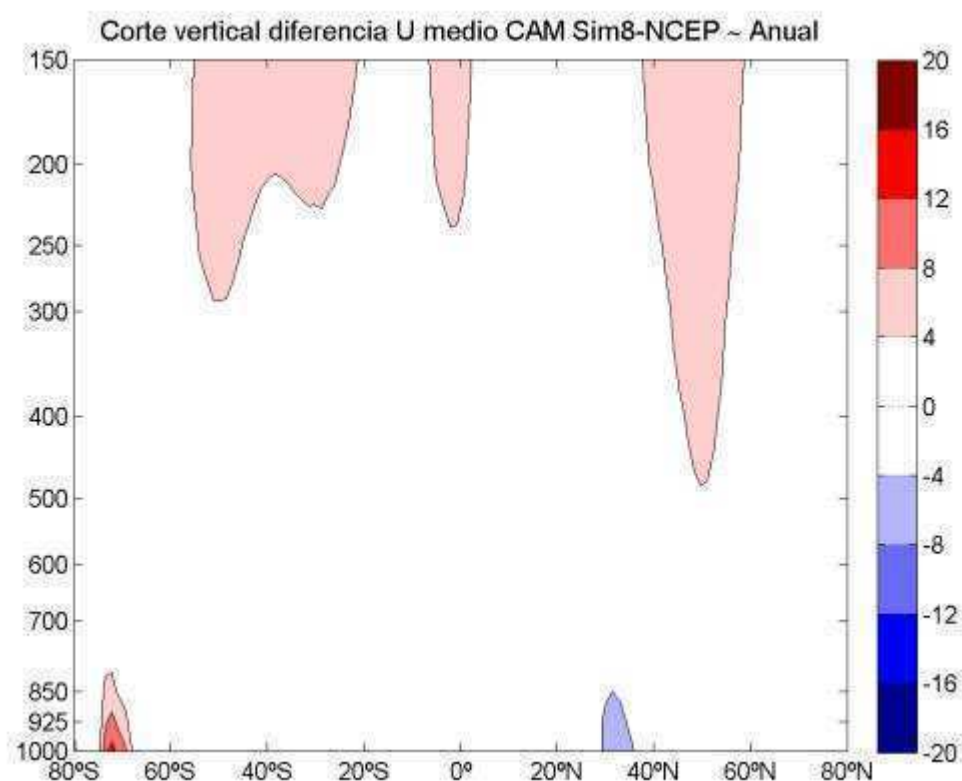


Fig. 5.59. Corte vertical de las diferencias en el viento zonal u medio anual promediado zonalmente en Sim8 respecto de los reanálisis. Las unidades son m s^{-1} .

h. Simulación 9

Para llevar a cabo esta simulación se emplea una resolución horizontal de $1,9^{\circ} \times 2,5^{\circ}$, superior a la de la mayoría de las simulaciones -que se llevaron a cabo con un espaciamiento de retícula de $2,8^{\circ} \times 2,8^{\circ}$ - pero inferior a la de la simulación 8 ($1,4^{\circ} \times 1,4^{\circ}$). La resolución intermedia de $1,9^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ se adopta para analizar el impacto de las mejoras en el esquema convectivo del modelo climático, en especial en lo referente a la inclusión del esquema de transporte vertical de cantidad de movimiento zonal. Si esta modificación no determinase ningún cambio en las simulaciones climáticas, entonces los resultados deberían tener una calidad “intermedia” entre los experimentos en baja y en alta resolución dado que la resolución espacial elegida es intermedia entre ambas. Por el contrario, si se obtuvieran resultados superiores a los hallados en el de mayor resolución, implicaría que el principal impacto en la calidad de las simulaciones climáticas estaría en el esquema convectivo más que en la elección de la resolución espacial a emplear. La Fig. 5.60 muestra la validación del campo medio anual de h500 en este experimento contrastado con los reanálisis NCEP/NCAR. En primer lugar puede observarse que los errores respecto a los reanálisis son mucho menores que en la validación de la simulación 1, con disminuciones marcadas en los errores tanto del HN como del HS (ver Fig. 5.19). Sobre el HS en particular, los errores de hasta 80 mgp en las alturas geopotenciales de 500 hPa que se observan sobre el Índico sur y sobre el Pacífico sudoeste en la simulación 1 (Fig. 5.19) ahora se encuentran reducidos a magnitudes de 35-40 mgp (es decir, una reducción cercana al 50%) sobre ambas regiones. El núcleo de subestimación de las alturas sobre el extremo sur de Sudamérica que se aprecia en la simulación 1 no aparece en este caso y también se observa una disminución en el área de sobreestimación de las alturas sobre todo el centro y norte de Sudamérica, determinando así condiciones simuladas mucho más cercanas a las observadas en las inmediaciones de la cuenca del Plata. También se notan mejoras marcadas en la simulación de h500 en las estaciones de verano y de invierno (figura no mostrada). En ambos casos, las regiones de sobreestimación y subestimación tienden a mantenerse en las mismas posiciones pero se aprecia una notable disminución en la magnitud de las diferencias.

Los cortes verticales de las diferencias en los campos medios anuales de temperatura y de viento zonal respecto a los reanálisis se muestran en las Figs. 5.61 y 5.62, respectivamente. En el caso de la temperatura puede apreciarse que el modelo simula condiciones muy cercanas a las observadas en prácticamente toda la troposfera, en tanto que se aprecian subestimaciones de los valores de temperatura sobre niveles de estratósfera de ambos hemisferios con diferencias máximas del orden de 5°C sobre latitudes altas del HS y en niveles cercanos a los 200 hPa. En cuanto al campo de movimiento se puede observar que los resultados son muy buenos en este caso, con magnitudes de errores no superiores a 5 m s^{-1} sobre ninguna región excepto en las latitudes cercanas a las costas de la Antártida donde el gradiente de altura del terreno determina diferencias más importantes. Como en el caso anterior, las mejoras en el campo de viento también se observan durante los trimestres DEF y JJA. Los análisis llevados a cabo tanto sobre la temperatura como sobre el campo de viento zonal indican que los resultados obtenidos en esta simulación son mucho más cercanos a la realidad que los encontrados en la simulación Control tanto a nivel anual como estacional (ver Figs. 5.25 y 5.27).

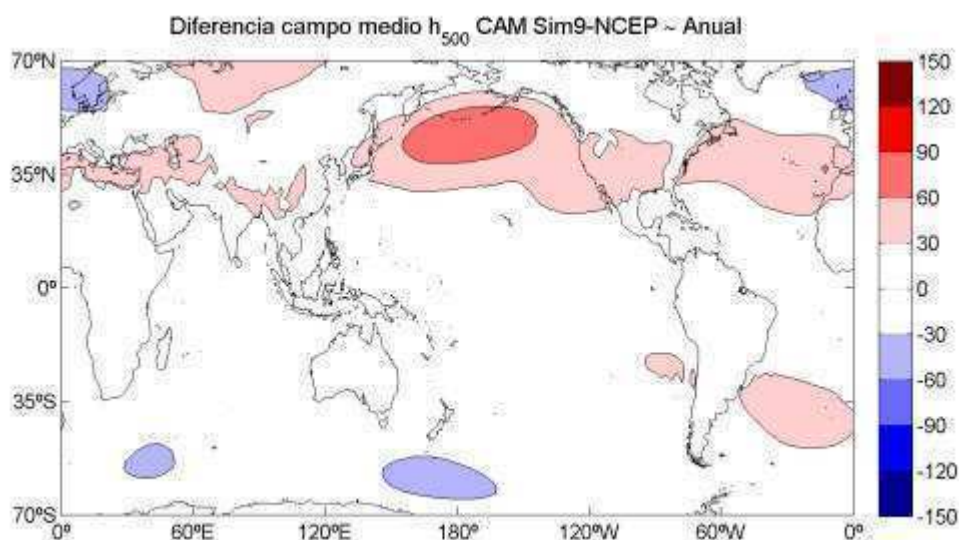


Fig. 5.60. Diferencias en el campo medio de verano de la altura geopotencial de 500 hPa en Sim9 menos NCEP/NCAR. Las unidades son m gp.

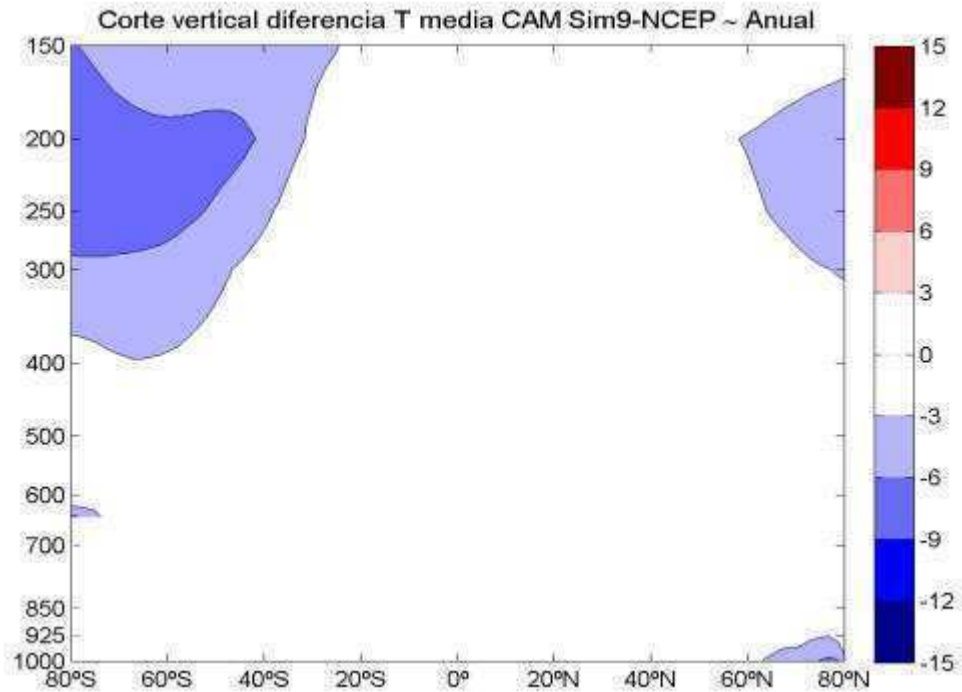


Fig. 5.61. Corte vertical de las diferencias en T media anual promediada zonalmente en *Sim9* respecto de los reanálisis. Las unidades son $^{\circ}\text{C}$.

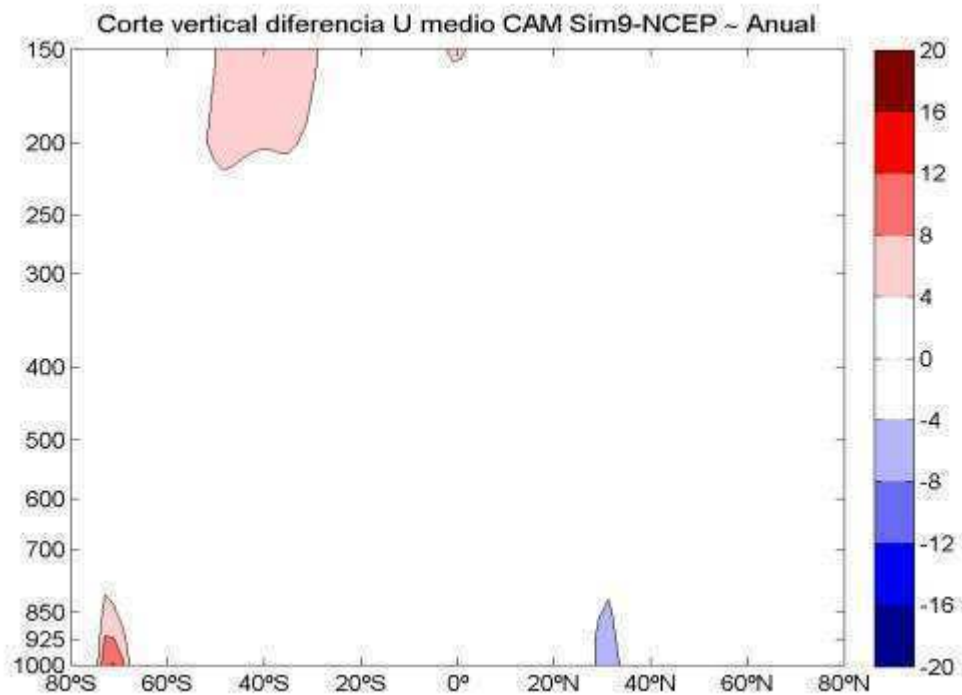


Fig. 5.62. Corte vertical de las diferencias en el viento zonal u medio anual promediado zonalmente en *Sim9* respecto de los reanálisis. Las unidades son m s^{-1} .

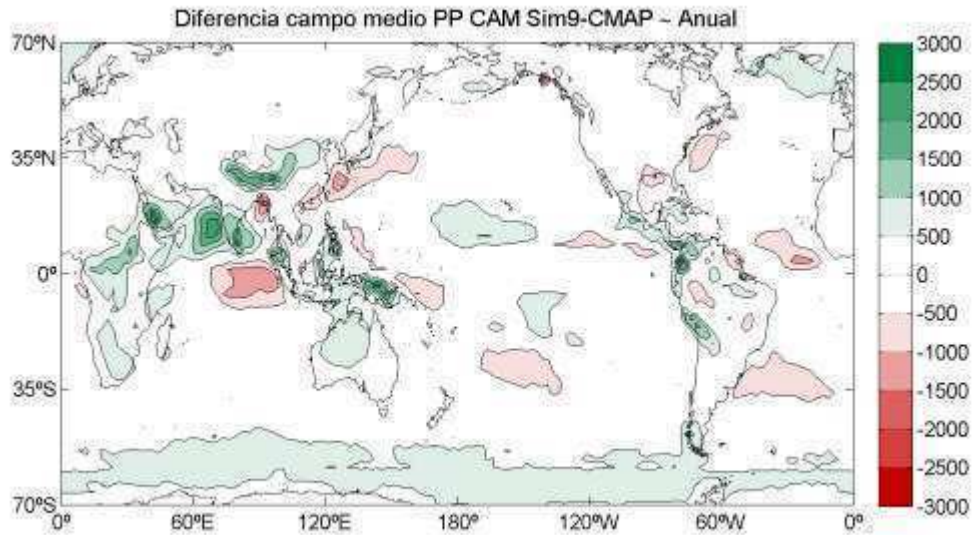


Fig. 5.63. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim9 menos CMAP. Las unidades son mm año⁻¹.

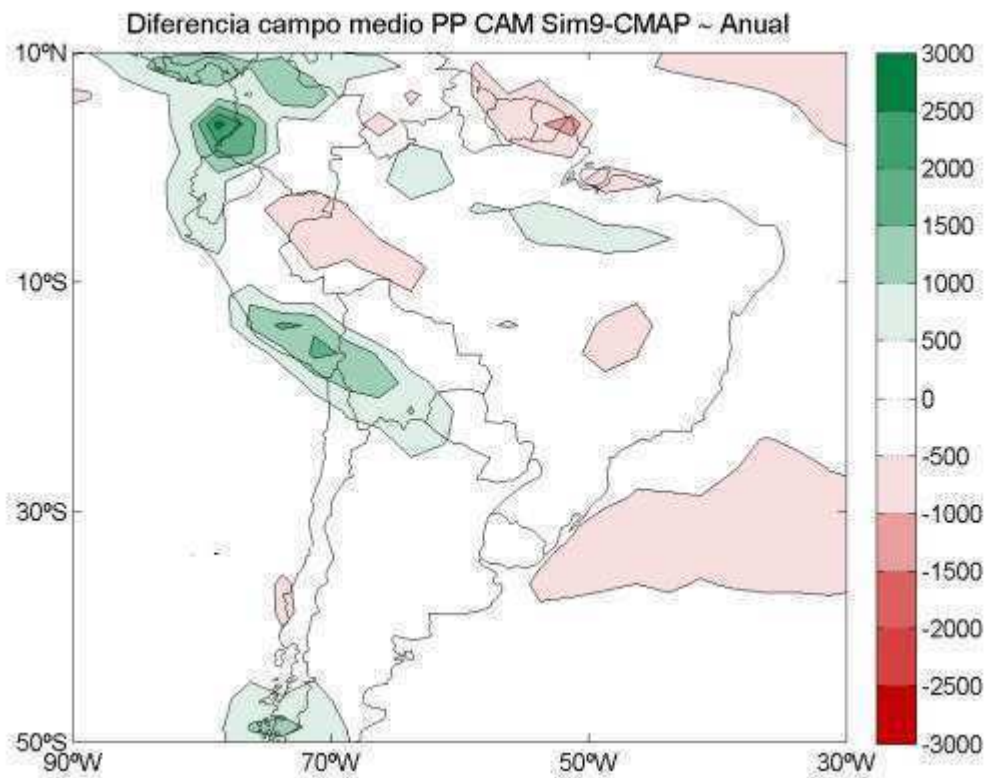


Fig. 5.64. Diferencias en el campo de precipitación media anual en Sim9 menos CMAP. Las unidades son mm año⁻¹.

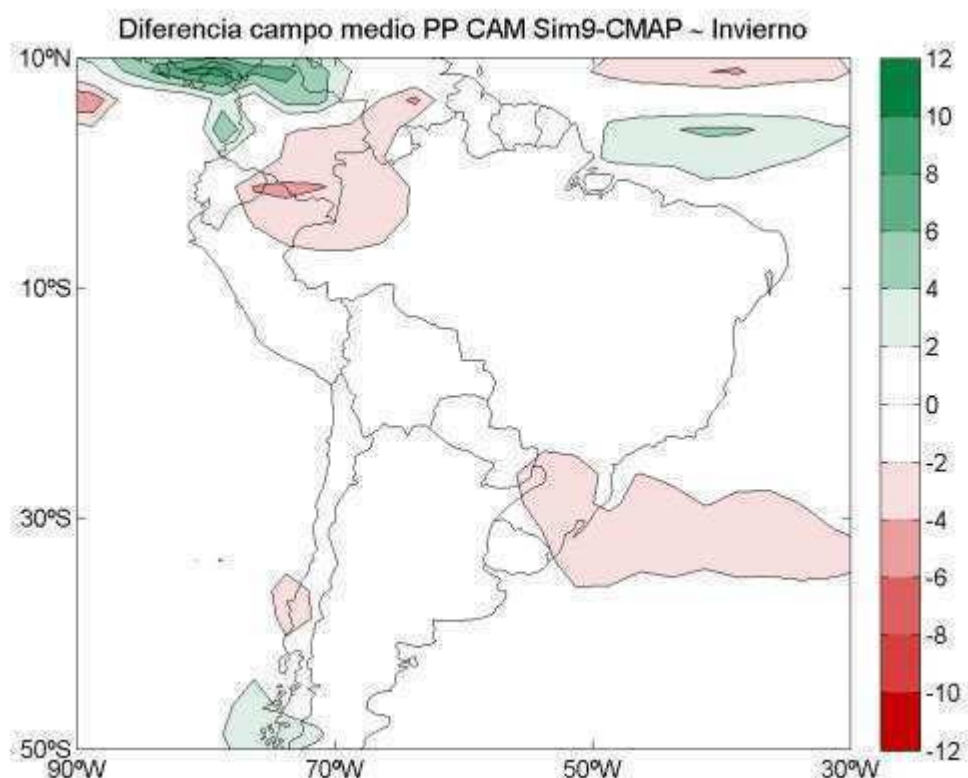


Fig. 5.65. Como en la Fig. 5.64 pero para la estación de invierno. Las unidades son mm día^{-1} .

Las diferencias entre la precipitación media anual y la climatología de CMAP a nivel global se muestran en la Fig. 5.63. Comparado con la simulación Control (Fig. 5.30), puede verse que en este caso los patrones de errores se mantienen aproximadamente en las mismas regiones pero sus magnitudes son menores, en especial sobre la región del Pacífico tropical (tanto en el HN como en el HS) y sobre el Atlántico norte y Atlántico sur. En particular sobre este último océano puede verse que el patrón de condiciones más secas de lo normal que el CAM representa en la simulación Control sobre el Atlántico tropical, entre las costas de África y la costa norte de Sudamérica, en este caso es más reducido en términos de magnitud, en tanto que sobre la costa sudeste de Sudamérica también se aprecian mejoras significativas en la región continental que presenta errores menores a 500 mm año^{-1} en tanto que en Control los errores sobre las costas de Uruguay y Brasil y sobre el noreste de Argentina alcanzan valores de hasta 800 mm año^{-1} . De esta forma se obtiene una reducción en los errores de casi el 50% en algunos puntos de la región. En particular sobre Sudamérica, a nivel anual, los errores en la simulación Control (Fig. 5.31) se reducen en la simulación 9 (Fig. 5.64) en especial sobre la cuenca del Plata y en el extremo noreste del continente, en tanto que la región de los Andes presenta un patrón no homogéneo. Las mejoras sobre el sudeste de

Sudamérica surgen principalmente de la disminución en la magnitud de los errores durante el otoño y el invierno (Fig. 5.65), dando lugar a una disminución de entre 30 y 50% en las incertezas en las simulaciones de la precipitación de la región.

5.5. Análisis del trazado de rayos y propagación de ondas de Rossby

La presencia de los vientos del este en latitudes cercanas al ecuador en todos los niveles de la troposfera (ver Fig. 3.11 para el nivel de 300 hPa) determina que, en condiciones normales, la propagación meridional de ondas de Rossby de un hemisferio a otro esté inhibida. Las ondas de Rossby generadas en los puntos fuente, entonces, tendrán una cantidad finita de caminos posibles a tomar en función del campo de K_s . En la Fig. 5.66 se presenta el patrón de K_s derivado del campo medio anual del viento en 300 hPa de los reanálisis NCEP/NCAR para el HS. De allí puede observarse que, a nivel anual, la propagación meridional de ondas de Rossby barotrópicas en el HS se encuentra inhibida entre el meridiano de Greenwich y los 180° en longitud y entre el ecuador y los 10°S, a la vez que existe otra región de inhibición sobre el extremo norte de Sudamérica (áreas sombreadas en la figura). Esto se debe a la predominancia en el campo medio anual de vientos del este en niveles altos sobre esas regiones. Las diferentes isolíneas muestran la magnitud de K_s , es decir, el número de onda estacionario para las distintas regiones. Por ejemplo, los valores de 3 y menores que se observan al sur de 55°S indican que en esas regiones las ondas con número de onda zonal 1, 2 o 3 pueden propagarse meridionalmente en esa franja de latitud pero no alcanzar latitudes menores. Así, las ondas más cortas -entre 4 y 8- tendrán la posibilidad de propagarse meridionalmente hasta aproximadamente 20°S, excepto por una zona sobre la región de Nueva Zelanda donde sólo pueden propagarse ondas más largas debido al máximo de viento en niveles altos que se observa sobre esa región (Fig. 3.11). Hacia el ecuador, la magnitud del viento zonal medio disminuye y por lo tanto aumenta el número de onda estacionario K_s .

El patrón de K_s representado por el modelo CAM en la simulación Control (Fig. 5.67) muestra características cualitativamente similares a las observadas en los reanálisis, aunque aparecen diferencias en la región norte de Sudamérica -donde el modelo no

simula vientos del este y, por consiguiente, permite la propagación de ondas muy cortas desde el HS hacia el HN y viceversa- y también sobre la región de Nueva Zelanda. Allí el modelo simula valores de K_s mayores a los obtenidos con NCEP y menores más al norte. Sobre Sudamérica el patrón es bastante similar al observado en los reanálisis, con la excepción de algunas diferencias en el posicionamiento de la isolínea de $K_s = 7$.

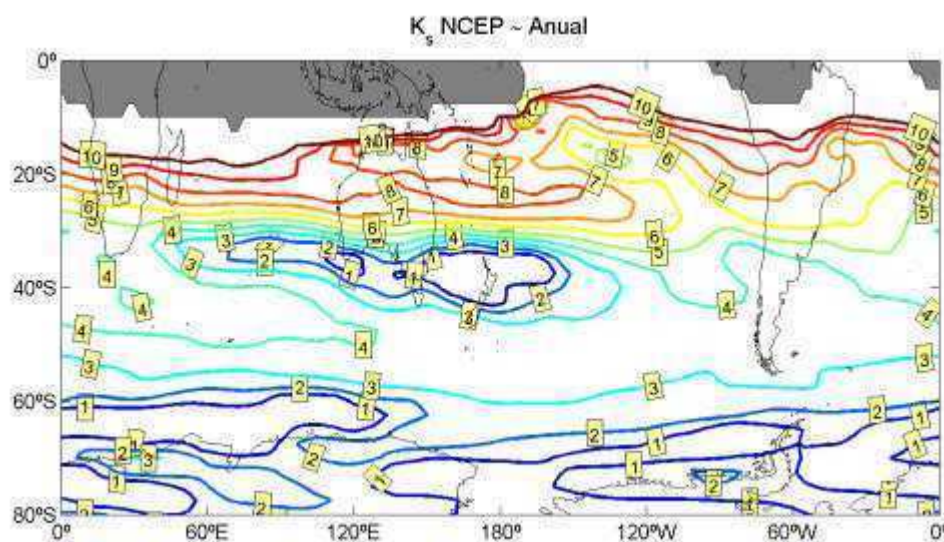


Fig. 5.66. Número de onda zonal estacionario K_s en NCEP derivado del viento zonal medio anual en 300 hPa. Las zonas sombreadas indican las regiones donde el viento zonal medio es del este (propagación meridional inhibida).

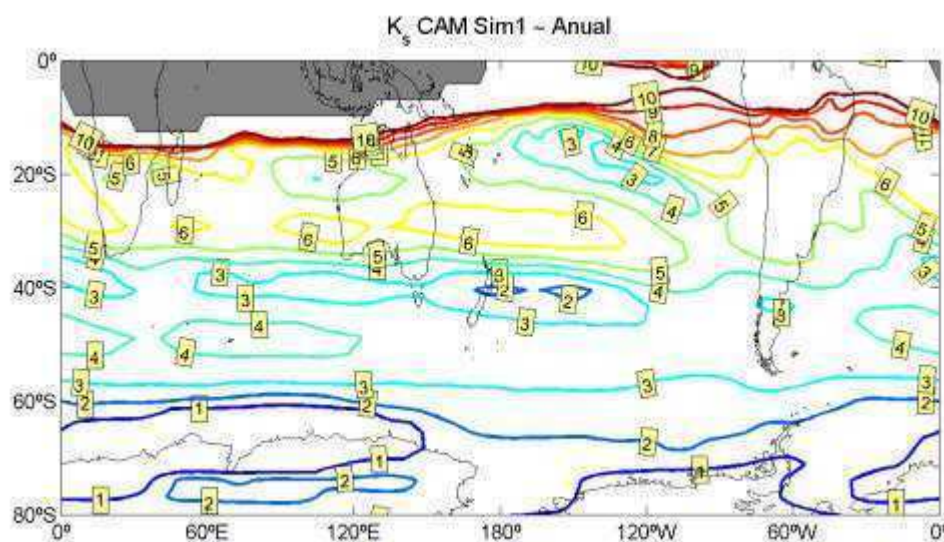


Fig. 5.67. Como en la Fig. 5.66 pero considerando la simulación Control.

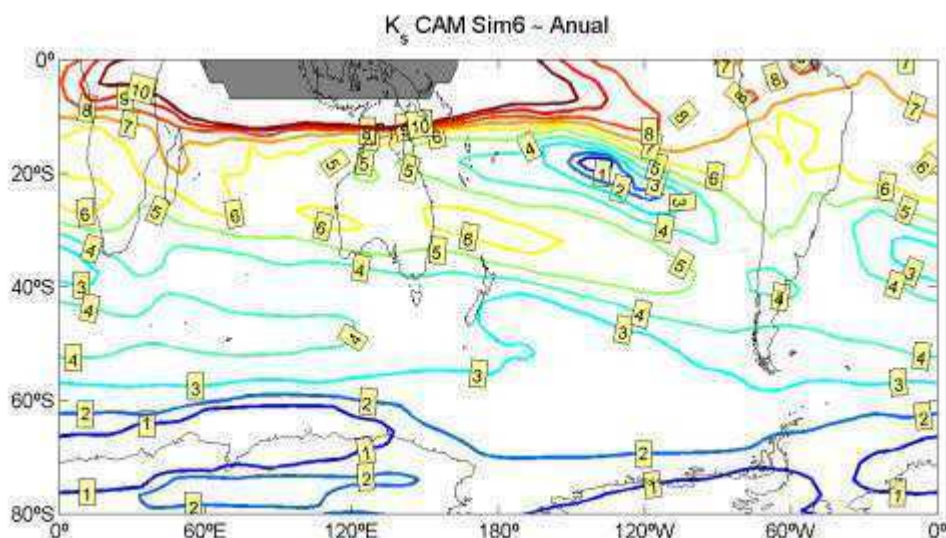


Fig. 5.68. Como en la Fig. 5.66 pero considerando la simulación 6.

Los campos de K_s obtenidos en las simulaciones 2 (removiendo los Andes), 3 (aumentando las SST sobre el Atlántico frente a las costas de Sudamérica), 4 (alterando el gradiente meridional de SST sobre el Pacífico sur) y 5 (cambiando las SST sobre la SPCZ) no determinan cambios en los rasgos principales encontrados en la simulación Control y no se muestran. Sólo cuando se altera el esquema convectivo (simulación 6) se encuentran variaciones en el patrón. En la Fig. 5.68 se muestra el campo de K_s derivado de esta última simulación y en él se aprecia en primer lugar que la región en la que la propagación meridional se veía inhibida en los reanálisis, sobre el centro de África y el sur de Asia entre el meridiano de Greenwich y 180°, ahora aparece mucho más acotada y abarca aproximadamente entre 60°E y 160°E. Esto se debe a que la disminución en la convección da lugar a una alteración de la celda de Hadley, variando así la magnitud del viento zonal en niveles altos y modificando por consiguiente el patrón de K_s . Sobre Sudamérica también se observa un cambio en el patrón dado que no existe región con propagación inhibida como se observa en los reanálisis y la magnitud del número de onda zonal estacionario se reduce fuertemente sobre el norte del continente, permitiendo entonces un desplazamiento de ondas de Rossby entre hemisferios para el caso de las ondas cortas. Otro cambio importante aparece sobre la región de Nueva Zelanda, donde la disminución en la convección determina un incremento en los valores de K_s , permitiendo la propagación de ondas más cortas hacia otras latitudes. En el caso de la simulación en más alta resolución (simulación 8; Fig. 5.69) el cambio más notorio respecto a la simulación Control aparece sobre la región de

Nueva Zelanda, donde se observa una barrera material para la propagación de ondas de Rossby con número de onda mayores a 1 y 2 extendiéndose desde la costa sudeste de África hasta el Pacífico sudeste, casi alcanzando la costa de Chile. Esto sugiere que ondas más largas que 2 serían reflejadas y no seguirían propagándose en latitud a través de esa región. También se aprecia un aumento en los valores de K_s sobre el centro de Australia hacia el este. Este patrón es similar al encontrado en la simulación 9, excepto que en este último caso la región de inhibición de propagación meridional de ondas con número de onda mayor a 2 es más acotada y abarca entre 90°E y 130°W, más similar a las observaciones (figura no mostrada).

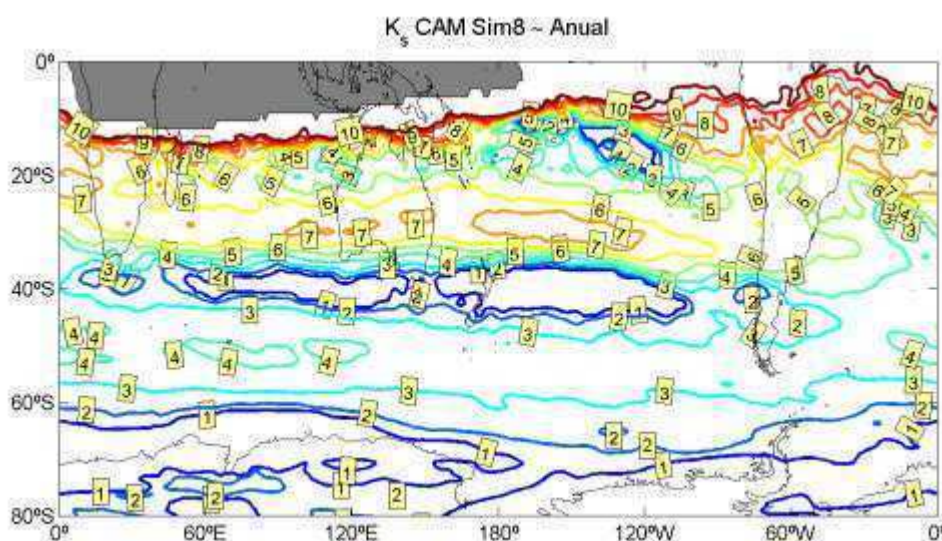


Fig. 5.69. Como en la Fig. 5.66 pero considerando la simulación 8.

La Fig. 5.70 muestra la trayectoria que seguiría un paquete de ondas con número de onda zonal 3 y fuente en 25°S, 170°W (punto ubicado a la salida de la SPCZ y desde el cual se ha demostrado que emanan ondas que luego alcanzan la región de Sudamérica) en los reanálisis y en las nueve simulaciones, derivada en base a los campos de K_s discutidos previamente. En el caso anual (Fig. 5.70a) puede apreciarse que todas las simulaciones exceptuando la llevada a cabo en alta resolución (sim8) y la efectuada alterando el patrón de convección (sim6) reproducen adecuadamente el patrón observado en los reanálisis, con la latitud de retorno ubicada entre 50°S y 60°S y una reflexión de las ondas hacia Sudamérica, ingresando por el centro-sur de Chile y alcanzando el norte de Sudamérica donde son absorbidas (en reanálisis) o pueden potencialmente cruzar al HN. La simulación 8 reproduce un patrón bastante distinto,

con ondas que alcanzan 70-75°S y recién ahí son reflejadas rumbo al ecuador, alcanzando de ese modo la región de Oceanía. En el caso de verano (Fig. 5.70b) se encuentra que en los reanálisis la latitud de retorno se ubica en aproximadamente 40°S, en tanto que el CAM en todas sus simulaciones (tanto la Control como las perturbadas) muestra un desplazamiento más al sur del tren de ondas, siendo reflejadas entre 50°S y 75°S. No se encuentra grandes diferencias entre las simulaciones, con la excepción de las simulaciones 8 y 9 (con mayor resolución horizontal que el resto) en las que se observa un desplazamiento más hacia el sur de las ondas. Durante la estación fría (Fig. 5.70c) se encuentra que en los reanálisis las ondas logran alcanzar latitudes más altas que durante el verano, llegando hasta 55°S, mientras que en este caso se aprecian diferencias entre las simulaciones, siendo las ondas de la mayoría de los experimentos reflejadas hacia el norte en aproximadamente 35°S con la excepción de la simulación 6 en la que llegan hasta 40-45°S y las simulaciones en mayor resolución en las que pueden alcanzar latitudes de hasta 60-70°S. Vale aclarar que en el caso de la simulación 8 -la de la máxima resolución- se encuentra que las ondas se reflejan en 70°S y no son absorbidas en regiones tropicales sino que nuevamente son reflejadas hacia el sur en 20°S, quedando así atrapadas en regiones subtropicales-subpolares.

Al considerar el número de onda zonal 2 (Fig. 5.71) se observa que las ondas son capaces de alcanzar latitudes más altas y que el radio de curvatura de las ondas es mayor. De hecho en la trayectoria derivada de los reanálisis se encuentra que las ondas alcanzan ahora latitudes al sur de 70°S tanto a nivel anual como estacional. En el caso de las simulaciones se ve que las llevadas a cabo en baja resolución (todas excepto las simulaciones 8 y 9) siguen una trayectoria bastante similar, siendo reflejadas entre 50 y 60°S y alcanzando Sudamérica en especial durante la época invernal. La simulación 8, en cambio, muestra una trayectoria siguiendo un radio de curvatura mayor, llegando a barrer el norte de la Antártida y desplazándose luego hacia el Atlántico Sur. Este patrón es similar al encontrado en el caso de la simulación 9 ya que ambas presentan una trayectoria similar a la hallada empleando los reanálisis a nivel anual y también estacional.

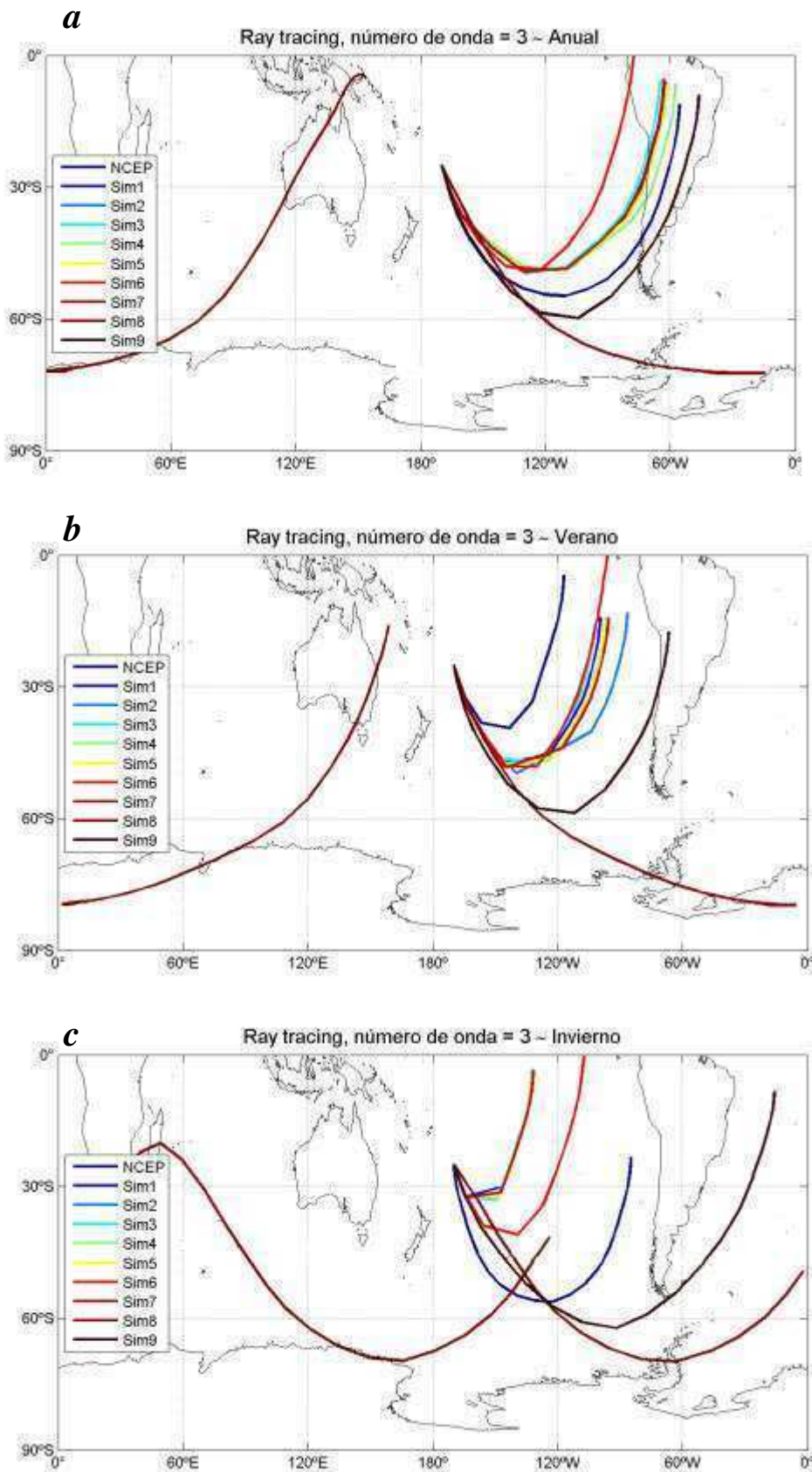


Fig. 5.70. Trazado de rayos para número de onda zonal 3 para una fuente ubicada en 25°S, 170°W y en el caso a) anual; b) de verano, y c) de invierno.

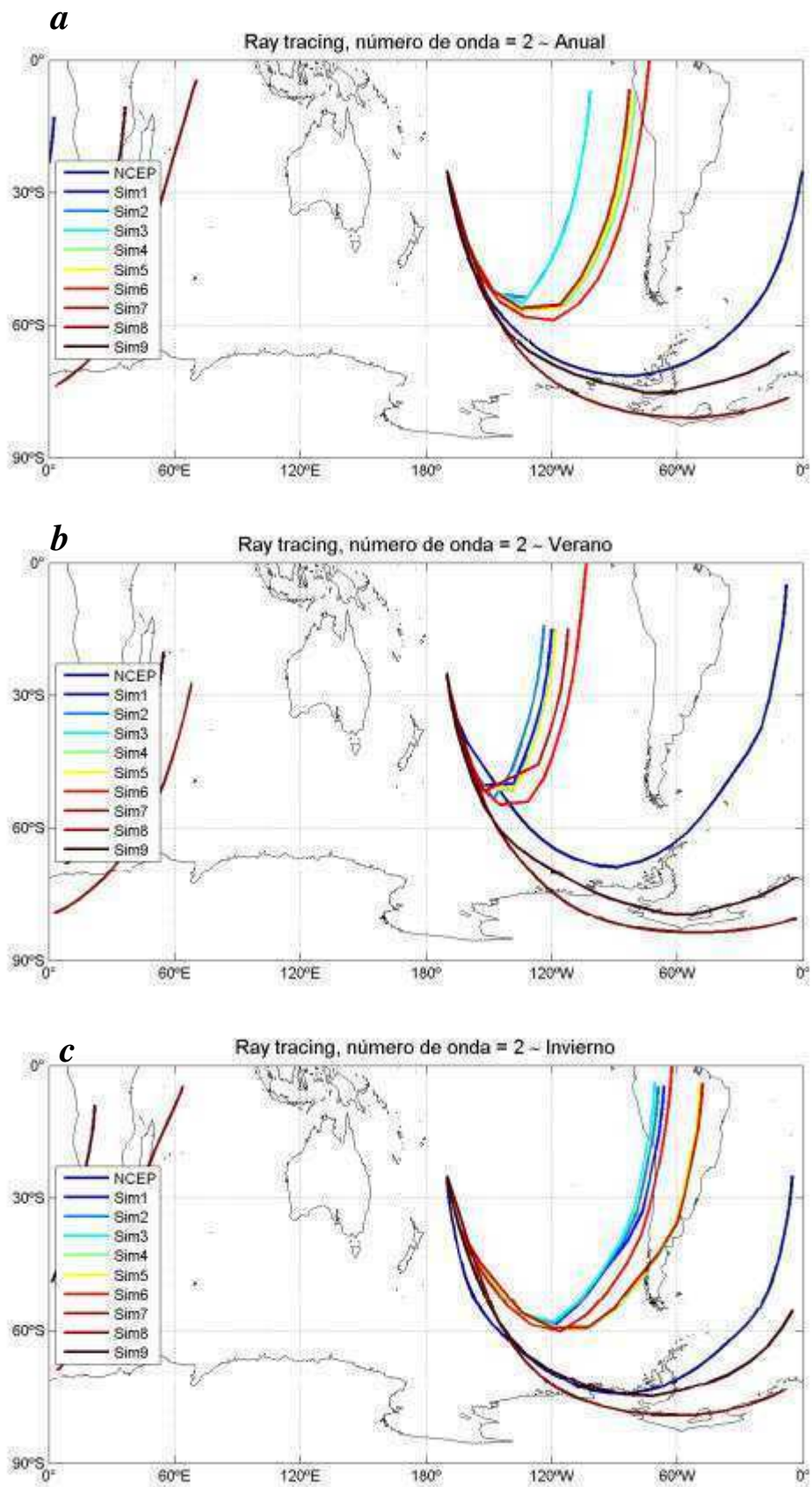


Fig. 5.71. Como en la Fig. 5.70 pero para número de onda 2.

5.6. Discusión

El modelo climático global CAM resulta ser eficiente para simular con un aceptable grado de precisión los principales rasgos de la climatología del HS y en especial de Sudamérica. Las simulaciones iniciales llevadas a cabo forzando al modelo global con los campos de SST climatológicas o mensuales observadas no determinaron climatologías diferentes y por ende se adoptó a la segunda como simulación control (Control). Al comparar la simulación Control con la climatología derivada de reanálisis se encontró que el modelo climático simula condiciones más baroclínicas que las observadas sobre latitudes medias de ambos hemisferios, con un mayor incremento del viento con la altura a nivel anual entre 500 hPa y la estratosfera en el CAM respecto a los reanálisis, a la vez que representa condiciones más frías de las observadas en la estratosfera de altas latitudes de los dos hemisferios. En cuanto a la precipitación, el CAM simula menos precipitación total anual de la que se observa sobre el sudeste de Sudamérica, básicamente en la misma región que los modelos climáticos globales analizados en el Capítulo 3. Estas subestimaciones están entre 500 y 1000 mm año⁻¹ sobre el noreste de Argentina, Uruguay y sur de Brasil. Asimismo simula condiciones más lluviosas que las que se observan sobre el sudoeste de Sudamérica (extremo sur de Chile) y la región del altiplano boliviano.

Los experimentos de sensibilidad llevados a cabo cubren un amplio rango de variables y arrojan resultados diversos. En el caso de la simulación 2 se removió la cordillera de los Andes sobre toda Sudamérica para estudiar su potencial impacto en la circulación de niveles bajos y medios y en cómo esto podría repercutir en la precipitación final resultante en el modelo. Los resultados de este experimento muestran que al remover los Andes el anticiclón subtropical del Pacífico sur penetra en Sudamérica, incluso llegando al centro de Argentina, lo cual determina anomalías de viento del sector sur en niveles bajos, incrementando la convergencia horizontal sobre el norte de Sudamérica cuando estos vientos del sur convergen con la circulación de los alisios. Así, el resultado es un incremento neto de la precipitación total anual sobre el norte de Sudamérica y una disminución de la misma sobre el extremo noroeste (en la región cordillerana de Colombia, donde la precipitación está altamente forzada por los ascensos orográficos) y sobre el altiplano boliviano. Sin embargo al analizar en especial el sudeste de

Sudamérica no se encuentran cambios en la precipitación anual simulada, lo cual sugiere que el patrón de subestimación en la precipitación en el modelo CAM y probablemente también en el resto de los MCG analizados previamente no puede ser explicada por la representación de la topografía y en especial la altura/ubicación de los Andes en los modelos.

La simulación 3 en la que se modificó el gradiente de SST del océano Atlántico frente a las costas de Brasil arroja como resultados que la alteración del patrón de SST sobre esa región da lugar a cambios tanto a nivel de circulación como de la precipitación resultante pero en forma local, acotados a la región en la que se efectuaron los cambios. En el caso de la circulación en niveles bajos, por ejemplo, se encuentra que al calentar las aguas del Atlántico sur frente a las costas del centro-este de Brasil aparece una anomalía ciclónica sobre la región, afectando latitudes de entre 10°S y 30°S aproximadamente y dando lugar a un aumento en la precipitación sobre una región próxima al océano, en tanto que al sur de esa área no se encuentran grandes diferencias ni en circulación ni en el campo de precipitación. En el caso de la simulación 4 también se altera el gradiente de SST pero en este caso sobre el Pacífico sur, entre la costa de Antártida y los 40°S a través de un incremento del gradiente de sur a norte hasta dar lugar a un aumento neto de las SST sobre 40°S de +3°C respecto a los valores observados. Se encuentra que este cambio en las condiciones de borde de esa región determina un débil refuerzo anticiclónico sobre el sudoeste de Sudamérica y esto a su vez da lugar a menos lluvia de la simulada en Control sobre el centro-sur de Chile. En la cuenca del Plata no se observan prácticamente cambios. En la simulación 5, en tanto, se altera el patrón de SST sobre la región de la SPCZ y los resultados muestran una alteración en el campo de circulación de casi todo el HS, con la aparición de un tren de ondas anómalo desde la región de la SPCZ hacia Sudamérica más notorio durante el verano del HS, desplazándose en forma de arco desde el origen y siendo reflejado cerca de los 70°S para alcanzar el centro del continente sudamericano. En términos de precipitación esto determina algunos cambios menores y no significativos sobre el centro del Pacífico pero no da lugar a cambios en la región del sudeste de Sudamérica. Los resultados de estas tres simulaciones en las que se variaron los campos de SST de los océanos Atlántico y Pacífico sugieren que el patrón de subestimación de la precipitación que los MCG muestran en el sudeste de Sudamérica no estaría relacionado

con los potenciales errores/diferencias entre las condiciones de borde oceánicas del HS consideradas en este capítulo.

En la simulación 6 se llevó a cabo una modificación en el esquema convectivo del modelo CAM3 de modo de disminuir la frecuencia/intensidad de la convección a partir de elevar el umbral de CAPE a partir del cual el modelo climático genera los movimientos convectivos. Se encuentra que este cambio determina grandes modificaciones tanto en la circulación global como en los campos de las variables asociadas (en especial en la precipitación). La disminución en la convección es claramente visible en el modelo mediante el campo de divergencia en niveles altos (200 hPa), donde se encuentra que las regiones normalmente más activas en términos convectivos -en especial, la ITCZ- registran condiciones anómalamente convergentes en altura. Se observan disminuciones drásticas de la precipitación sobre las regiones del mundo donde la convección predomina (ITCZ, norte de Australia, sur de India, Caribe) en tanto que aumenta la precipitación anual en otras regiones aledañas, probablemente como respuesta a un mecanismo de compensación en la circulación. En términos de temperaturas de la troposfera, esta alteración da lugar a un enfriamiento marcado en los niveles medios y altos troposféricos en latitudes tropicales como respuesta a la pérdida/disminución en la liberación de calor latente asociado a la convección tropical y su efecto en el calentamiento/estabilización de la troposfera media sobre esas regiones. Sin embargo, sobre el caso específico del sudeste de Sudamérica los cambios en la precipitación tanto anual como estacional son despreciables. En el caso de la simulación 7, por el contrario, se redujo el umbral a partir del cual el CAM3 genera la convección y se encuentra que ese cambio no determina modificaciones en casi ningún punto del globo ni en términos de circulación ni en precipitación. Estos resultados muestran que alterar el esquema convectivo mediante simplemente cambiar el umbral de CAPE no implica cambios en el campo de precipitación simulada sobre la región del sudeste de Sudamérica y por ende no es la causa de el patrón de subestimación observado.

Para analizar el rol de la resolución espacial en la calidad de las simulaciones en la simulación 8 la misma fue incrementada de $2,8^{\circ} \times 2,8^{\circ}$ a $1,4^{\circ} \times 1,4^{\circ}$. La simulación de la mayoría de las variables consideradas en el análisis es, en este caso, más cercana a la realidad. En particular en el campo del viento zonal se encuentra una reducción en el

patrón de sobreestimaciones obtenido en la simulación Control, encontrándose un patrón con sobreestimaciones más pequeñas e inferiores a 6 m s^{-1} . El aumento en la resolución horizontal también da lugar a una mejor representación de la temperatura de superficie, en especial en las regiones con topografía compleja, mientras que para la precipitación se observan algunos cambios tanto en regiones próximas de montaña como en zonas llanas. Sobre Sudamérica estos cambios consisten en un incremento en la precipitación anual simulada respecto a la Control sobre el sudeste de Sudamérica y especialmente durante el trimestre DEF. Sobre el resto del continente, el incremento en la resolución espacial permite representar más adecuadamente la precipitación en zonas próximas a los Andes y reducir de ese modo la sobreestimación presente en la simulación Control respecto a los valores de precipitación anual observada en CMAP. Por último en la simulación 9 se utiliza un nuevo esquema convectivo adoptado por el modelo CAM en su versión 4, en el que se consideran los transportes verticales de cantidad de movimiento asociados a los movimientos convectivos. Los resultados de esta simulación indican que con este cambio se logran mejoras significativas en la simulación de la precipitación del sudeste de Sudamérica, reduciendo aún más el desvío negativo de precipitación visto en la simulación Control en especial sobre zonas continentales y sobre la cuenca del Plata en particular, y relegando así el déficit de lluvia a las regiones oceánicas adyacentes. También se observan mejoras en la representación de campos asociados a la circulación: corte vertical del viento medio zonal, alturas geopotenciales de niveles medios, presión en superficie, etc.

En la Tabla 5.4 se muestran los resultados de los estadísticos coeficiente de correlación, RMSE y bias calculados sobre las series observadas y simuladas de precipitación sobre el sudeste de Sudamérica. Estos estadísticos se computaron sobre las series de precipitación de la región delimitada por 40°S y 25°S en latitud y por 60°W y 45°W en longitud, de modo de abarcar el área de subestimación de lluvia representada por el CAM y por todos los modelos climáticos analizados en el Capítulo 3. Puede verse que los valores de coeficientes de correlación tanto en la simulación Control como en las perturbadas oscilan entre 0,155 en el caso de la simulación sin Andes y 0,475 en Control y que en general son significativamente distintas de cero con excepción de las simulaciones 2, 5 y 7. Esto demuestra que con la excepción de las simulaciones en las que se remueven los Andes, se perturba el campo de SST sobre la SPCZ o se

incrementa la potencial de convección al disminuir el umbral de CAPE, todas las demás no dan lugar a un cambio en la manera en que el modelo climático simula la variabilidad de precipitación y cómo la misma se compara con la variabilidad observada

Tabla 5.4. Valores de coeficiente de correlación R , error cuadrático medio RMSE (mm día^{-1}) y bias (%) calculados sobre las series de precipitación simulada en el sudeste de Sudamérica respecto a la serie observada derivada del conjunto CMAP. Las correlaciones que resultaron significativamente distintas de cero al 90, 95 y 99% luego de aplicárseles el test de Fisher se indican con los símbolos #, & y @, respectivamente.

Simulación	R	RMSE	Bias
1	0,475 @	1,664	-35,14
2	0,155	2,199	-47,85
3	0,294 #	1,992	-43,65
4	0,288 #	1,916	-40,94
5	0,252	2,044	-43,39
6	0,484 @	1,952	-42,68
7	0,277	1,893	-40,04
8	0,364 &	1,624	-32,74
9	0,386 &	1,341	-22,58

en CMAP. Dentro de las simulaciones perturbadas, las mayores correlaciones se obtienen en las llevadas a cabo en mayor resolución (sim8 y sim9), resultando ambas significativamente diferentes de cero con un nivel de confianza del 5%. En el caso del RMSE se encuentra que los valores de todas las simulaciones tienden a ubicarse en valores próximos a 2 mm día^{-1} , aunque puede verse que en las que corresponden a los experimentos con mayor resolución horizontal los valores de RMSE son más bajos, indicando así el error mínimo entre todas las pruebas realizadas. En el caso del bias también se encuentra que los mínimos valores de desvío se obtienen con las simulaciones de más alta resolución y con el esquema convectivo modificado de manera de incluir los procesos asociados a los transportes verticales de cantidad de movimiento asociados a los movimientos convectivos.

Los resultados y análisis anteriores sugieren que los errores que el modelo climático global CAM tiene al representar la climatología de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica se deben principalmente al esquema convectivo utilizado y, en segundo lugar, a la resolución horizontal. La importancia relativa de la elección del esquema convectivo y el incremento de resolución espacial puede analizarse comparando los resultados obtenidos en las simulaciones 8 y 9: en el caso de los estadísticos puede observarse que los errores son menores en la simulación 9 comparada con la 8, siendo que a la vez en la simulación 9 se emplea una resolución horizontal menor ($1,9^{\circ} \times 2,5^{\circ}$) que en la simulación 8 ($1,4^{\circ} \times 1,4^{\circ}$), por lo cual el peso relativo de la convección en el modelo es mayor que el de la resolución espacial. Estos resultados pueden extenderse a los otros modelos climáticos analizados en este trabajo de tesis. Si bien varios de los otros modelos emplean esquemas convectivos diferentes al utilizado por el modelo CAM, los resultados de este capítulo sugieren que las causas de los errores en las simulaciones de la precipitación sobre una región en particular estarían en primer lugar asociadas al esquema convectivo seguido de la resolución espacial. Las variaciones en las condiciones de borde oceánicas (SST) tuvieron en este caso una influencia menor dado que las perturbaciones incluidas en las simulaciones no determinaron climatologías significativamente diferentes de la obtenida en la simulación Control.

Referencias

- Alessandro, A. P., 1993: About upper level thermal and height fields over southern South America. *Meteorológica*, **18**, 33-38.
- Arakawa, A., 2004: The cumulus parameterization problem: past, present and future. *J. Climate*, **17**, 2493-2525.
- Baede, A. P. M., M. Jarraud, y U. Cubasch, 1979: Adiabatic formulation and organization of ECMWF's model, Technical Report 15, ECMWF, Reading, U.K.
- Berberly, E. H., y E. A. Collini, 2000: Springtime precipitation and water vapor flux convergence over southeastern South America. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1328-1346.
- _____, y V. R. Barros, 2002: The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *J. Hydrometeor.*, **3**, 630-645.
- Berger, A. L., 1978: Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2362-2367.

- Blázquez, J., y M. N. Núñez, 2009: Sensitivity to convective parameterization in the WRF regional model in southern South America. *9th Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Preprints, Melbourne, Australia, American Meteorological Society.
- Bonan, G. B., 1996: A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide. Technical Report NCAR/TN-417+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO. 150 pp.
- _____, K.W. Oleson, M. Vertenstein, S. Levis, X. B. Zeng, Y.J. Dai, R. E. Dickinson, y Z. L. Yang, 2002: The Land Surface Climatology of the Community Land Model Coupled to the NCAR Community Climate Model. *J. Climate*, **15**, 3123–3149.
- Bourke, W., B. McAvaney, K. Puri, y R. Thurling, 1977: Global modeling of atmospheric flow by spectral methods. En *Methods in Computational Physics*, **17**, 267–324, Academic Press, New York.
- Boyle, J. S., 1997: Atmospheric ozone climatology for use in General Circulation Models. PCMDI Report No. 43.
- Brayshaw, D. J., B. J. Hoskins, y M. Blackburn, 2008: The storm-track response to idealized SST perturbations in an aquaplanet GCM. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2842-2860.
- Compsetta, C. M., y C. S. Vera, 2002: The influence of the Andes mountains on the South America low-level flow. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GLO15451.
- Charney, J. G., y A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.
- Chen, T.-C., 2005: The structure and maintenance of stationary waves in the winter Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3637-3660.
- Da Silva, A. M., y R. S. Lindzen, 1993: On the establishment of stationary waves in the Northern Hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 43-61.
- Doyle, M. E., y V. R. Barros, 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *J. Climate*, **15**, 3394–3410.
- Drumond, A. R. M., 2005: Anomalias de TSM no hemisfério sul e seu impacto na monção sul americana. Tesis doctoral, Universidad de San Pablo, 122 pp.

- _____, y T. Ambrizzi, 2008: The role of the South Indian and Pacific oceans in South American monsoon variability. *Theor. Appl. Climatol.*, **94**, 125-137.
- Ghil, M., y K. C. Mo, 1991: Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 780–790.
- Gregory, D., R. Kershaw, y P. M. Inness, 1997: Parameterization of momentum transport by convection. II: Tests in single-column and general circulation models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 1153-1183.
- Grimm, A. M., y P. L. Silva Dias, 1995: Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3538-3555.
- Hack, J. J., 1994: Parameterization of moist convection in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, **99**, 5551–5568.
- Held, I. M., y M. J. Suarez, 1994: A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1825-1830.
- Hendon, H. H., y B. Liebmann, 1991: The structure and annual variation of antisymmetric fluctuations of tropical convection and their association with Rossby-gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2127-2140.
- Higgins, R. W, y K. C. Mo, 1997: Persistent North Pacific circulation anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **10**, 223–244.
- Holland, J. Z., y E. M. Rasmusson, 1973: Measurements of the atmospheric mass, energy, and momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 101, 44-55.
- Holtslag, A. A. M., y B. A. Boville, 1993: Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, **6**, 1825–1842.
- Hoskins, B. J., y T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.
- Jablonowski, C., P. H. Lauritzen, R. D. Nair, y M. A. Taylor, 2008: Idealized test cases for the dynamical cores of Atmospheric General Circulation Models: A proposal for the NCAR ASP 2008 Summer colloquium. NCAR Technical Note.
- _____, y D. L. Williamson, 2006: A baroclinic instability test case for atmospheric model dynamical cores. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2942-2975.

- Kalnay, E., K. C. Mo, y J. Paegle, 1986: Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: observations and mechanistic experiments to determine their origin. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 252-275.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewsky, J. Wang, R. Jenne, y D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kiladis, G. N., 1998: Observations of Rossby waves linked to convection over the eastern tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 321-339.
- Kodama, Y.-M., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 813-835.
- Lauritzen, P. H., C. Jablonowski, M. A. Taylor, y R. D. Nair, 2010: Rotated versions of the Jablonowski steady-state and baroclinic wave test cases: A dynamical core intercomparison. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **2**, doi:10.3894/JAMES.2010.2.15.
- LeMone, M. A., 1983: Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1815-1834.
- _____, G. M. Barnes, y E. J. Zipser, 1984: Momentum flux by lines of cumulonimbus over the tropical ocean. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1914-1932.
- Lenters, J. D., y K. H. Cook, 1997: On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 656-677.
- Lin, J.-L., M. Zhang, y B. Mapes, 2005: Zonal momentum budget of the Madden-Julian oscillation: The source and strength of equivalent linear damping. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2172-2188.
- Lydolf, P. E., 1977: *Climates of the Soviet Union*. Elsevier, 443 pp.
- Magaña, V., y T. Ambrizzi, 2005: Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *Atmósfera*, **18**, 211-233.
- Marengo, J. A., W. R. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini, 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Climate*, **17**, 2261-2280.
- Matthews, A. J., y G. N. Kiladis, 2000: A model of Rossby waves linked to submonthly convection over the eastern tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3785-3798.

- McAvaney, B. J., W. Bourke, y K. Puri, 1978: A global spectral model for simulation of the general circulation. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1557–1583.
- McLandress, C., y N. A. McFarlane, 1993: Interactions between orographic gravity wave drag and forced stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1966-1990.
- Menéndez, C. G., V. Serafini, y H. Le Treut, 1999: The effect of sea-ice on the transient atmospheric eddies of the Southern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **15**, 659-671.
- Mo, K. C., y R. W. Higgins, 1998: The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1581–1596.
- Neale, R. B., J. H. Richter, A. J. Conley, S. Park, P. H. Lauritzen, A. Gettelman, D. L. Williamson, P. J. Rasch, S. J. Vavrus, M. A. Taylor, W. D. Collins, M. Zhang, y S.-J. Lin, 2010: Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM4.0). NCAR Technical Note.
- Nogués-Paegle, J., y K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.
- Pessag, N. L., 2008: Experimentos de sensibilidad utilizando un modelo regional para la simulación de la precipitación en el sur de Sudamérica. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera, Universidad de Buenos Aires. 80 pp.
- Ramanathan, V., y P. Downey, 1986: A nonisothermal emissivity and absorptivity formulation for water vapor. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8649–8666, 1986.
- Rasch, P. J., y J. E. Kristjánsson, 1998: A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *J. Climate*, **11**, 1587–1614.
- Raymond, D. J., y A. M. Blyth, 1986: A stochastic mixing model for non-precipitating cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2708-2718.
- Reed, K. A., y C. Jablonowski, 2011: Impact of physical parameterizations on idealized tropical cyclones in the Community Atmosphere Model. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L04805.
- Reynolds, R. W., y T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.

- Richter, J. H., y P. J. Rasch, 2008: Effects of convective momentum transport on the atmospheric circulation in the Community Atmosphere Model, version 3. *J. Climate*, **21**, 1487-1499.
- Robertson, A. W., J. D. Ferrara, y C. R. Mechoso, 2003: Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, **16**, 2540-2551.
- Schwerdtfeger, W. C., 1976: Introduction. *Climate of Central and South America*. Eds. W. Schwerdtfeger y E. H. Landsberg, *World Survey of Climatology*, **12**, 7-35.
- Seluchi, M. E., C. Saulo, M. Nicolini, y P. Satyamurty, 2003: The northwestern Argentinean low: a study of two typical events. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2361-2378.
- _____, y J. Marengo, 2000: Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and extreme events. *Int. J. Climatol.*, **20**, 1167-1190.
- Skamaroch, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, y J. G. Powers, 2005: *A description of the Advanced Research WRF Version 2*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468-STR. 88 pp.
- Tost, H., P. Jöckel, y J. Lelieveld, 2006: Influence of different convection parameterisations in a GCM. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 5475-5493.
- Wallace, J. M., y D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Walsh, K., 1994: On the influence of the Andes on the general circulation of the Southern Hemisphere. *J. Climate*, **7**, 1019-1025.
- Washington, W. M., 1982: Documentation for the Community Climate Model (CCM), Version 0, Technical Report NTIS No. PB82 194192, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Weisman, M. L., C. Davis, W. Wang, K. M. Manning, y J. B. Klemp, 2008: Experiences with 0-36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model. *Wea. Forecasting*, **23**, 407-437.
- Xie, P., y P. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yamasaki, M., 2007: A view on tropical cyclones as CISK. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 145-164.

- Yao, M.-S., y A. D. Del Genio, 1999: Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. *J. Climate*, **12**, 761-779.
- Zhang, G. J., y N. A. McFarlane, 1995: Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. *Atmosphere- Ocean*, **33**, 407-446.
- Zhang, M., W. Lin, C. S. Bretherton, J. J. Hack, y P. J. Rasch, 2003: A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR community atmospheric model CAM2, *J. Geophys. Res.*, **108** (D1).

Capítulo 6: **Conclusiones**

Desde siempre el ser humano buscó entender el comportamiento de la atmósfera, en especial con el fin de poder predecir cambios tanto a nivel del tiempo como del clima. Las variaciones climáticas -o de baja frecuencia- suponen potenciales alteraciones en las condiciones medias en las que el ser humano vive y se desarrolla y pueden determinar la necesidad de llevar adelante modificaciones tanto en las actividades humanas como incluso en la habitabilidad de diferentes regiones del mundo. La herramienta más empleada en la actualidad para llevar a cabo estudios de variabilidad y de cambios en las condiciones climáticas son los modelos climáticos globales (MCG) los cuales simulan, con distintos grados de aproximación, el movimiento de la atmósfera tanto a nivel espacial como temporal. Estos modelos son sensibles a cambios en los forzantes naturales del sistema climático (por ejemplo, vulcanismo, alteraciones en el ángulo de inclinación del eje de la Tierra, etcétera) como así también a modificaciones en los forzantes antrópicos, en particular en lo que respecta a las concentraciones de aerosoles y de gases de efecto invernadero en la atmósfera.

Este trabajo de tesis mostró que la gran mayoría de los MCG que en la actualidad son empleados para estudios de variabilidad climática presentan un patrón de error muy marcado sobre el sudeste de Sudamérica que se caracteriza por el hecho de que simulan condiciones más secas de las observadas en especial en la región del noreste de Argentina, Uruguay y los estados del sur de Brasil. Si bien existen variaciones en la magnitud de esa subestimación, en algunos modelos se observan errores de hasta el 60% respecto de la precipitación media anual observada sobre esa región, que es a su vez aquella que registra las máximas precipitaciones de la cuenca del Plata y donde se origina la mayor proporción de los caudales de los principales ríos de la cuenca en términos de caudal: el Uruguay, el Paraná y el Paraguay. El análisis de los patrones estacionales de precipitación determinó que una buena parte de la subestimación en la precipitación anual se debe a los errores en la representación de la lluvia de invierno sobre el sudeste de Sudamérica, la cual responde principalmente al pasaje de sistemas frontales y de perturbaciones ciclónicas sobre el área. Entre los MCG analizados, el ECHAM5-MPI/OM es el que presenta el menor error en la estación invernal aunque de todos modos simula condiciones algo más secas de las observadas. Durante la estación cálida se observan patrones bastante diferentes entre los modelos y mientras algunos simulan precipitaciones exacerbadas sobre la región de la SACZ y menos lluvia sobre el

noreste argentino, otros tienden a representar condiciones más secas sobre la mayor parte de la cuenca del Plata. En términos de variabilidad, la mayoría logra capturar adecuadamente el máximo de varianza de la precipitación sobre el centro del continente asociado al patrón monzónico de esa región aunque la magnitud de la varianza varía notablemente entre modelos. Del análisis de correlación lineal entre las series de precipitación observada y simuladas se encuentra que la misma es alta y significativa estadísticamente sobre la mayor parte de la cuenca del Plata como así también sobre una gran porción de Sudamérica, excepto sobre el extremo sudeste de la cuenca -Uruguay, sur de Brasil y noreste de Argentina- donde decae a valores no significativos para prácticamente todos los MCG analizados. También se encuentran valores bajos de correlación y no significativos sobre el sur de Argentina que responden principalmente a la casi nula precipitación que los MCG simulan sobre esa región. Al buscar posibles explicaciones para el patrón observado de subestimación de la precipitación sobre el sudeste de la cuenca del Plata, desde el punto de vista dinámico se encontró que los MCG representan en forma bastante adecuada la posición e intensidad de las corrientes en chorro en niveles altos (que son las que sirven de guía a las perturbaciones ciclónicas que se desplazan por las latitudes medias del hemisferio y que serán las que, en definitiva, den lugar a la variabilidad sinóptica que conduce a los eventos de precipitación que luego se verán reflejados en el campo medio o climático) con algunas diferencias menores en especial en lo relativo a la intensidad del máximo de viento. En términos del análisis de la actividad transiente, el estudio del campo medio de la energía cinética de las perturbaciones mostró que sólo los modelos CGCM (tanto en resolución T47 como T63) y ECHAM5-MPI/OM son los únicos que simulan valores medios de esta variable similares a los obtenidos de los reanálisis ERA-40, en tanto que en el resto de los casos prevalece un patrón de subestimación en la intensidad de la energía cinética de las perturbaciones lo cual se traduce en menor actividad transiente/baroclínica que la observada. El hecho que el modelo CGCM tanto en “baja” como en “alta” resolución sea capaz de representar adecuadamente este aspecto de la circulación sugiere que la calidad de las simulaciones de la energía cinética de las perturbaciones no estaría determinada por la resolución espacial sino que probablemente esté dada por otros aspectos de los modelos climáticos (parametrizaciones físicas, dinámica, etcétera). El análisis de la variabilidad interanual se basó en el estudio de la forma en la que los MCG representan la ocurrencia de los eventos El Niño y La Niña y se encontró que los

modelos CNRM-CM3 y ECHAM5-MPI/OM son los que simulan con mayor precisión la frecuencia de ocurrencia del ENSO sobre el océano Pacífico tropical, mientras que en el resto de los MCG tiende a prevalecer mucha más varianza explicada de la que se observa en las ondas más largas, de entre 10 y 20 años. En cuanto a los patrones de precipitación asociados a eventos El Niño y la Niña se vio que la mayoría de los MCG simulan en forma adecuada los campos anómalos de precipitación asociados a distintas fases del ENSO, pero al definir erróneamente la frecuencia de los mismos esto determina errores en las simulaciones.

Los errores en las simulaciones del clima presente por parte de los MCG imponen restricciones a la utilidad de los mismos para llevar adelante estudios hidrológicos. Para analizar este punto se calibró y validó el modelo hidrológico VIC sobre la región de la cuenca del Plata empleando datos diarios observados de temperatura mínima, temperatura máxima y precipitación proveniente de una red densa de estaciones de superficie y se demostró la habilidad del modelo VIC en simular los caudales de los principales ríos de la cuenca del Plata. Se mostró que el VIC tiene su mejor desempeño en la cuenca del río Uruguay, donde tanto para el caso de Paso de los Libres como en Salto Grande se encontraron valores altos del estadístico NSE que mide la calidad de las simulaciones hidrológicas. Esto no es casual, dado que ya había sido demostrado en otros trabajos que este modelo hidrológico presenta mejores ajustes en aquellas cuencas cuyos ríos presentan un desplazamiento rápido de sus aguas. Al analizar el río Paraná se consideraron los puntos de cierre Jupiyá (en la parte alta de la cuenca) y Posadas, en la cuenca media, y en ambos casos se demostró la utilidad del VIC para simular los comportamientos de ambos ríos. Se obtuvieron estadísticos mejores en Jupiyá comparados con Posadas debido principalmente al hecho que Posadas se encuentra aguas abajo de una de las represas más grandes del mundo (Itaipú) en la que se regula el paso de los caudales con el fin de maximizar la generación de energía, y el modelo hidrológico VIC no tiene en cuenta la presencia de represas. Así, el hidrograma simulado por el modelo en este punto tiene una amplitud considerablemente mayor que la observada debido al suavizado de la onda anual por la retención de agua en el verano (cuando el caudal es máximo) y a la liberación de la misma en el invierno, cuando la magnitud de los caudales disminuye naturalmente. En el río Iguazú se probó también que el VIC es altamente capaz de simular las condiciones medias como así también la

variabilidad, evidenciado por los valores altos del parámetro NSE. Al analizar las simulaciones sobre el río Paraguay en Ladarío, sin embargo, se encuentran valores muy bajos de NSE y un valor de coeficiente de correlación entre las series simulada y observada pequeño y no significativo. Esto está determinado por el pobre desempeño que el modelo VIC suele tener en cuencas caracterizadas por aguas lentas como sucede en el caso de la cuenca alta del Paraguay, la cual está determinada por condiciones lluviosas durante el verano y secas durante el invierno a la vez que la topografía, en forma de cuenco, es tal que favorece la acumulación de las precipitaciones del verano hasta una altura crítica a partir de la cual comienza a desbordar el cuenco y esto determina un gradual incremento en los caudales hasta un máximo en la época de otoño.

Se encontró también que las simulaciones forzadas con las salidas de los MCG en el clima presente están altamente determinadas por los errores que los mismos tienen para representar algunos aspectos del clima de la región del Plata. Las simulaciones más precisas se encuentran en la parte alta de la cuenca del Paraná (con punto de cierre en Jupíá), donde la mayoría de los MCG logra representar adecuadamente las condiciones secas durante otoño e invierno -dando lugar así a un mínimo en el caudal del río durante esa época-, en tanto que en la época lluviosa de los meses de verano se encuentran diferencias entre los MCG: mientras GISS-AOM, ECHAM5-MPI/OM y CGCM-T47 representan caudales entre similares o algo inferiores a los observados, los modelos GFDL-CM2.0 y CNRM-CM3 dan como resultado patrones de precipitación mucho más activos sobre esa zona, dando lugar a sobreestimaciones notables en los caudales. Para el río Iguazú, en tanto, se encontró que todos los MCG analizados subestiman la magnitud del caudal medio anual, en tanto que en términos de variabilidad el único modelo climático que logra simular la poca variabilidad intermensual que se ve en las observaciones es el ECHAM5-MPI/OM, el cual da como resultado un hidrograma simulado sin grandes variaciones de caudales a lo largo de los meses del año. El resto de los MCG simula un patrón más monzónico, con lluvias durante el verano y condiciones secas en invierno (similar al patrón de la cuenca alta del río Paraná) y así representan caudales máximos en verano y mínimos en invierno, en forma de una onda anual bien marcada pero que no coincide con las observaciones. Algo similar ocurre en la cuenca del río Uruguay en Paso de los Libres, donde la mayoría de los MCG simulan un régimen tipo monzónico en la precipitación, determinando marcadamente los cambios

en los caudales, en tanto que el ECHAM5-MPI/OM es el único que logra representar la variabilidad térmica/pluvial de la región más adecuadamente y el hidrograma resultante se ajusta más al observado.

Se mostró que una de las posibles maneras de corregir las simulaciones de los MCG para poder llevar a cabo estudios de impacto con más confiabilidad es emplear métodos de remoción de errores sistemáticos en base a parámetros estadísticos. Así, en el Capítulo 4 se evaluó la utilidad de dos esquemas de remoción de errores (uno que toma en cuenta la diferencia en los valores medios de temperatura y precipitación y otro que además considera la forma de la distribución de las variables meteorológicas) como herramienta para mejorar los datos de entrada al modelo hidrológico. Se mostró cómo las simulaciones efectuadas con el modelo VIC forzadas con los datos de los MCG mejoran en forma significativa al corregir los errores sistemáticos. También se empleó el esquema de remoción de errores por valores medios a los datos del clima futuro antes de emplearlos para forzar al modelo hidrológico y luego se efectuaron posibles escenarios futuros de caudales de los principales ríos de la cuenca para dos períodos futuros: 2030-2039 y 2070-2079 considerando tres potenciales escenarios socioeconómicos: A1B, A2 y B1. Sin embargo, esta metodología tiene implícita la suposición que la forma de los errores encontrados en las simulaciones del clima presente se van a mantener en el clima futuro, lo cual podría no ser cierto debido a que existe un cierto consenso en la comunidad científica internacional acerca de que los cambios en las condiciones climáticas en las décadas venideras podrían estar acompañados de un aumento en la intensidad y la frecuencia de los eventos extremos (lo cual daría lugar a cambios en las varianzas de las variables y muy probablemente también de los errores). En términos estadísticos, esa suposición es prácticamente la única que puede hacerse con el fin de mejorar las salidas de los MCG pero podría no ser válida. Por tal motivo, en el Capítulo 5 se buscó indagar en las causas físicas y dinámicas que explican los errores observados en las simulaciones en la precipitación. Avanzar en la caracterización y el entendimiento de esas causas ayudará a solucionarlas en el futuro y, así, poder obtener simulaciones climáticas más precisas y confiables.

Para estudiar las causas físicas y dinámicas que explican los errores en las simulaciones de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica se empleó el modelo climático global

CAM, en sus versiones 3 y 4. La validación del CAM para representar el clima observado se llevó a cabo realizando dos simulaciones: una empleando la climatología de SST y otra tomando la distribución mensual observada de SST. La comparación entre ambas mostró que no determinan climatologías diferentes ni a nivel global ni sobre Sudamérica en particular, por lo cual se tomó a la segunda como simulación Control con la que posteriormente se compararon los resultados de los experimentos de sensibilidad. Es interesante notar que a pesar de que en este trabajo se empleó sólo la componente atmosférica del CAM (la información sobre SST fue incorporada al modelo como condiciones de borde), el patrón de precipitación encontrado sobre el sudeste de Sudamérica es muy similar al hallado mediante las simulaciones con los modelos acoplados analizados en el Capítulo 3: una marcada subestimación de los totales anuales (y en particular en el invierno) sobre toda la región del noreste argentino, sur de Brasil y Uruguay. Esto sugiere que los errores en la precipitación no están determinados por el grado de representatividad de la componente oceánica sino que sus causas deben buscarse en la parte atmosférica de los modelos climáticos.

La primera prueba consistió en remover los Andes con el fin de determinar si la manera en la que los MCG representan las alturas de esa cadena montañosa puede tener implicancias en la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica. Los resultados de esta simulación mostraron que la remoción de los Andes determina un cambio en la circulación atmosférica, en particular la de los niveles más bajos, con el ingreso del anticiclón semipermanente del Pacífico hacia el continente lo cual incrementa la componente de vientos del sur sobre Argentina e intensifica la convergencia horizontal más al norte. Esto da lugar a un aumento en las precipitaciones principalmente sobre la región amazónica. La remoción de los Andes también determina una reducción drástica en la precipitación simulada sobre esa misma región debido a la ausencia del forzante orográfico. Sin embargo, sobre el sudeste de Sudamérica no se observan cambios significativos asociados a esta modificación y por ende se encuentra que la altura/posición de los Andes no explica el patrón de subestimación de la lluvia sobre la cuenca del Plata. Las siguientes tres simulaciones consistieron en modificar las condiciones de borde dadas por las SST: en un caso sobre el océano Atlántico, en otro sobre el sur del Pacífico al norte de las costas de la Antártida y por último sobre la región de la SPCZ. Se encontró que en algunos de los casos -en particular el asociado a

las modificaciones en la SPCZ- se altera el patrón de teleconexiones sobre el HS pero que esto no determina cambios en la precipitación resultante sobre el sudeste de Sudamérica. El cambio de SST sobre el Atlántico, frente a las costas de Brasil, en tanto, dio lugar a cambios locales pero que tampoco explican los errores en la precipitación. Esto refuerza la hipótesis de que la calidad de las condiciones de borde oceánicas -o, en los casos de los modelos acoplados océano-atmósfera, la calidad de la componente oceánica- no parecen tener impacto sobre las simulaciones de la precipitación sobre la región del Plata sino que sus causas recaen en la representación de la componente atmosférica.

Los cambios más importantes en las pruebas de sensibilidad surgieron al modificar los esquemas de parametrización de la convección. El CAM emplea un esquema que permite el desarrollo de la convección cuando el CAPE supera un umbral crítico. Al incrementar ese umbral de modo de prácticamente inhibir la convección a nivel global se encontró una alteración significativa tanto en los campos resultantes de precipitación (en particular, de su parte convectiva) como así también de los campos de circulación, los cuales no son independientes del de convección. En especial sobre el sudeste de Sudamérica se vio que la inhibición en la convección determina una disminución en la precipitación total anual especialmente sobre la región del litoral argentino y en particular durante la estación cálida. Sin embargo, al disminuir el umbral del CAPE para favorecer una mayor tasa de precipitación convectiva se encontró que este cambio no redundó en un aumento de la precipitación sobre la región de interés. En otra de las simulaciones se varió la resolución horizontal y se la duplicó en todo el globo. Esto se realizó para analizar en qué medida la representación de la precipitación está determinada por la resolución con la que los modelos climáticos pueden resolver los procesos físicos y dinámicos. Se encontró que, en efecto, el incremento en la misma determinó una mejora en la representación de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica, permitiendo así obtener simulaciones con menor desvío respecto a las observaciones. El patrón derivado de esta simulación también presentó condiciones de subestimación de la precipitación pero más relegada al océano Atlántico y no afectando prácticamente zonas continentales. Sin embargo los mejores resultados se encontraron al incorporar en el esquema convectivo una representación de los transportes verticales de cantidad de movimiento horizontal asociados a los movimientos convectivos, cambio

recientemente incorporado en la versión 4 del modelo CAM. Esta simulación se llevó a cabo empleando una resolución horizontal intermedia entre la empleada en las siete primeras simulaciones ($2,8^\circ \times 2,8^\circ$) y la empleada en la octava ($1,4^\circ \times 1,4^\circ$) ya que se usó una de $1,9^\circ \times 2,5^\circ$ y con esta modificación en el esquema convectivo se encontró que el modelo climático mejora significativamente la representación de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica y que los errores más notorios tienden a ubicarse sólo en aguas del Atlántico. Sobre la región continental se obtiene también una mejora en las simulaciones de precipitación. Los estadísticos derivados de los experimentos demuestran que los valores que indican el mejor ajuste se obtienen con este último.

El análisis de trazado de rayos y de propagación de ondas de Rossby a través del HS mostró que existe una marcada dependencia entre la posición de la guía de ondas a través de la cual se desplazan las ondas de Rossby y el campo medio climático en las diversas simulaciones. Se encontró que en Control el modelo CAM representa adecuadamente tanto el patrón de número de onda estacionario como el de propagación de ondas de Rossby, en tanto que al llevar a cabo los experimentos de sensibilidad modificando distintos aspectos del sistema climático se encontraron patrones diferentes en este sentido. Las variaciones más drásticas se hallaron en la simulación en la que se inhibió la convección, demostrando una vez más el importante papel que la convección juega en determinar varios rasgos del clima global observado. En los análisis de trazado de rayos se halló que los últimos experimentos, llevados a cabo en alta resolución y con el esquema convectivo mejorado, son los que presentan las condiciones más similares a las observadas, con una buena representación de la latitud de retorno y del radio de curvatura de las ondas, en particular en el caso en el que se consideró un número de onda zonal igual a 2.

Los resultados obtenidos indican que, al menos en parte, la representación de la convección juega un papel importante en el patrón de subestimación de la lluvia sobre el sudeste de la cuenca del Plata y que debe trabajarse más en ese sentido (en términos de desarrollo de modelos y de esquemas convectivos) para salvar ese error. Asimismo se demostró que si bien suele considerarse que incrementando la resolución horizontal de los modelos globales se obtendrían las mejoras simulaciones, también puede optarse por mantener las simulaciones en resoluciones relativamente bajas (ahorrando así

marcadamente en lo que se refiere a capacidad computacional) y a la vez mejorar los esquemas con que se parametrizan todos aquellos procesos físicos que no pueden ser resueltos explícitamente. El de la convección es uno de ellos y, como se vio, puede determinar mejoras significativas en las simulaciones globales.

Poder entender los procesos físicos que determinan patrones climáticos permite mejorar las simulaciones. Cualquier mejora que pueda efectuarse en las generadas a través de modelos climáticos globales redundará en una menor incertidumbre a la hora de realizar estudios tanto de variabilidad como de cambio climático, y en particular en lo que respecta a los escenarios futuros, esas mejoras reducirán la incertidumbre de las proyecciones climáticas e hidrológicas derivadas de ellas.

Tesis presentada para optar por el título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en
el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Título:

La hidrología superficial de la cuenca del Plata y su
representación a través de simulaciones climáticas: identificación
de errores y mecanismos físicos asociados

Doctorando:

Lic. Ramiro Ignacio Saurral

Directores de tesis:

Dra. Inés Ángela Camilloni

Dr. Tércio Ambrizzi

Lic. Ramiro I. Saurral

Dra. Inés A. Camilloni