

**Comisión Nacional del Medio Ambiente
(CONAMA)**

**ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA
EN CHILE PARA EL SIGLO XXI**

INFORME FINAL
Texto

Realizado por: Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias. Físicas y Matemáticas
Universidad de Chile



Diciembre 2006

RESUMEN EJECUTIVO

Proyecto: "Estudio de la Variabilidad Climática en Chile para el siglo XXI"

El llamado de CONAMA para ejecutar la temática de la Variabilidad Climática en Chile para el siglo XXI incluye esencialmente dos partes: el análisis del clima observado durante la parte final del siglo XX y su proyección hacia fines del presente siglo.

La importancia de la primera parte, que ha sido objeto de variados análisis durante los últimos años, radica en que define el escenario a partir del cual evolucionará el clima del futuro y establece las variaciones que se encuentran en marcha. Por tanto, en ella el elemento más relevante está representado por las actuales tendencias climáticas, en tanto que su condición media tiene utilidad para validar los resultados de los modelos numéricos que se usarán en la segunda parte del estudio, ya que un primer requisito de tales modelos es la calidad con que son capaces de simular el clima actual. Las dos partes que constituyen el proyecto difieren profundamente en el grado de incertidumbre de sus resultados. La primera, basada en observaciones, da lugar a resultados que pueden adolecer incertezas modestas en razón de observaciones defectuosas o incompletas, pero la segunda, que se aventura en un futuro que sólo puede ser atisbado haciendo suposiciones importantes en cuanto al desarrollo socio-económico global, tiene sólo un carácter tentativo. Aún así, la metodología seguida en este estudio representa el estado del arte para la evaluación de impactos asociados al cambio climático originado en la intensificación del efecto invernadero por causas de origen antrópico.

El sistema climático, con sus componentes atmosférica, oceánica y terrestre, es extremadamente complejo y para el objetivo perseguido se le simplifica incluyendo las componentes que tiene respuesta dentro del plazo de predicción, que en este caso es del orden de una centuria (atmósfera y océanos). Adicionalmente, las variables de mayor interés en el estudio de impactos son aquellas que afectan los primeros metros sobre la superficie, en particular las temperaturas, vientos y precipitación, relegando a un segundo plano los niveles más altos de la atmósfera.

El objetivo principal de los Términos de Referencia del llamado a licitación de CONAMA fue la estimación de escenarios climáticos para diferentes regiones de Chile durante el siglo XXI, concretamente en el periodo 2071-2100, asociados a un cambio climático global resultante de un incremento sostenido de los gases de efecto invernadero. Sin embargo, junto a este objetivo se solicitaron otros aspectos como una evaluación de datos climáticos observados en décadas recientes, estimaciones de los cambios climáticos en períodos intermedios dentro del siglo XXI y estimaciones para los cambios en el nivel del mar.

Alrededor de una decena de modelos numéricos de circulación general de la atmósfera y de los océanos han sido desarrollados y aplicados con el propósito de evaluar los cambios climáticos a nivel global y su información ha sido puesta a disposición de la comunidad internacional. Todos ellos están basados en una formulación matemática de las leyes físicas y procesos fundamentales que gobiernan el comportamiento del sistema climático terrestre, la que integrada a partir de un estado inicial y forzada por la radiación solar dan lugar a variaciones similares a las observadas en el clima. Sin embargo, la mayor desventaja de los

modelos globales deriva de una baja resolución espacial (centenas de kilómetros) que al momento de ser utilizados para análisis de impacto resulta ser muy pobre, particularmente en el caso de regiones costeras o con importantes variaciones de relieve, como es el caso de Chile donde a la presencia de las Cordilleras de la Costa y de los Andes se une el escaso desarrollo W-E del territorio nacional que resulta similar a la resolución actual de los modelos globales.

Para derivar información con mayor detalle espacial se recurre a Modelos Regionales en los cuales el dominio de cálculo cubre sólo una parte del globo que puede ser descrita con mejor resolución (50, 25 km o menos). La compatibilidad con el modelo global se logra imponiendo la evolución de éste en las paredes laterales de la región. En este trabajo se usó el modelo regional PRECIS (Providing Regional Climates for Impact Studies), desarrollado por la Oficina Meteorológica del Reino Unido. La resolución espacial usada fue de 25 km, cubriendo todo el territorio continental de Chile, tal resolución es la máxima obtenible, con este modelo que no acepta más que un anidamiento.

Adicionalmente, se solicitó realizar el estudio para dos escenarios de emisiones incluidos en el último informe del IPCC, uno moderado (SRES B2) y otro severo (SRES A2). Ello significó hacer dos modelamientos regionales para el período de 30 años de la proyección principal solicitada (2071-2100), aparte de un modelamiento regional de 30 años para el clima actual (1961-1990) respecto del cual se evaluaron los cambios en superficie que se asocian a cada escenario.

1. Tendencias climáticas observadas.

Las precipitaciones medidas entre los años 1930 y 2000 han sido usadas para evaluar los cambios en la tendencia lineal de la precipitación anual mediante períodos móviles de 30 años entre 1930 y 2000. En la región entre 30°S y 39°S se aprecia el predominio de una tendencia negativa hasta aproximadamente 1970. El aumento de la frecuencia de inviernos relativamente lluviosos en las décadas posteriores contribuyó a revertir la tendencia decreciente en esta región, estableciéndose una tendencia positiva que alcanzó su mayor intensidad en el período 1955 – 1985. La evolución del régimen pluviométrico en la región centro-sur y austral del país ha sido marcadamente diferente a la observada en la región subtropical con una significativa tendencia positiva dominante en esta región hasta mediados de los años 70 para dar paso en las décadas más recientes a una tendencia decreciente que se ha mantenido hasta ahora.

Estudios de los cambios en la temperatura media a nivel de superficie a lo largo de la costa extratropical de Sudamérica realizados durante la década de 1990 (Aceituno et al., 1992; Rosenbluth et al., 1997), mostraron que a partir de la década de 1940 o 1950 estuvo caracterizado por un régimen térmico relativamente estacionario con excepción de la región centro-sur donde se observó un marcado descenso de la temperatura media. Esta situación fue interrumpida por un aumento relativamente abrupto a mediados de la década de 1970. Un análisis de las tendencias en los regímenes de temperaturas extremas diaria (máxima - mínima) en el periodo a partir de 1960 sugieren que el régimen térmico superficial se ha mantenido relativamente estacionario durante las décadas más recientes, con excepción de la región comprendida entre Santiago y Concepción donde se aprecian aumentos de

+0.05°C/década y de +0.18°C/década en los promedios anuales de temperatura máxima y mínima, respectivamente. Sin embargo, al considerar separadamente la evolución de la temperatura mínima durante los periodos 1961-76 y 1977-2004 las tendencias resultantes son mayoritariamente negativas.

2. Validación del modelo forzante global

El modelo de gran escala con que se fuerzan indirectamente las simulaciones regionales es el modelo HadCM3 (Hadley Center Climate Model, version 3) que es un modelo acoplado de atmósfera y océano. La componente atmosférica del HadCM3 tiene 19 niveles en la vertical y una resolución que corresponde a aproximadamente 417 x 278 km en el ecuador y que se reduce a 295 x 278 km a 45 grados de latitud. Las salidas de este modelo son usadas para forzar en superficie un modelo atmosférico de características similares pero de mayor resolución, HadAM3, con el cual se forzaron las simulaciones regionales que se generaron con el modelo PRECIS. La validación de las salidas del modelo de gran escala se realizó comparando la climatología actual producida por el modelo HadCM3 con aquella derivada de los Reanálisis NCEP/NCAR. Los datos de los Reanálisis de NCEP/NCAR corresponden a la mejor estimación del estado atmosférico en la forma de cartas de cobertura global a 17 niveles, cada 6 horas y digitalizadas con una resolución horizontal de 2.5° de latitud por 2.5° de longitud.

La comparación muestra que existe una diferencia en la profundidad de la vaguada circumpolar del modelo, que muestra valores inferiores en unos 7.5 hPa, salvo en el caso de primavera. Aunque la vaguada está fuera del dominio de interés, genera un mayor gradiente isobárico en el dominio de los vientos oeste, particularmente en la estación de invierno. Por otra parte, el anticiclón subtropical del Océano Pacífico oriental está bien simulado en cuanto a posición e intensidad a lo largo del año.

El modelo HadCM3 da cuenta de manera muy ajustada de la distribución geográfica de la precipitación en los Reanálisis, particularmente a lo largo del litoral chileno, salvo durante el verano y otoño en la región árida del norte. El máximo de precipitaciones sobre la zona austral (Aysén) queda muy bien replicado con montos superiores en la estación de invierno. Cuantitativamente el máximo de Aysén corresponde a un total entre 2400 y 3000 mm en un año y sobre el Altiplano a unos 300 mm en los 3 meses estivales; ambas cifras se comparan favorablemente con los registros observados.

En cuanto a variabilidad, las precipitaciones invernales, frente a Los Vilos, en la región semiárida, el modelo ajusta muy bien tanto el valor medio como la variabilidad, sólo en el extremo de inviernos muy lluviosos el modelo presenta valores levemente inferiores a lo observado. Frente al extremo norte de la Isla grande de Chiloé el modelo sobreestima moderadamente el promedio y la variabilidad, sobrevalorando los montos de agua caída en los inviernos más húmedos.

3. Estimaciones para períodos intermedios (2011-2030 y 2046-2065)

En cuanto a una caracterización del clima en dos períodos intermedios entre el clima actual (1961-1990) y la proyección hacia fines del presente siglo (2071-2100) se usaron los climas

de dos períodos 2011-2030 y 2046-2065 con los cuales se cubre razonablemente el siglo XXI. Los dos climas intermedios se caracterizaron por medio de salidas del AOGCM usado para forzar las simulaciones regionales (HadCM3) para el escenario A2 que es aquel más extremo en cuanto a las emisiones de gases con efecto invernadero.

Un elemento que merece ser comentado en el segundo período intermedio es el alza de la isoterma 0° C, que varía entre unos 300 a 500 m respecto del clima actual. Además, en un corte meridional sobre el Océano Pacífico a la longitud 100° W existe un desplazamiento significativo hacia el sur (salvo en la estación de verano) de la celda de Hadley, lo cual es coherente con un alza de la presión superficial. Tanto el alza de la isoterma 0° C como la expansión hacia el sur del descenso de la circulación Hadley ocurren principalmente entre los dos períodos intermedios seleccionados, o sea, promediando el siglo XXI.

Según el modelo HadCM3 sobre el Océano Pacífico desde los 15° S y 180° de longitud y en dirección sureste, se desarrolla la Zona de Convergencia del Pacífico Sur caracterizada por una extensión de las precipitaciones tropicales en la climatología actual. Este rasgo, aparece con incrementos de precipitación, particularmente en otoño. Hacia el ecuador de su eje se define una región con disminuciones de precipitación el que es posible interpretar como provocado por la expansión hacia el sur de la subsidencia subtropical comentada en el párrafo anterior. Durante la estación invernal esta región de menor precipitación alcanza la costa central de Chile con indicios de similar naturaleza en otoño. El Centro-Sur del país también aparece con menor pluviometría en primavera y verano. Esta evolución concuerda con la expansión de la rama descendente de la circulación de Hadley y el aumento de las presiones en superficie centrado a 130° W y 42° S. En tanto, el extremo sur sólo muestra aumento de las precipitaciones durante el otoño.

4. Cambios regionales para fines del siglo XXI

4.1 Temperatura en superficie

Como era esperable dominan los cambios positivos (calentamiento) en todas las regiones, siendo mayores para el escenario A2. El cambio de temperatura media del escenario A2 respecto al clima actual sobre Chile continental varía entre 2° y 4°C, siendo más acentuado hacia las regiones andinas y disminuyendo de norte a sur. Sólo en la Región Austral bajo el escenario B2 hay sectores pequeños con calentamiento menor a 1°C. Estacionalmente el calentamiento es mayor en verano excediendo los 5°C en algunos sectores altos de la Cordillera de los Andes particularmente en verano.

Una comparación para el clima actual de los ciclos anuales de la temperatura media estimada por medio de PRECIS con valores observados sirve para estimar el error de la modelación. En la faja entre 17 y 23°S la correspondencia es muy buena, aunque el modelo entrega temperaturas medias inferiores en unos 2°C. En la faja comprendida entre 32 y 35°S, la coincidencia es muy buena en el terreno bajo, pero sobre los Andes PRECIS subestima la temperatura media anual lo que se justifica por la diferencia en altitud entre las posiciones de la estación en el modelo y la realidad, probablemente debido a su ubicación en valles angostos que no quedan bien representados; como consecuencia el ciclo anual de

la faja es bien simulado aunque queda subestimado por el modelo. Este problema vuelve a aparecer en la faja 43-49°S y en menor grado en las restantes, pero de manera general los ciclos anuales quedan bien simulados. Conviene notar que la evaluación de los cambios se hizo por la diferencia entre dos salidas de PRECIS de manera que las discrepancias comentadas con las observaciones resultan menos determinantes. En general, el cambio de las temperaturas extremas diarias exhibe un patrón espacial y variación estacional similares a los comentados en relación a los cambios de temperatura media diaria. En particular, las mayores diferencias (hasta 6°C cuando se considera la diferencia A2-Clima Actual) se concentran sobre la cordillera de la zona norte durante el verano, mientras que las menores diferencias (siempre positivas) se concentran en la zona austral durante invierno.

4.2 Precipitación

En términos generales las cumbres andinas marcan un contraste entre ambas laderas con un aumento en la ladera oriental (Argentina) y una disminución en la ladera occidental (Chile continental y el Pacífico adyacente), particularmente en latitudes medias y en las estaciones de verano y otoño. Este contraste se manifiesta más acentuado en el escenario A2 durante el verano, en que la precipitación sobre ciertos sectores de Chile centro-sur se reducen a la mitad e incluso un cuarto del valor actual, al mismo tiempo que la precipitación futura se duplica (respecto a la actual) inmediatamente al este de la cordillera de los Andes. El detalle regional permite establecer que:

- Sobre el sector altiplánico chileno aparece un aumento de precipitaciones en primavera y verano, siendo más significativo el de primavera en el sector de la I Región bajo el escenario A2 y más extendido hacia la II Región bajo el escenario B2.
- En el Norte Chico el incremento de las precipitaciones extiende su dominio bajo el escenario B2 abarcando toda la faja del territorio chileno entre los 20 y 33°S en otoño, pero en invierno afecta solo a la región andina con mayor incremento en la mitad norte.
- En la región de Chile Central hay una pérdida generalizada de precipitación bajo el escenario A2, condición que se mantiene en el escenario B2 con la excepción de la estación de otoño para latitudes inferiores a 33°S. La pérdida es del orden de 40% en las tierras bajas ganando en magnitud hacia la ladera andina durante el verano, pero reduciéndose durante el otoño y el invierno bajo el escenario B2.
- La Región Sur exhibe una transición hacia los montos del Clima Actual durante otoño e invierno, la cual es más rápida en el caso B2. Durante el verano las pérdidas de pluviosidad son del orden de 40% reduciéndose en primavera a un 25%.
- La Región Austral presenta pérdidas estivales de un 25%, pero se normaliza hacia el invierno, y existe un leve aumento en el extremo sur que prevalece todo el año.

Al igual que en el caso de las temperaturas medias se intentó una validación de las salidas del modelo PRECIS para el Clima Actual comparando con observaciones. En general la salida de PRECIS sobreestima la precipitación en el terreno elevado lo que puede tener su origen en el efecto de valles angostos representados pobremente en el modelo y en los problemas de medición de la precipitación nival. Sin embargo, los ciclos anuales son bien replicados por el modelo.

4.3 Impacto hidrológico

El clima de Chile continental hacia finales del siglo XXI obtenido a través del modelo regional PRECIS presenta cambios significativos en temperatura y precipitación, sobre todo bajo el escenario más severo (SRES A2). Parece apropiado intentar un resumen somero de ellos en aquellos aspectos que tienen mayor impacto sobre los recursos hídricos.

Hay dos aspectos que destacan, uno derivado del cambio en temperaturas y otro de los cambios en precipitación. El primero dice relación con la reducción del área andina capaz de almacenar nieve entre las estaciones del año. Considerando que la isoterma de 0°C sufre un alza de altura por el proceso de calentamiento, las crecidas invernales de los ríos con cabecera andina se verán incrementadas por el consiguiente aumento de las cuencas aportantes y la reserva nival de agua se verá disminuída. En la región cordillerana comprendida entre las latitudes 30 y 40°S, que corresponde a las regiones mayor productividad desde el punto de vista silvo-agro-pecuario y en el que se ubica la generación hidroeléctrica del sistema interconectado, hay reducciones del área comprendida dentro de la isoterma cero en todas las estaciones del año, pérdida que es muy significativa durante los cuatro primeros meses del año calendario.

Por otra parte, en cuanto a la pluviometría, con excepción de la región altiplánica en verano y el extremo austral en invierno, dominan las disminuciones. Cabe notar que en la estación invernal todo el territorio nacional comprendido entre 30 y 40°S ve disminuídas sus precipitaciones. La pérdida también se extiende al período estival por todo el territorio comprendido entre 38 y 50°S y aún más al norte por el sector andino.

Tales disminuciones pluviométricas se suman a la elevación de la isoterma cero para ofrecer un cuadro particularmente preocupante en las regiones Centro y Centro Sur.

5. Variaciones del nivel del mar

Con relación al cambio climático, la causa más importante, que da cuenta de alrededor de un 80% de la variación observada en el último siglo, es la expansión o dilatación térmica del agua que implica un cambio en su densidad. En el Tercer Informe del IPCC se estimó entre 110 a 430 mm para el año 2100 el alza media global originada en la expansión térmica del agua. Entre los modelos usados se incluyó el HadCM3 con forzamiento por diferentes gases invernadero, aerosoles (efectos directo e indirecto) y cambios de ozono troposférico, pero en general el valor promedio presenta variaciones regionales por las causas ya comentadas y distintos modelos AOGCM no muestran similitud en sus detalles.

Frente a la costa de Chile existe una disminución general desde el sector norte, con algo más de 20 cm, hasta el mar circumpolar donde las alzas bordean los 10 cm. Este último rasgo es reproducido por la mayoría de los AOGCM. Combinando la información disponible se obtienen para el litoral chileno hacia fines del presente siglo alzas entre 28 y 16 cm, bajo el escenario A2 y entre 24 y 14 cm para el escenario B2.

Indice Informe Final

	Pg
1. Introducción	1
2. Evaluación de observaciones	4
2.1 Ciclo estacional medio	4
2.1.1 Precipitación	4
2.1.2 Temperatura	4
2.2 Tendencias climáticas	5
2.2.1 Precipitación	5
2.2.2 Regimen térmico superficial	7
2.2.3 Regimen térmico en la troposfera	8
2.2.4 Cambios en la frecuencia de condiciones térmicas extremas	9
3. Validación del modelo forzante de gran escala	11
3.1 Generalidades	11
3.2 Campo de presión atmosférica media a nivel del mar	12
3.3 Altura de geopotencial a 200 hPa y magnitud del viento	16
3.4 Precipitación	16
3.5 Sección vertical de temperatura, humedad específica y velocidad vertical	20
3.6 Temperatura superficial del mar	20
3.7 Variabilidad de la precipitación y la presión a nivel del mar	20
4. Estimaciones para períodos intermedios(2011-2030 y 2046-2065)	26
4.1 Introducción	26
4.2 Campo de presión atmosférica	26
4.3 Vientos en el nivel de 200 hPa	31
4.4 Cortes meridionales de temperatura y velocidad vertical a 100°W	31
4.5 Campos de temperaturas superficiales	34
4.6 Precipitaciones	34
5. Cambios climáticos regionales para fines del siglo XXI	39
5.1 Generalidades	39
5.2 Mapas de temperatura superficial media estacionales	41
5.3 Mapas de precipitación acumulada media estacional	45
5.4 Cortes zonales (W-E) de precipitación y temperatura	49
5.5 Vientos en superficie (a 2 m de altura)	49
5.6 Caracterización de la variabilidad climática	50
5.7 Comentarios finales	50
ANEXO 1: Cambios en el nivel del mar	53
A.1 Generalidades: factores que afectan el nivel medio del mar	53
A.2 Variaciones observadas	54
A.3 Variaciones asociadas al futuro cambio climático	54
A.4 Proyección del alza del nivel medio del mar	54
A.5 Variaciones frente a la costa de Chile	56
A.6 Discusión	57
ANEXO A: Modelo Global acoplado HadCM3	59
ANEXO B: Modelo Regional PRECIS	62

1. Introducción

El objetivo principal de los Términos de Referencia del llamado a licitación de CONAMA fue la estimación de escenarios climáticos para diferentes regiones de Chile durante el siglo XXI, particularmente en el periodo 2071-2100, asociados a un cambio climático global que se espera como resultado de un incremento sostenido de los gases de efecto invernadero. Sin embargo, junto a este objetivo se solicitaron otros aspectos secundarios como una evaluación de datos climáticos observados en décadas recientes, estimaciones de los cambios climáticos en períodos intermedios dentro del siglo XXI y estimaciones para los cambios en el nivel del mar.

Alrededor de una decena de modelos numéricos de circulación general de la atmósfera y de los océanos han sido desarrollados y aplicados con el propósito de evaluar los cambios climáticos a nivel global y su información ha sido puesta a disposición de la comunidad internacional. Todos ellos están basados en una formulación matemática de las leyes físicas y procesos fundamentales que gobiernan el comportamiento del sistema climático terrestre, la que integrada a partir de un estado inicial y forzada por la radiación solar dan lugar a variaciones similares a las observadas en el clima. Tales modelos reproducen de manera aceptable los campos globales de algunas variables como presión atmosférica, viento y temperatura, tanto en la distribución geográfica de sus valores medios como sus variaciones estacionales (ciclo anual). Otras, como la nubosidad y precipitación, tienen un mayor grado de incertidumbre. Muchos inconvenientes derivados de una escasa precisión se ven aliviados cuando el objetivo es la determinación de diferencias climáticas entre condiciones o momentos distintos, como es el caso de este estudio donde se intenta evaluar el impacto climático de una composición atmosférica más rica en gases con efecto invernadero (GEI). Sin embargo, la mayor desventaja de los modelos globales deriva de una resolución espacial (centenas de kilómetros) que al momento de ser utilizados para análisis de impacto resulta ser muy pobre, particularmente en el caso de regiones costeras o con importantes variaciones de relieve, como es el caso de Chile donde a la presencia de las Cordilleras de la Costa y de los Andes se une el escaso desarrollo W-E del territorio nacional que resulta similar a la resolución actual de los modelos globales.

El proceso de derivar información con mayor detalle espacial se conoce como “downscaling” y la variante más concordante con los fundamentos de la modelación global es el downscaling dinámico. La opción simple de interpolar espacialmente los resultados de los modelos de baja resolución no agrega información adicional y puede conducir a conclusiones erróneas. Por otra parte, suplementar la información de baja resolución con datos observacionales no conduce a una predicción de condiciones futuras a menos que se asuma la validez de relaciones estadísticas de la actualidad al aplicarlas a un clima futuro modificado por mayores concentraciones de GEI. En el caso del downscaling dinámico el dominio de cálculo es de alcance regional pero descrito con mejor resolución (50, 25 km o menos) y la compatibilidad con el modelo global se logra imponiendo la evolución de éste en los bordes laterales de la región. Uno de los mayores beneficios de alta resolución espacial es una descripción más fidedigna del relieve.

En este trabajo se usó el modelo regional PRECIS (**P**roviding **R**egional **C**limates for **I**mpact **S**tudies), desarrollado por el Hadley Center dependiente de la Oficina Meteorológica del

Reino Unido (ver Anexo B). La resolución espacial que se usó fue de 25 km, cubriendo todo el territorio continental, tal resolución es la máxima obtenible, con el modelo PRECIS que no acepta más que un anidamiento. Las condiciones aplicadas en el borde del dominio regional fueron extraídas de las simulaciones globales obtenidas con el modelo atmosférico HadAM3P del Centro Hadley del Reino Unido que a su vez ha sido derivado del un modelo global HadCM3 (ver Anexo A). Este último es un Modelo de Circulación General en que la atmósfera y el océano están acoplados (AOGCM), posee una resolución media de 300x300 km, aproximadamente, y ha sido corrido para simular condiciones en un periodo de una duración superior a 1000 años exhibiendo una deriva pequeña en el clima próximo a la superficie terrestre. Por ello es uno de los modelos recomendados por el IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Recientemente, las salidas de este modelo han sido analizadas en relación a las variaciones interanuales (Fenómeno de El Niño-La Niña) e interdecadales y comparado con otros modelos globales acoplados con resultados muy favorables (Montecinos, 2006, comunicación personal).

El análisis que se solicitó diferencia cinco fajas latitudinales: Norte Grande (18-26°S), Norte Chico (26-32°S), Zona Centro Norte (32-37°S), Zona Centro Sur (37-45°S) y Zona Austral (45-56°S). En la dirección W-E se solicita analizar por separado una zona costera, que incluye la Cordillera de Costa, el Valle Central y la Cordillera de los Andes. Esta última diferenciación obligó a usar la mejor resolución obtenible con el modelo regional PRECIS (25 km). El dominio de cálculo regional efectivo (con información útil) cubrió un rectángulo con lados entre 18°S hasta 55°S de latitud y entre 100°W a 55°W de longitud, el cual fue cubierto por un red regular de puntos con separaciones de 25 km en ambas direcciones en los cuales se evaluaron las variables atmosféricas a intervalos de tiempo pequeños (del orden de un minuto) hasta completar los 30 años de simulación.

Adicionalmente, se solicitó realizar el estudio para dos escenarios de emisiones incluidos en el último informe del IPCC, uno moderado (SRES B2) y otro severo (SRES A2). Este factor significó hacer dos modelamientos regionales para el período de 30 años de la proyección principal solicitada (2071-2100), aparte de un modelamiento regional de 30 años para el clima actual (1961-1990) respecto del cual se evaluaron los cambios en superficie que se asocian a cada escenario (Figura 1.1).

También se realizaron estimaciones para dos períodos intermedios 2011-2030 y 2046-2065 basadas en salidas del modelo global HadCM3 de baja resolución.

Finalmente, se efectuaron estimaciones generales para las variaciones del nivel del mar en base a información proporcionada por los modelos globales acoplados.

Las salidas del modelo, pueden ser accedidas en cada punto del dominio geográfico (con interpolación bidimensional en caso que no se trate de un punto de la grilla) para obtener series de tiempo de distintas variables de interés, incluyendo la temperatura media, máxima y mínima, y la precipitación. Con ellas el usuario puede construir histogramas de distribución empírica para cada variable, pudiendo separar diferentes períodos de interés como estaciones del año (verano, otoño, primavera e invierno) y ajustar funciones de distribución de probabilidad (fdp). Así, para cada punto de grilla y variable, se contará con 3 fdp: una del clima actual y 2 del clima futuro en el período 2070-2100 (para dos

escenarios S-A y S-B), lo que permitirá estimar los cambios no solo en los valores medios sino que también en los valores extremos.

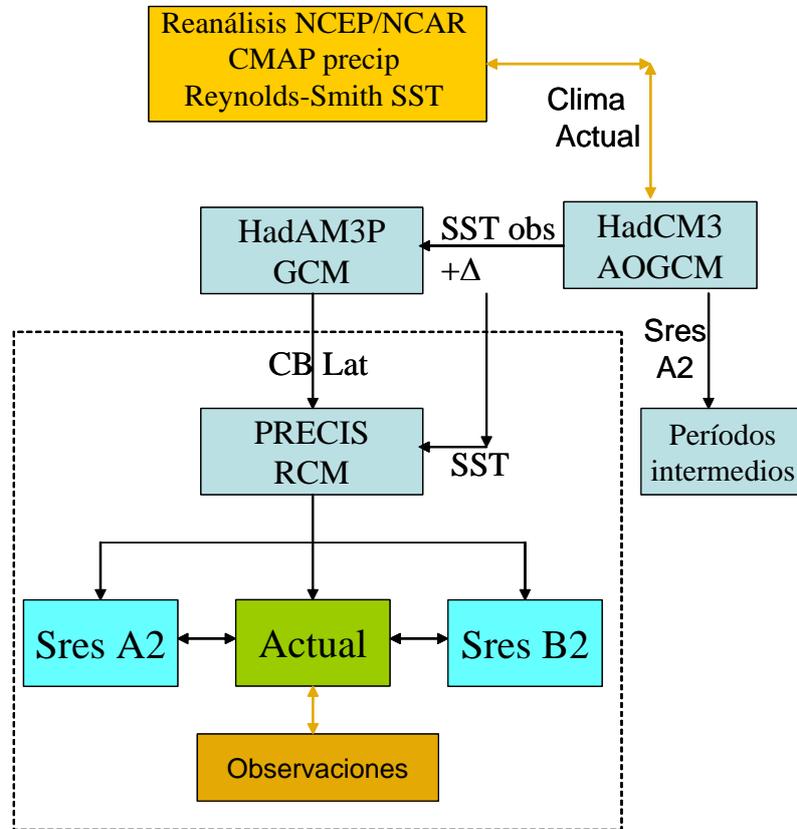


Fig. 1.1: Relaciones entre modelos globales y regionales (celeste), validación con observaciones (amarillo) y comparaciones entre salidas de PRECIS (azul y verde).

2. Evaluación de observaciones

2.1 Ciclo estacional medio

Esta sección hace uso de información proporcionada por la Dirección Meteorológica de Chile, la Dirección General de Aguas y el Servicio Meteorológico de la Armada.

2.1.1 Precipitación

A lo largo de Chile se distinguen tres tipos de distribución de la precipitación en el año. En las Regiones Central y Centro-Sur existe un ciclo anual bien definido caracterizado por un máximo invernal y un período estival con un monto significativamente menor que va aumentando hacia el sur. Este régimen se conoce como el régimen mediterráneo y abarca desde los 30°S hasta los 40°S, aproximadamente. La Región Austral que se desarrolla al W de las cumbres andinas se caracteriza por una precipitación abundante en todos los meses del año llegando a acumular varios metros en el año, pero en la ladera oriental los montos disminuyen en aproximadamente un orden de magnitud. Un tercer tipo de ciclo, con precipitaciones modestas (algunas centenas de mm al año) concentradas en verano, es propio de la zona altiplánica del Norte Grande (con altitudes que exceden los 3000 m), pero en cotas inferiores domina una extrema aridez desde el límite norte del país hasta los 27°S. A lo largo de la costa los montos anuales alcanzan los 100 mm a la latitud de La Serena, sobrepasan los 1000 mm en Concepción, los 2000 en Valdivia y los 3000 mm en Chiloé. El máximo se registra en las islas Guairelo con 7000 mm y decrecen hacia el sur para registrar unos 1200 mm en el Cabo de Hornos.

Los ciclos anuales observados así como las magnitudes de la precipitación anual se ilustran en la Figura 5.2 en que se comparan con las salidas de PRECIS.

2.1.2 Temperatura

Por otra parte las temperaturas del litoral presentan una variación modesta en relación a la variación en latitud por la influencia oceánica. Variando en promedio anual entre unos 6°C en el extremo austral, 15°C en la costa central y 17°C en la I Región. El factor que más influye en las diferencias térmicas es el relieve, mediante la disminución altitudinal y al impedir el acceso del aire marino hacia las cuencas y la depresión central.

En general el ciclo anual sigue la declinación solar con meses invernales con menor temperatura que los de verano particularmente en latitudes mayores.

Los ciclos anuales observados así como las magnitudes de la temperatura anual se ilustran en la Figura 5.1 en que se comparan con las salidas de PRECIS.

2.2 Tendencias climáticas

En esta sección se realiza una síntesis de resultados obtenidos en diversos estudios relacionados con la evaluación del cambio climático en Chile durante las décadas más recientes. Estos se refieren principalmente al régimen de precipitación (Aceituno et al., 1992; Quintana, 2004; Quintana y Aceituno, 2006), temperatura media a nivel de superficie (Aceituno et al., 1992; Rosenbluth et al., 1997), temperaturas máxima y mínima diaria (Rosenbluth et al., 1997; Boisier y Aceituno, 2006), estructura vertical de la temperatura en estaciones aerológicas (Aceituno et al., 1992, Boisier y Aceituno, 2006) y eventos extremos de temperatura (Villaruel et al., 2006).

2.2.1 Precipitación

Durante el siglo XX se verificó una significativa disminución de la precipitación en la región subtropical de Chile (Aceituno et al., 1992). Esta situación contrasta fuertemente con lo ocurrido en el margen oriental de la región subtropical del continente donde la precipitación ha mostrado un significativo incremento desde mediados del siglo XX. En un estudio reciente (Quintana, 2004) se muestra que la evolución de la precipitación en Chile, al sur de 30°S, esta condicionada por una fuerte variabilidad en la escala de tiempo decadal, la cual se vincula a cambios en esa misma escala en la Oscilación del Sur (y de la frecuencia de eventos El Niño y La Niña) así como en las condiciones atmosféricas y oceánicas en toda la cuenca del Pacífico (Oscilación Decadal del Pacífico). Los resultados más significativos de ese estudio fueron recientemente presentados en un congreso internacional (Quintana y Aceituno, 2006). En la Figura 2.1 se muestran los cambios en la tendencia lineal de la precipitación anual al considerar periodos móviles de 30 años entre 1930 y 2000. En la región entre 30°S y 39°S se aprecia el predominio de una tendencia negativa hasta aproximadamente 1970. El aumento de la frecuencia de inviernos relativamente lluviosos en las décadas posteriores contribuyó a revertir la tendencia decreciente en esta región, estableciéndose una tendencia positiva que alcanzó su mayor intensidad en el período 1955 – 1985. La evolución del régimen pluviométrico en la región centro-sur y sur del país ha sido marcadamente diferente a la observada en la región subtropical. En la Figura 2.1 se aprecia que la significativa tendencia positiva que fue dominante en esta región hasta mediados de los años 70 dio paso en las décadas más recientes a una tendencia decreciente que se ha mantenido hasta ahora.

La Figura 2.2 resume la situación en el periodo 1970 – 2000, en el cual la precipitación se mantuvo aproximadamente estacionaria en las regiones IV, V y Metropolitana (30°S – 33°S). Mas hacia el sur se aprecia la existencia de una tendencia negativa, particularmente bien definida entre las regiones VIII y XI (39°S - 45°S).

El análisis de los cambios en el comportamiento de la precipitación diaria se encuentra en desarrollo. Sin embargo, resultados preliminares presentados en Quintana (2004) sugieren que la disminución de la precipitación en la región centro-sur del país durante las décadas más recientes se asocia con una disminución de la frecuencia de días con precipitación así como de la intensidad de la precipitación en los días con lluvia.

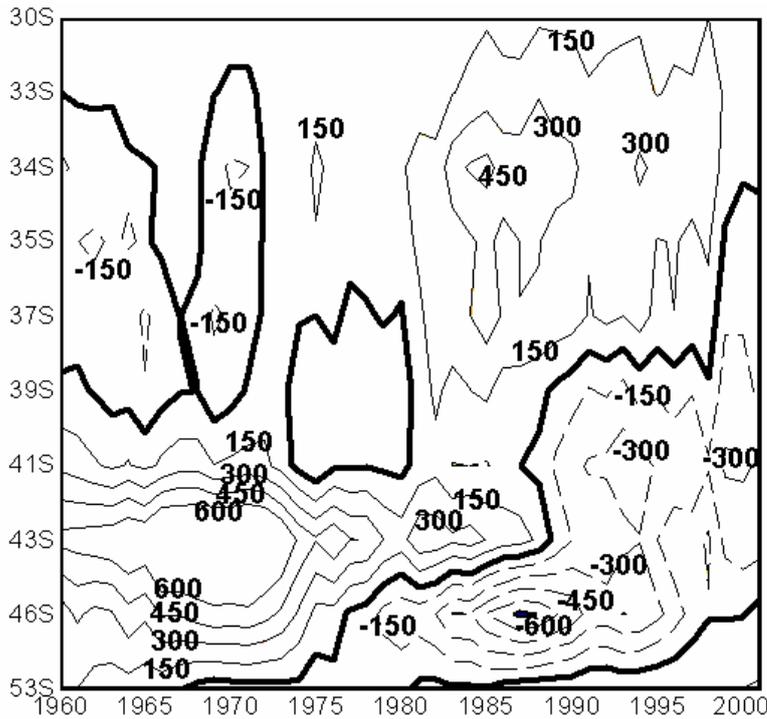


Figura 2.1 Tendencia lineal de precipitación anual (mm/30 años) calculada para índices regionales de precipitación sobre periodos móviles de 30 años entre 1930 y 2000 (Fuente: Quintana y Aceituno, 2006)

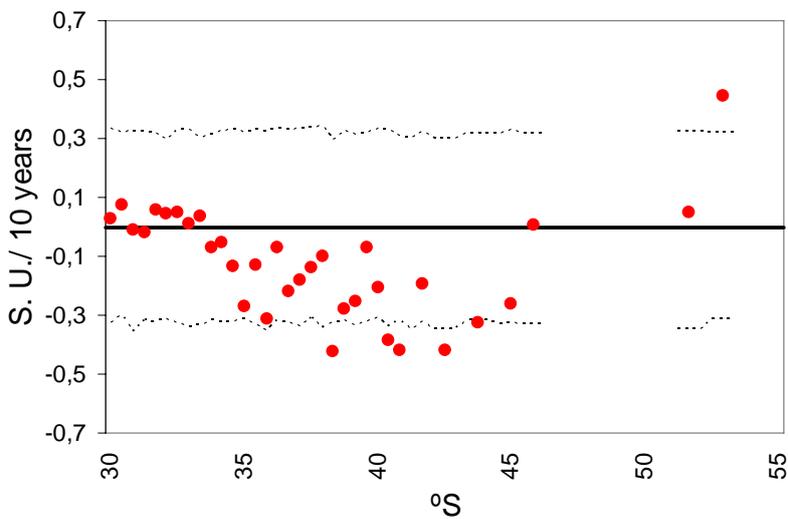


Figura 2.2. Tendencia lineal de precipitación anual en estaciones chilenas al sur de 30°S durante el periodo 1970 - 2000, expresadas como cambio en valores normalizados por cada 10 años. La línea de puntos indica los límites de los valores positivos o negativos de tendencia que son estadísticamente significativos a un nivel de 95% (Fuente: Quintana y Aceituno, 2006).

2.2.2 Régimen térmico superficial

Estudios de los cambios en la temperatura media a nivel de superficie a lo largo de la costa extratropical de Sudamérica realizados durante la década de 1990 (Aceituno et al., 1992; Rosenbluth et al., 1997), mostraron que a partir de la década de 1940 o 1950 estuvo caracterizado por un régimen térmico relativamente estacionario con excepción de la región centro-sur donde se observó un marcado descenso de la temperatura media. Esta situación fue interrumpida por un aumento relativamente abrupto a mediados de la década de 1970, que se asocia a un cambio de fase de la Oscilación Decadal del Pacífico. Actualmente se encuentra en desarrollo un análisis de las tendencias en los regímenes de temperaturas extremas diaria (máxima - mínima) en el periodo a partir de 1960. Resultados preliminares sugieren que el régimen térmico superficial se ha mantenido relativamente estacionario durante las décadas más recientes, con excepción de la región comprendida entre Santiago y Concepción donde se aprecian aumentos de $+0.05^{\circ}\text{C}/\text{década}$ y de $+0.18^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en los promedios anuales de temperatura máxima y mínima, respectivamente. El cambio de régimen térmico a mediados de la década de 1970 se aprecia claramente en la evolución de los valores medios anuales de temperaturas extremas diarias en estaciones de las regiones norte y central del país, como se aprecia en la Figura 2.3. El cambio de tipo "peldaño" en el régimen térmico en esta región tiene un efecto notable en el cálculo de tendencias lineales, como se ilustra en la Tabla 2.1. Así, las tendencias calculadas sobre el periodo 1961-2004 indican valores del orden de $+0.3^{\circ}/\text{década}$ a $+0.4^{\circ}/\text{década}$ para los promedios anuales de temperatura mínima, respectivamente. Sin embargo al considerar la evolución de la temperatura mínima durante los periodos 1961-76 y 1977-2004 las tendencias resultantes son mayoritariamente negativas.

Tabla 2.1: Tendencias lineales para los promedios anuales de temperaturas extremas diarias (máxima y mínima) durante los periodos indicados. (Ref: Boisier y Aceituno, 2006).

Max. Min. Temp.	1961-2004	1961-1976	1977-2004
Arica	-0.06 0.35	-0.38 -0.33	-0.55 0.25
Iquique	-0.11 0.26	-0.18 0.20	-0.61 -0.04
Antofagasta	0.00 0.39	-0.28 -0.16	-0.17 -0.05
Copiapó	0.07 0.39	-0.46 -0.14	-0.02 -0.02
Vallenar	-0.03 0.34	-0.44 0.07	-0.20 -0.20
La Serena	-0.01 0.27	-0.39 0.00	-0.26 -0.03

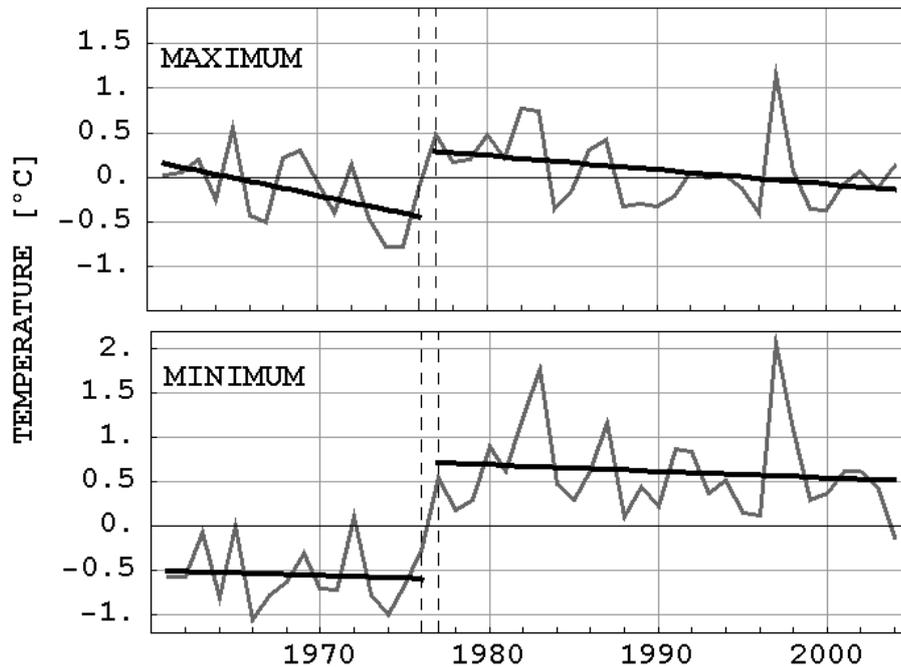


Figura 2.3. Promedios de anomalías de temperaturas medias anuales (temperatura máxima y mínima diaria) en las estaciones de Antofagasta, Copiapó, Vallenar y La Serena. Las anomalías se calcularon respecto a los promedios del periodo 1961-1990. Las líneas gruesas representan las tendencias lineales en los periodos 1961-76 y 1977 – 2004.

1.3 Régimen térmico en la troposfera.

La evolución de la temperatura en distintos niveles por encima de la superficie a partir de 1958 fue analizada en Aceituno et al. (1992) a partir de la información recogida en las estaciones aerológicas chilenas (Antofagasta, Quintero, Puerto Montt y Punta Arenas). En términos generales se detectó una tendencia positiva en niveles de 700, 500 y 300 hPa y negativa en niveles por encima de la tropopausa (100, 50 y 30 hPa). En el contexto de un proyecto financiado por el Programa Bicentenario de Ciencia y Tecnología de CONICYT para evaluar en forma integral la variabilidad del sistema climático en Chile (PBCT-ACT-19), se está haciendo una nueva evaluación de tendencias para el periodo posterior a 1976. En la Figura 2.4 se muestran resultados preliminares, correspondientes a la estación aerológica de Antofagasta (23°S). Se aprecia en la figura una tendencia decreciente de la temperatura en la capa límite que contrasta con una tendencia positiva en niveles por encima de la capa de inversión térmica, hasta aproximadamente 300 hPa. Por otra parte, en los niveles superiores de la troposfera y en la baja estratosfera el régimen térmico ha estado caracterizado por una significativa tendencia negativa. Este comportamiento que ha sido reportado para la mayoría de las estaciones aerológicas a nivel mundial, es coherente con lo esperado como resultado de una intensificación del efecto invernadero por causas antropogénicas.

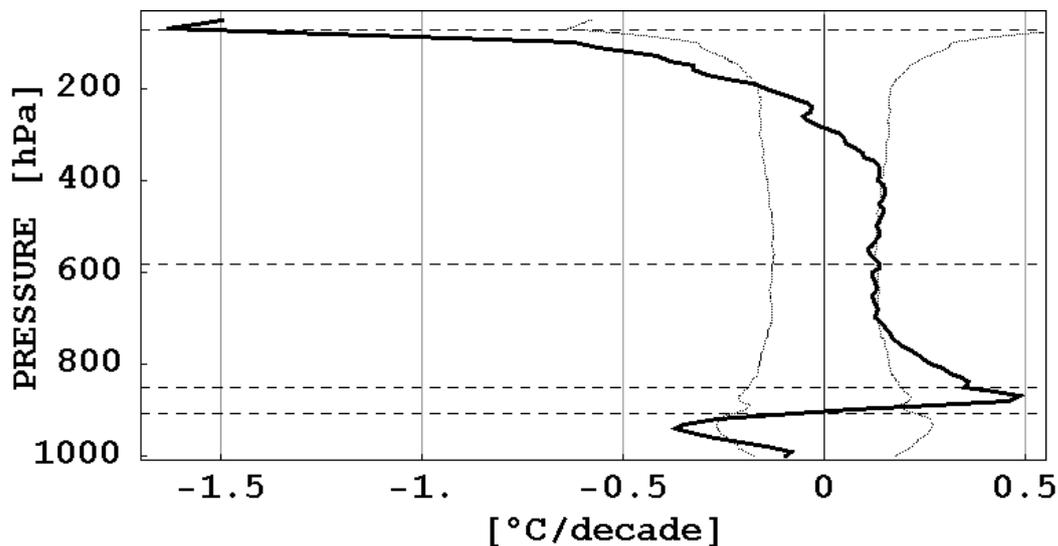


Figura 2.4: Tendencia lineal de la temperatura ($^{\circ}$ /década) desde 1000 hPa hasta 50 hPa sobre Antofagasta (23°S) durante el periodo 1977 - 2005 (línea gruesa). Las líneas delgadas a indican el nivel de significancia de 95% para valores positivos y negativos de tendencia, de acuerdo a un test de Montecarlo. Las líneas segmentadas horizontales indican los niveles de base y tope de la inversión, la isoterma 0°C y la tropopausa.

2.2.4 Cambios en la frecuencia de condiciones térmicas extremas

En un estudio que se está desarrollando en la Dirección Meteorológica de Chile con apoyo del proyecto PBCT-ACT-19, se están analizando series diarias de temperaturas extremas (máxima y mínima) en 16 estaciones chilenas entre 18°S y 53°S , con el objeto de evaluar los cambios en la frecuencia de condiciones térmicas extremas tales como ocurrencia de una temperatura máxima inferior al percentil 10% (día frío) o superior al percentil 90% (día cálido), o de una temperatura mínima inferior a 10% (noche fría) o superior al percentil 90% (noche cálida). Los resultados preliminares muestran que los cambios en la ocurrencia de este tipo de condiciones térmicas está fuertemente modulada por la variabilidad climática asociada a la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP). De este modo, el cambio de fase de la ODP a mediados de la década de 1970 se tradujo en un aumento relativamente abrupto de la temperatura y en un aumento de la frecuencia de eventos El Niño lo que ha tenido un fuerte impacto en índices de extremos térmicos tales como la frecuencia de noches cálidas, como se ilustra en la Figura 2.5.

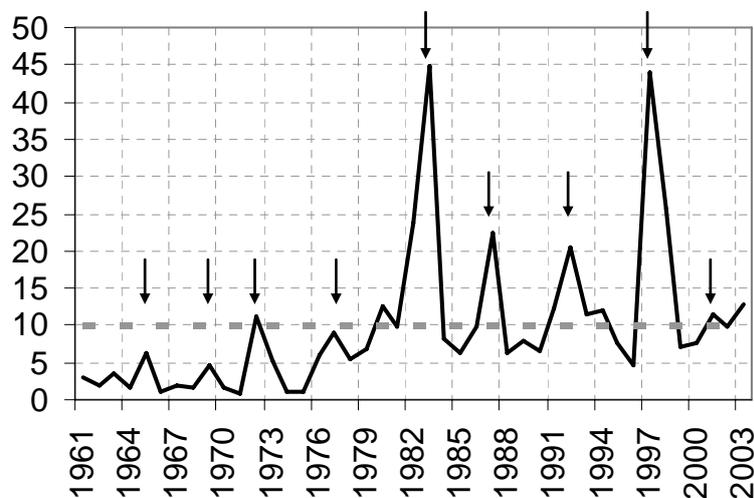


Figura 2.5. Promedio de porcentajes de noches cálidas (T. mínima superior al percentil 90%) en cinco estaciones costeras entre 18°S y 30°S (Arica, Iquique, Antofagasta, Copiapó y La Serena), para cada año entre 1961 y 2003. Las flechas indican la ocurrencia de eventos El Niño (Ref. Villarroel et al., 2006)

Referencias

Aceituno, P., H. Fuenzalida, and B. Rosenbluth, 1992: Climate along the extratropical West coast of South America. Pp. 61-69 en *Earth Systems responses to global change* (Eds. H.A. Mooney, B. Kronberg and E.R. Fuentes), Academic Press.

Boisier, J. P. and P. Aceituno, 2006: Changes in surface and upper-air temperature along the arid coast of northern Chile. *Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE*, p. 227-228.

Quintana, J., 2004: Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal. Tesis de Magíster en Geofísica, Universidad de Chile, 2004.

Quintana J. y P. Aceituno, 2006: Trends and interdecadal variability of rainfall in Chile. *Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE*, p. 371-372.

Rosenbluth, B., H. Fuenzalida, and P. Aceituno, 1997: Recent temperature variations in Southern South America. *Int. J. of Climatology*, 17, 67-85.

Villarroel, B. Rosenbluth B, and P. Aceituno, 2006: Climate change along the extratropical West coast of South America: extreme temperatures. *Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE*, p. 487-489.

3. Validación de modelo forzante de gran escala

3.1 Generalidades

El modelo de gran escala con que se fuerzan indirectamente las simulaciones regionales es el modelo HadCM3 desarrollado en el Hadley Centre de la Meteorological Office del Reino Unido (Gordon et al, 2000). El HadCM3 (Hadley Center Climate Model versión 3) es un modelo acoplado de atmósfera y océano. La componente oceánica del modelo tiene 20 niveles verticales y una resolución horizontal de 1.25 por 1.25 grados. Esta alta resolución permite que la versión 3 del modelo no requiera de ajustes adicionales de flujos de calor y agua dulce al océano para producir una simulación realista (versiones anteriores requerían de ajustes artificiales). La componente atmosférica del HadCM3 tiene 19 niveles en la vertical y una resolución de 2.5 grados en latitud y 3.75 grados en longitud, esto corresponde a aproximadamente 417 x 278 km en el ecuador, que se reduce a 295 x 278 km a 45 grados de latitud. El modelo incluye un esquema radiativo con radiaciones infrarroja (emisión terrestre) y visible (solar), efecto de gases invernadero y aerosoles, interacción con la superficie, procesos de convección y nubes, etc.

Las salidas de este modelo son usadas para forzar en superficie un modelo atmosférico de características similares a las descritas pero de mayor resolución, HadAM3 con el cual se forzaron las simulaciones regionales que se generaron con el modelo PRECIS desarrollado por el mismo centro.

La validación de las salidas del modelo de gran escala se realizó comparando la climatología actual producida por el modelo HadCM3 con aquella derivada de los Reanálisis NCEP/NCAR. Los datos de los Reanálisis de NCEP/NCAR son el resultado de un proyecto para producir estados de la atmósfera basados en datos históricos del período 1948 hasta el presente. Para esto utiliza un sofisticado sistema de asimilación de datos que incorpora una enorme cantidad de observaciones meteorológicas y oceánicas de diversas fuentes. Por lo tanto los datos del Reanálisis NCEP/NCAR corresponden a la mejor estimación del estado atmosférico en la forma de cartas de cobertura global a 17 niveles, cada 6 horas y digitalizadas con una resolución horizontal de 2.5° de latitud por 2.5° de longitud. Estos datos, que en un inicio tenían una cantidad reducida de observaciones sobre el océano Pacífico Sur, poseen información adecuada a partir del año 1979, fecha en que se comenzaron a incluir datos satelitales (Kalnay et al, 1996).

Las variables utilizadas para la validación que se presenta a continuación, corresponden a una simulación de HadCM3 para el clima del siglo XX, tal como fue definida para el informe del Intergovernmental Panel for Climate Change, IPCC. Se debe aclarar que las condiciones que se han utilizado para forzar el modelo regional PRECIS en sus bordes laterales, no corresponden exactamente a esta simulación. Las condiciones de borde de PRECIS se obtuvieron del modelo HadAM3P, que corresponde a la componente atmosférica de HadCM3, corrido a una resolución de 1.24 grados en latitud y 1.88 grados en longitud. A su vez HadAM3P fue forzado en su borde inferior (océano) por temperaturas de superficie del mar observadas para el periodo base (1960-1990), y por resultados de HadCM3 para las simulaciones futuras.

Para los efectos de esta validación se comparan ambas climatologías en el período de 30 años comprendido entre Dic 1961 y Nov 1990, tanto en valores medios como en variabilidad.

3.2 Campo de presión atmosférica media a nivel del mar

La Figura 3.1 muestra los campos medios de presión atmosférica a nivel del mar obtenidos de los Reanálisis (columna izquierda) y del modelo HadCM3 (columna derecha) para las cuatro estaciones del año definidas de arriba-abajo por trimestres de la manera siguiente: Dic-Ene-Feb para el verano, Mar-Abr-May para el otoño, Jun-Jul-Ago para el invierno y Sep-Oct-Nov para la primavera. El sector geográfico mostrado se extiende desde el ecuador a los 80°S de latitud y desde los 180°W a 40°W de longitud. El intervalo entre isóbaras es de 2.5 hPa.

Los dos elementos climáticos fundamentales de la carta de superficie para el territorio continental son el anticiclón subtropical sobre el Océano Pacífico oriental y la región de los vientos oeste en latitudes medias. La comparación entre las figuras de ambas columnas muestra una similitud apreciable con la excepción de algunos detalles que se comentan a continuación.

Existe una discrepancia importante sobre la región altiplánica en la cual los Reanálisis señalan un dominio de presiones relativamente altas en contraste con el modelo HadCM3 que exhibe presiones relativamente bajas en todas las estaciones del año. Tal diferencia es espuria porque se origina en la forma seguida para reducir presiones al nivel de mar sobre un terreno que supera los 3500 m de altitud.

Una segunda diferencia se produce en la profundidad de la vaguada circumpolar del modelo, que muestra valores inferiores en unos 7.5 hPa, salvo en el caso de primavera. Aunque la vaguada está fuera del dominio de interés, genera un mayor gradiente isobárico en el dominio de los vientos oeste, particularmente en la estación de invierno en la cual además induce una amplia vaguada de eje meridional que ya se insinúa durante el otoño.

El anticiclón subtropical del Océano Pacífico oriental está bien simulado en cuanto a posición e intensidad a lo largo del año.

La Figura 3.2 muestra las diferencias de presión a nivel del mar entre el modelo HadCM3 y los Reanálisis para las cuatro estaciones y sobre toda la región a través del sombreado a color y según la escala insertada al pie de la figura. Las figuras incluyen las isóbaras de la modelación. Como era de esperar las mayores diferencias se presentan sobre las regiones oceánicas australes (y el Altiplano) con valores negativos (presiones más bajas en el modelo HadCM3) que exceden localmente los 10 hPa en invierno debido a la vaguada amplia ya mencionada. Sobre el territorio continental hay regiones con valores levemente positivos, pero en general la simulación ajusta bien las observaciones. Con el fin de apreciar mejor las variaciones del gradiente meridional de presión, la Figura 3.3 muestra en un corte meridional a los 100°W de longitud la variación latitudinal de la presión al nivel del mar para las dos estaciones extremas del ciclo anual (invierno, arriba y verano abajo).

Presión a Nivel del Mar [hPa]

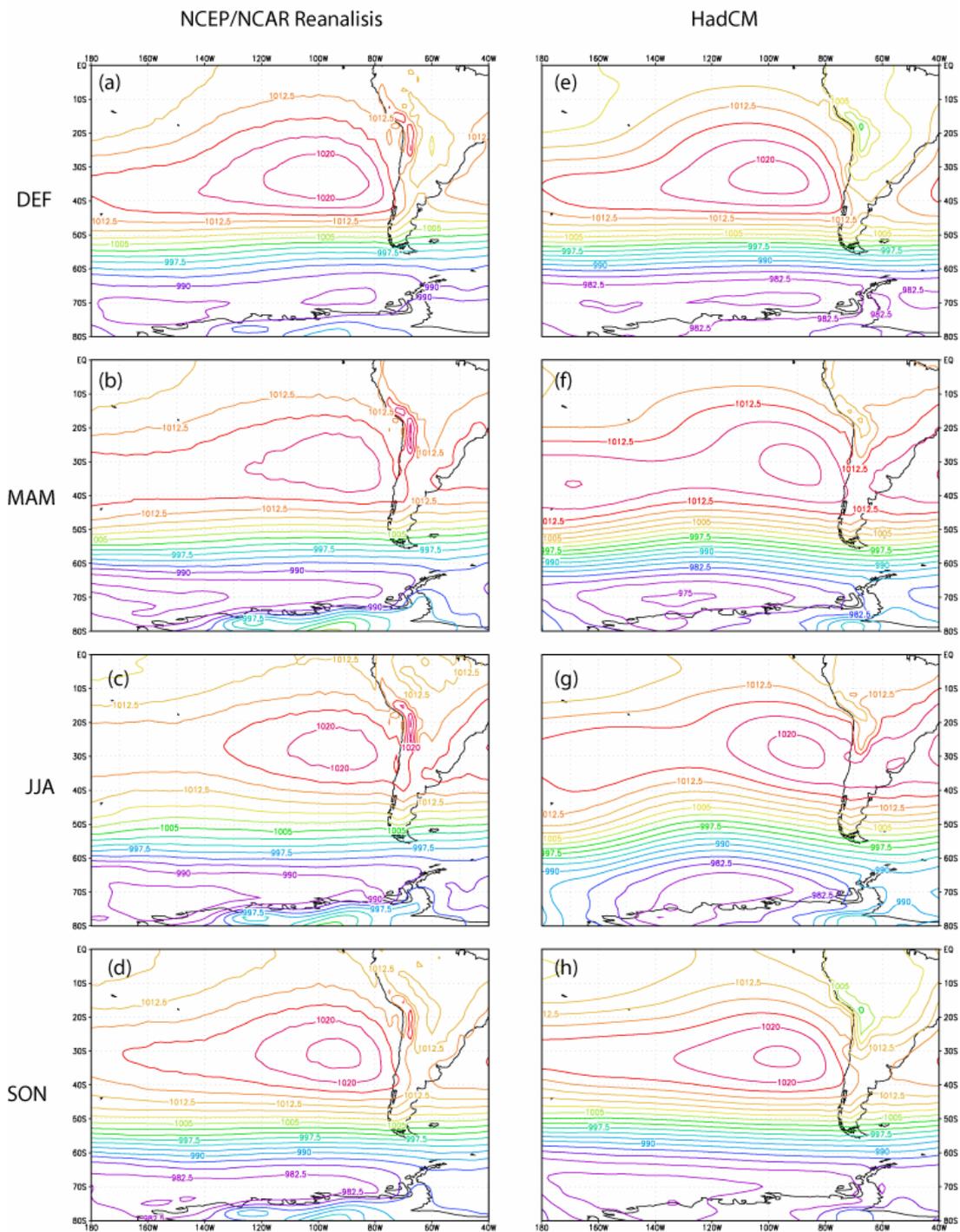


Figura 3.1. Campos promedio estacionales de la presión a nivel del mar, obtenidos de los Reanálisis del NCEP/NCAR (a la izquierda) y modelo HadCM3 (a la derecha).

HadCM Presion a Nivel del Mar [hPa]

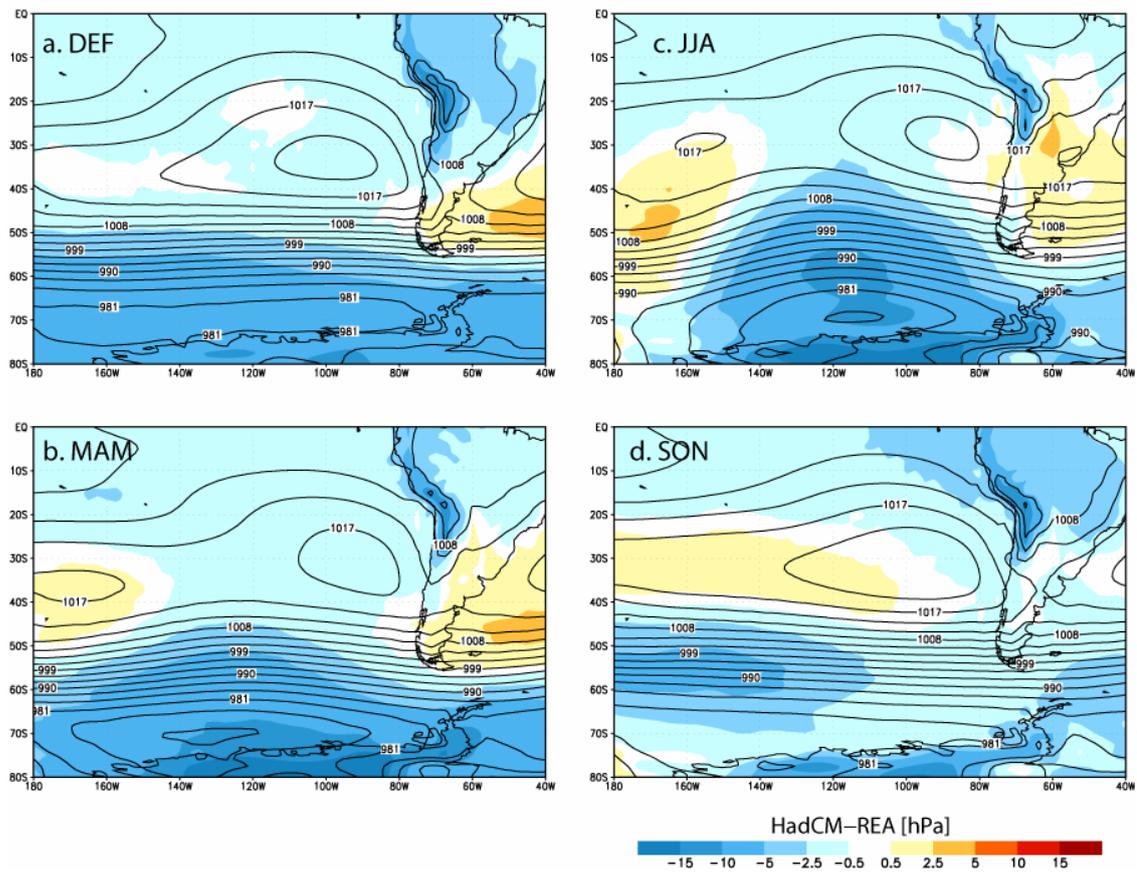


Figura 3.2: Campos promedios estacionales de la presión a nivel del mar, obtenidos del modelo HadCM3 (contornos cada 2 hPa). El sombreado indica la diferencia entre el campo de presión obtenido del modelo HadCM3 y los Reanálisis NCEP/NCAR de acuerdo a la escala mostrada al pie.

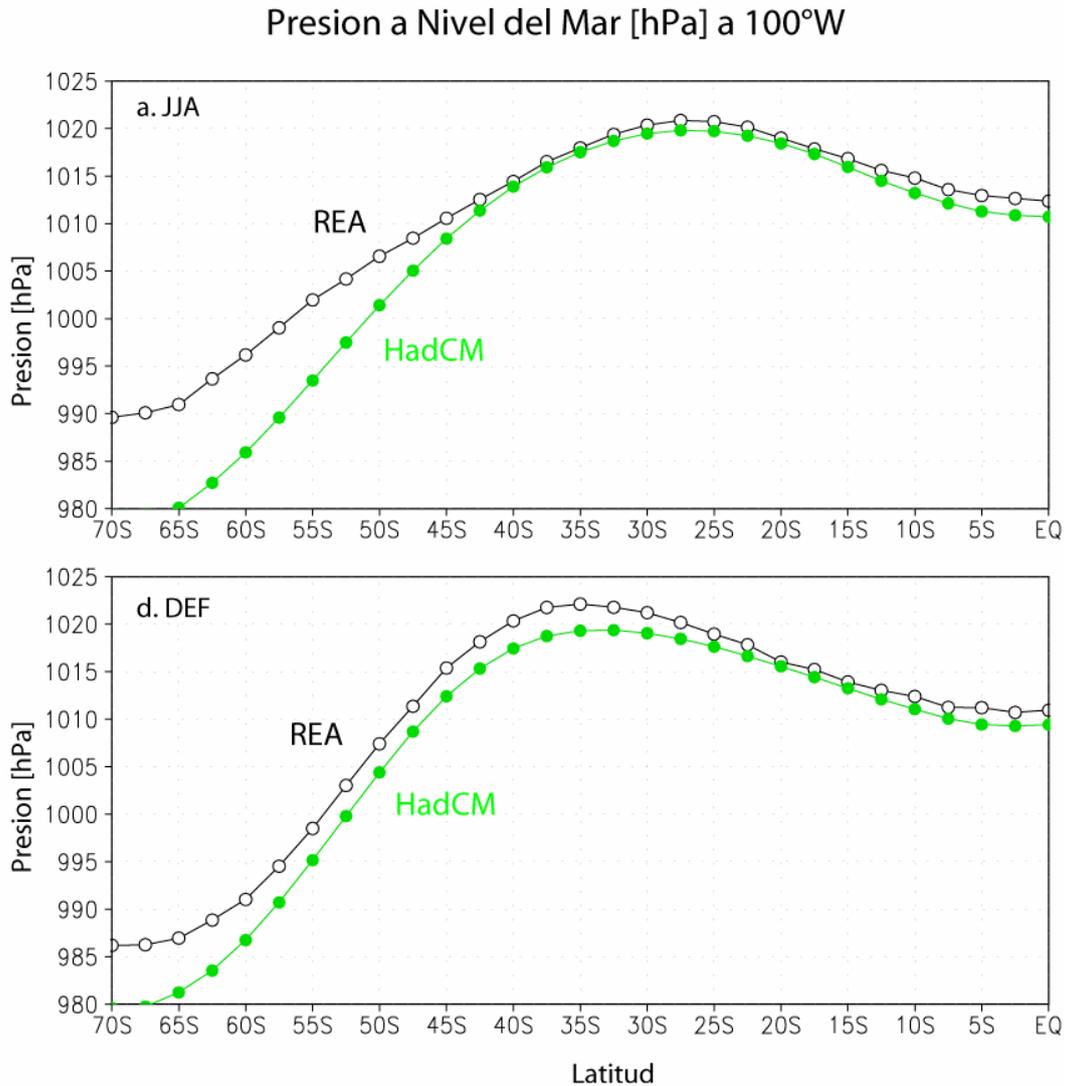


Figura 3.3: Corte meridional a 100°W de la presión a nivel del mar para la estación de invierno (panel superior) y verano (panel inferior). La curva verde (círculos llenos) indica el promedio estacional obtenido con el modelo HadCM3 y la curva negra (círculos abiertos) indica el promedio estacional obtenido con los Reanálisis NCEP/NCAR.

Como se puede apreciar hasta los 55°S de latitud en verano ambas curvas son sensiblemente paralelas, pero en invierno y al sur de 40°S sus pendientes se diferencian de manera creciente con lo que el viento geostrófico zonal resultará sobreestimado en la modelación.

3.3 Altura geopotencial a 200 hPa y magnitud del viento

La Figura 3.4 muestra las cartas de altura en el nivel de 200 hPa y las isotacas correspondientes por áreas coloreadas para señalar la posición de los ejes de las corrientes en chorro. El ordenamiento de las figuras es análogo al de la Figura 2.1. Los campos de geopotencial son muy similares a lo largo del año, con diferencias de gradientes que se aprecian solamente a través de las isotacas que en general muestran que en la modelación los vientos son algo más intensos. En invierno y primavera, y en menor grado en otoño, la corriente en chorro subtropical se aprecia bien definida y en similar latitud, aunque un poco más intensa en la modelación. En verano la modelación muestra una faja zonal de vientos superiores a 30 m/s que cruza el Pacífico y que no aparece en los Reanálisis

3.4 Precipitación

En la Figura 3.5, y siempre con el mismo ordenamiento de las figuras anteriores, se presentan los campos de precipitación expresada en milímetros acumulados en cada mes. El modelo HadCM3 da cuenta de manera muy ajustada de la distribución geográfica de la precipitación en los Reanálisis, particularmente a lo largo del litoral chileno, salvo durante el verano y otoño en la región árida del norte. Otro punto de discrepancia corresponde a las precipitaciones estivales sobre el Altiplano que aparecen disminuidas y algo desplazadas hacia el Este en la modelación. El máximo de precipitaciones sobre la zona austral (Aysén) queda muy bien replicado con montos superiores en la estación de invierno. Cuantitativamente el máximo de Aysén corresponde a un total entre 2400 y 3000 mm en un año y sobre el Altiplano a unos 300 mm en los 3 meses estivales; ambas cifras se comparan favorablemente con los registros observados. Sin embargo, cuando se les compara con datos que combinan observaciones de pluviómetros, satélites y modelos conocidos como CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin, 1997) resulta que el HadCM3 sobreestima significativamente lo observado como se muestra en la Figura 3.6: en el caso altiplánico de 50 a 100% y en el caso de Aysén en un 30%, tanto durante el verano como invierno. Estas diferencias provienen fundamentalmente de la ubicación de los máximos de diferente origen que no siempre coinciden exactamente.

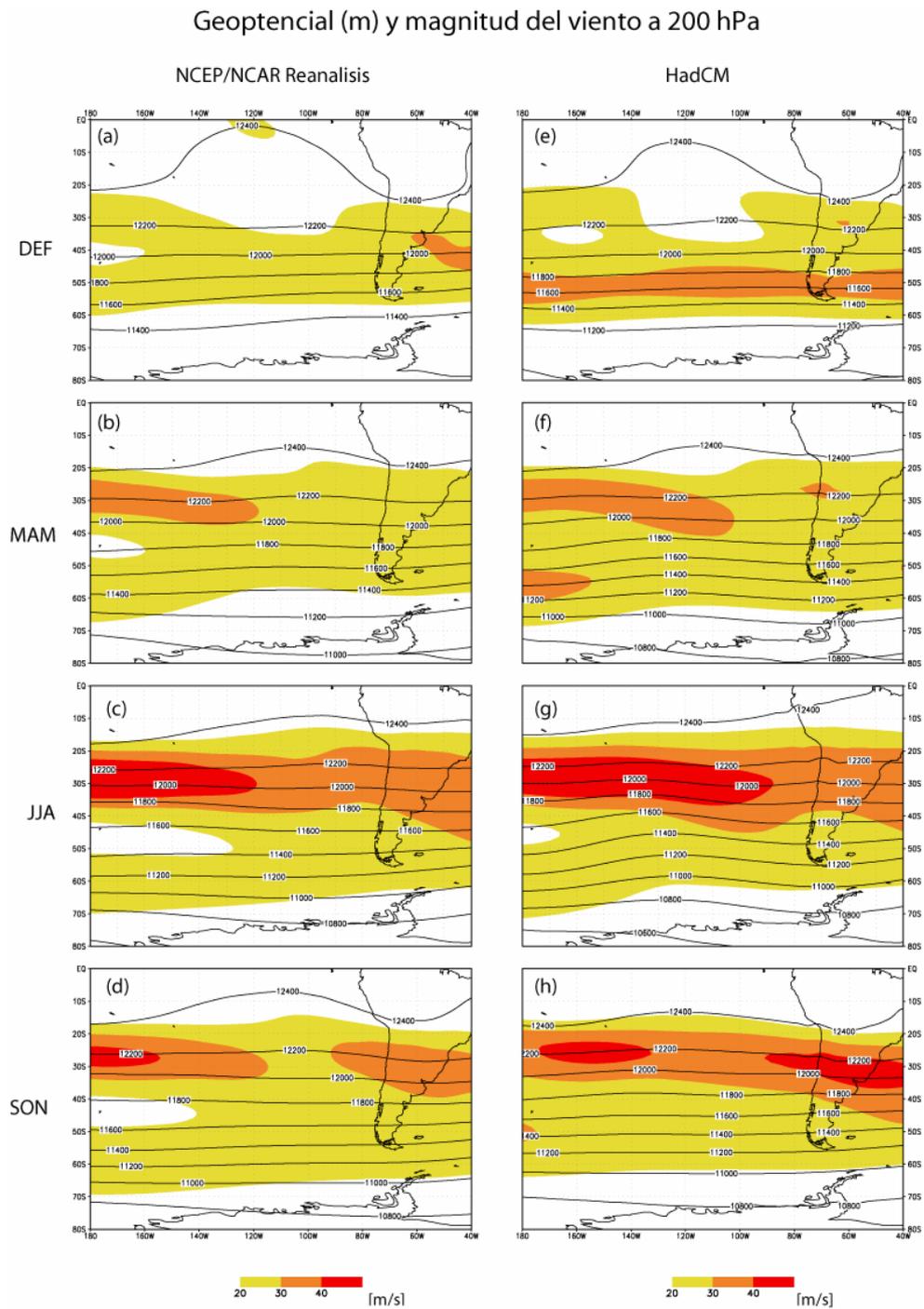


Figura 3.4: Campos promedio estacionales de la altura geopotencial (contornos) y magnitud del viento (colores de acuerdo a la escala al pie) obtenidos de los Reanálisis del NCEP/NCAR (a la izquierda) y modelo HadCM3 (a la derecha).

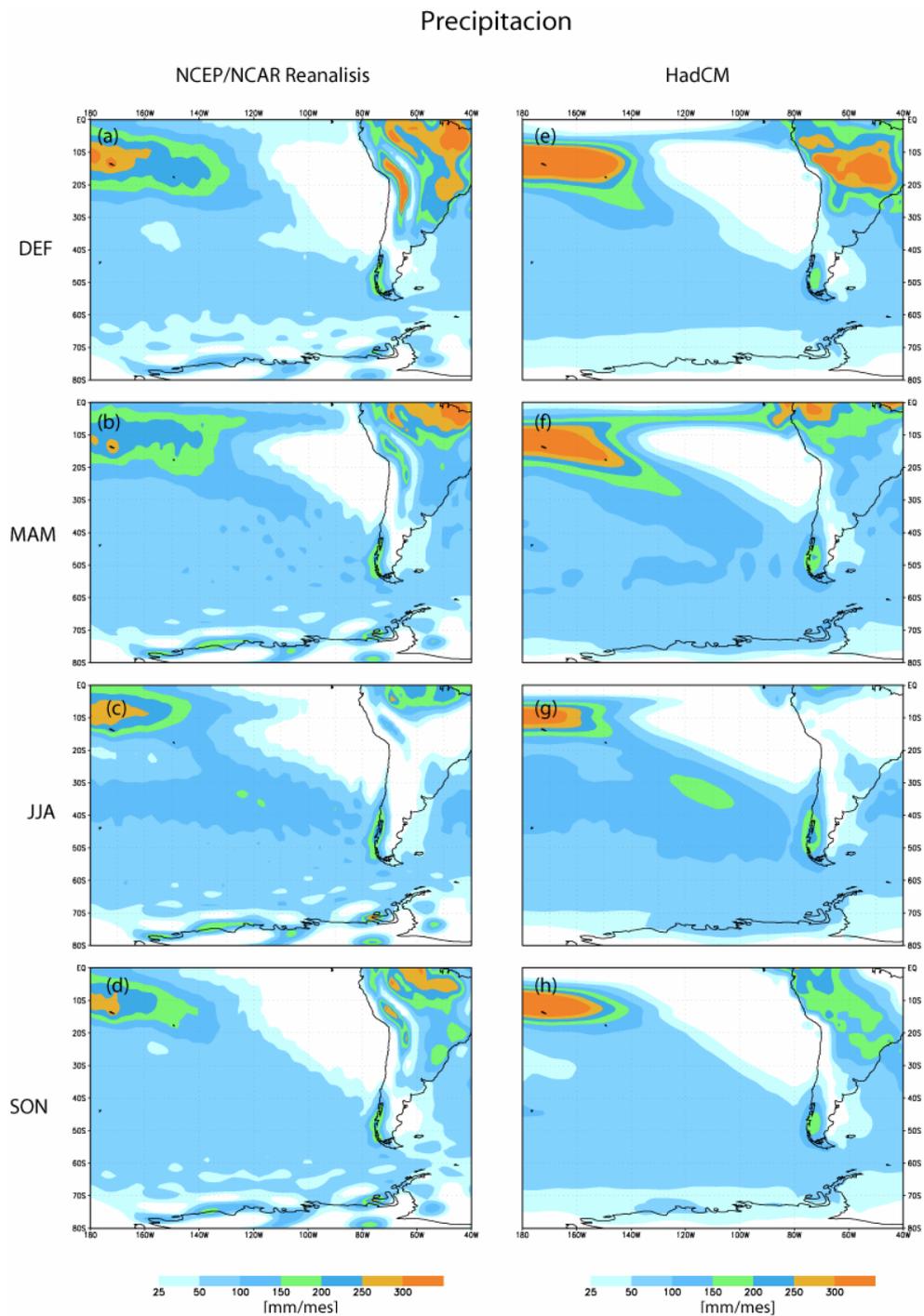


Figura 3.5: Campos promedio estacionales de la precipitación (colores de acuerdo a la escala al pie) obtenidos de los Reanálisis del NCEP/NCAR (a la izquierda) y modelo HadCM3 (a la derecha).

HadCM Precipitación [mm/mes]

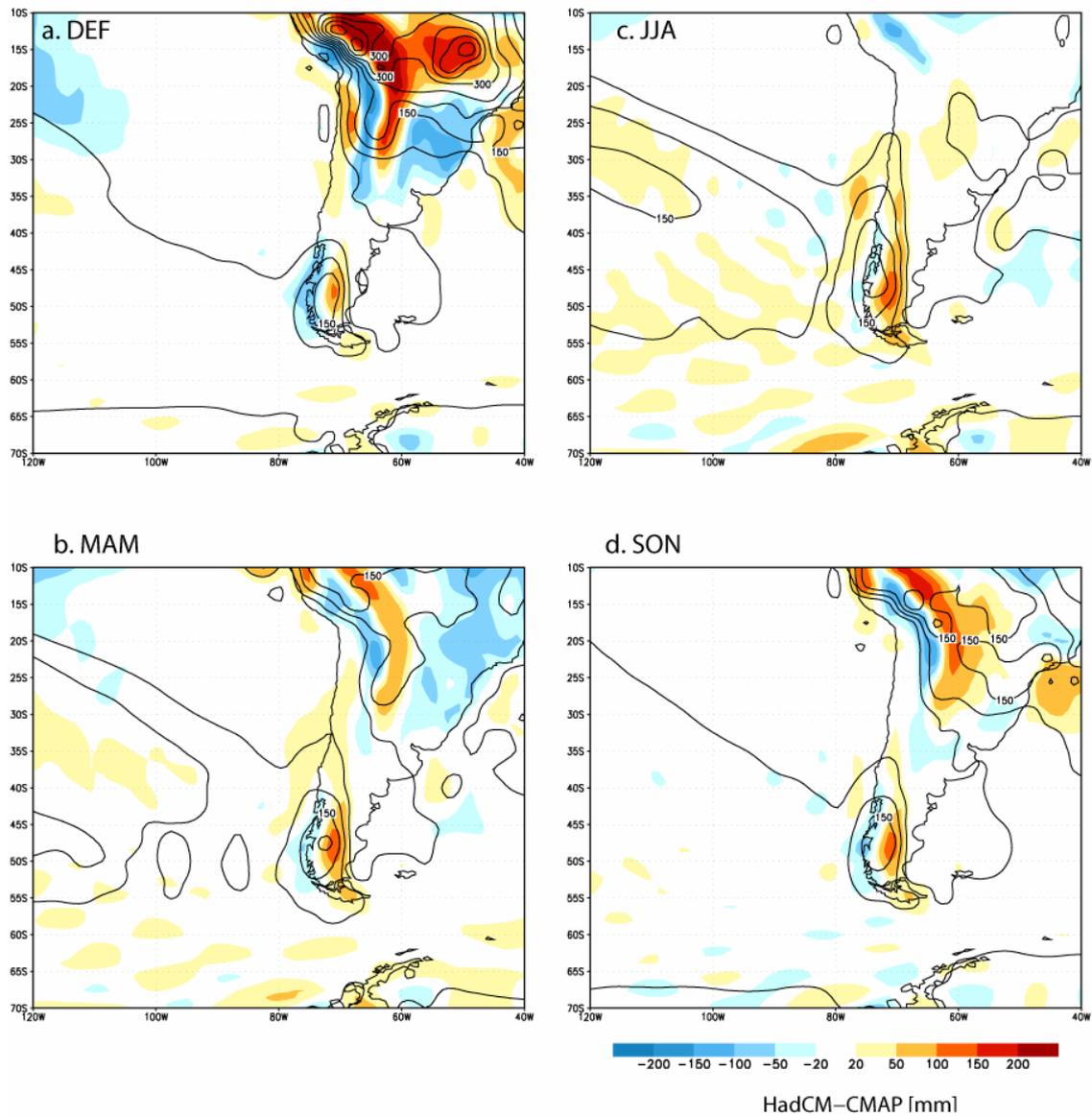


Figura 3.6: Campos promedios estacionales de la precipitación, obtenidos del modelo HadCM3 (contornos cada 50 mm/mes). El sombreado indica la diferencia entre el campo de precipitación obtenido del modelo HadCM3 y los datos CMAP de acuerdo a la escala mostrada al pie.

3.5 Sección vertical de temperatura, humedad específica y velocidad vertical

La Figura 3.7 muestra una sección meridional correspondiente a la longitud 100°W que contiene los campos climatológicos de temperatura (representado por isotermas) y velocidad vertical expresados en cm/s (rellenos coloreados en colores cálidos para el descenso y fríos para el ascenso) para los meses de Enero y Julio. Además, se incluye la isolíneas de humedad específica correspondiente a 5 gr/kg (línea azul segmentada).

Tanto el campo de temperatura como el de humedad específica de los Reanálisis son adecuadamente reproducidos por el modelo global. En cuanto a las velocidades verticales se puede apreciar que la subsidencia anticiclónica es más intensa y extendida durante la estación invernal. Del mismo modo el ascenso asociado a la actividad ciclónica de latitudes altas se presenta en latitudes menores y más intensa durante la estación fría aunque algo sobreestimada por el modelo.

3.6 Temperatura superficial del mar

La Figura 3.8 el campo de temperaturas superficiales del mar observadas en cada estación del año según Reynolds y Smith (1994), en la columna izquierda, y generadas por el modelo en la columna derecha. La compatibilidad entre ambas columnas es muy buena y solo se perciben diferencias de detalle durante el invierno en la mitad norte del litoral chileno durante las estaciones de invierno y primavera. Ellas se muestran en la Figura 3.9.

3.7 Variabilidad de la precipitación y la presión a nivel del mar

En la Figura 3.10 se comparan sintéticamente las variabilidades invernales de las observaciones (CMAP y Reanálisis) y las salidas del modelo HadCM3 en puntos geográficos seleccionados para la precipitación, en la parte superior, y la presión a nivel del mar, en la parte inferior. En cada parte de la figura el rectángulo está centrado en el valor medio y sus extremos corresponden a sumar y restar una desviación standard; los círculos señalan los deciles extremos de la distribución de probabilidad, el 10% más alto y el 10% inferior. El rasgo más importante en la comparación de variabilidades es la altura del rectángulo (desviaciones estándar).

En el caso de las precipitaciones invernales los puntos seleccionados corresponden a lugares próximos a la costa, pero sobre el mar, frente a Los Vilos, en la región semiárida y frente al extremo norte de la Isla grande de Chiloé. En el primero, el modelo ajusta muy bien tanto el valor medio como la variabilidad, sólo en el extremo de inviernos muy lluviosos el modelo presenta valores levemente inferiores a lo observado. En el punto a 42°S el modelo sobreestima moderadamente el promedio y la variabilidad, y nuevamente sobrevalora los montos de agua caída en los inviernos más húmedos.

Cortes latitud–altura a 100W

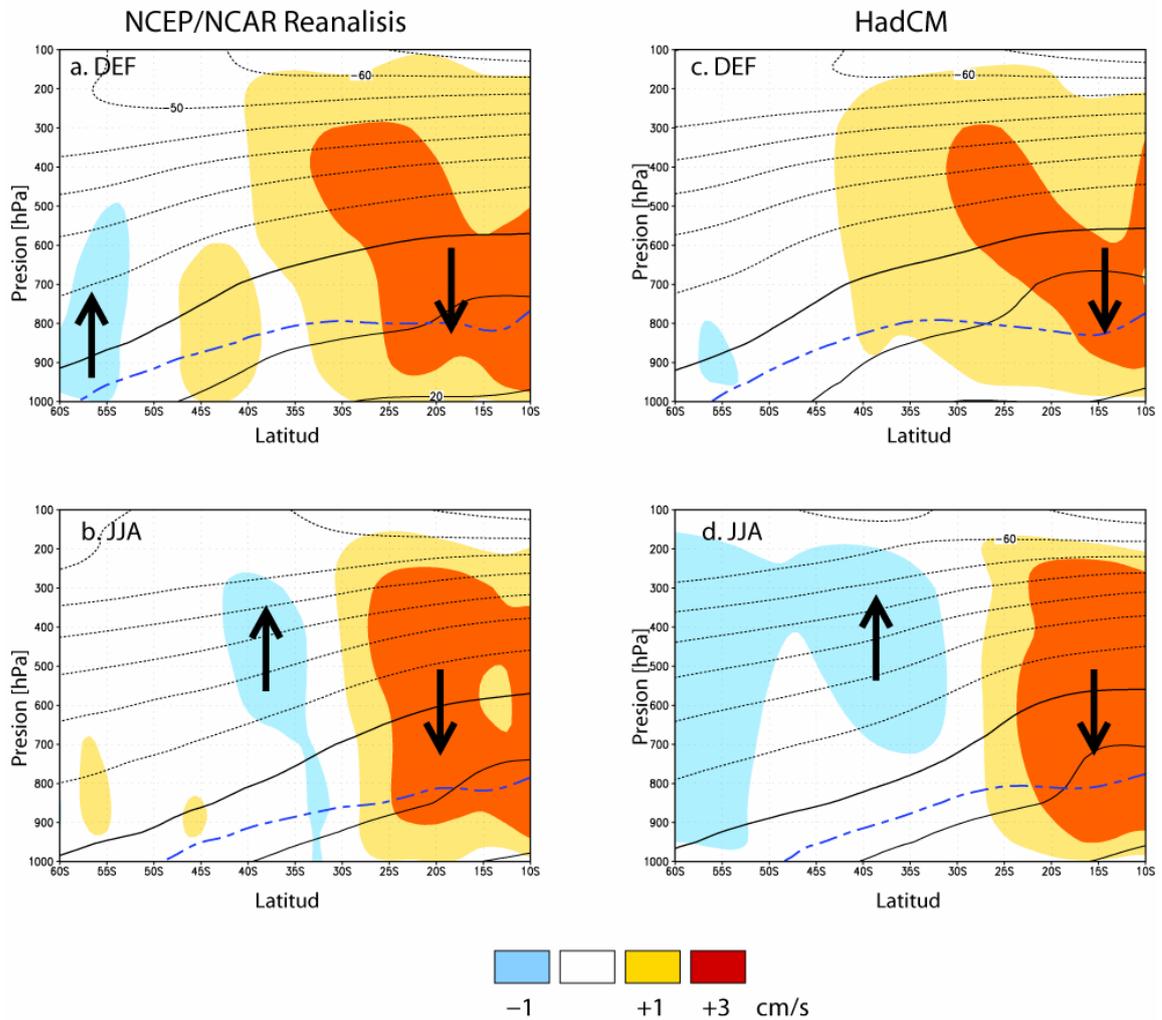


Figura 3.7: Secciones meridionales (a lo largo de 100°W) de la temperatura del aire (contornos cada 10°C, isoterma 0°C en línea gruesa) y velocidad vertical (sombreado de acuerdo a la escala al pie. Flechas indican sentido del movimiento). También se indica la isolínea de humedad específica de 5 gr/Kg (línea segmentada azul)..

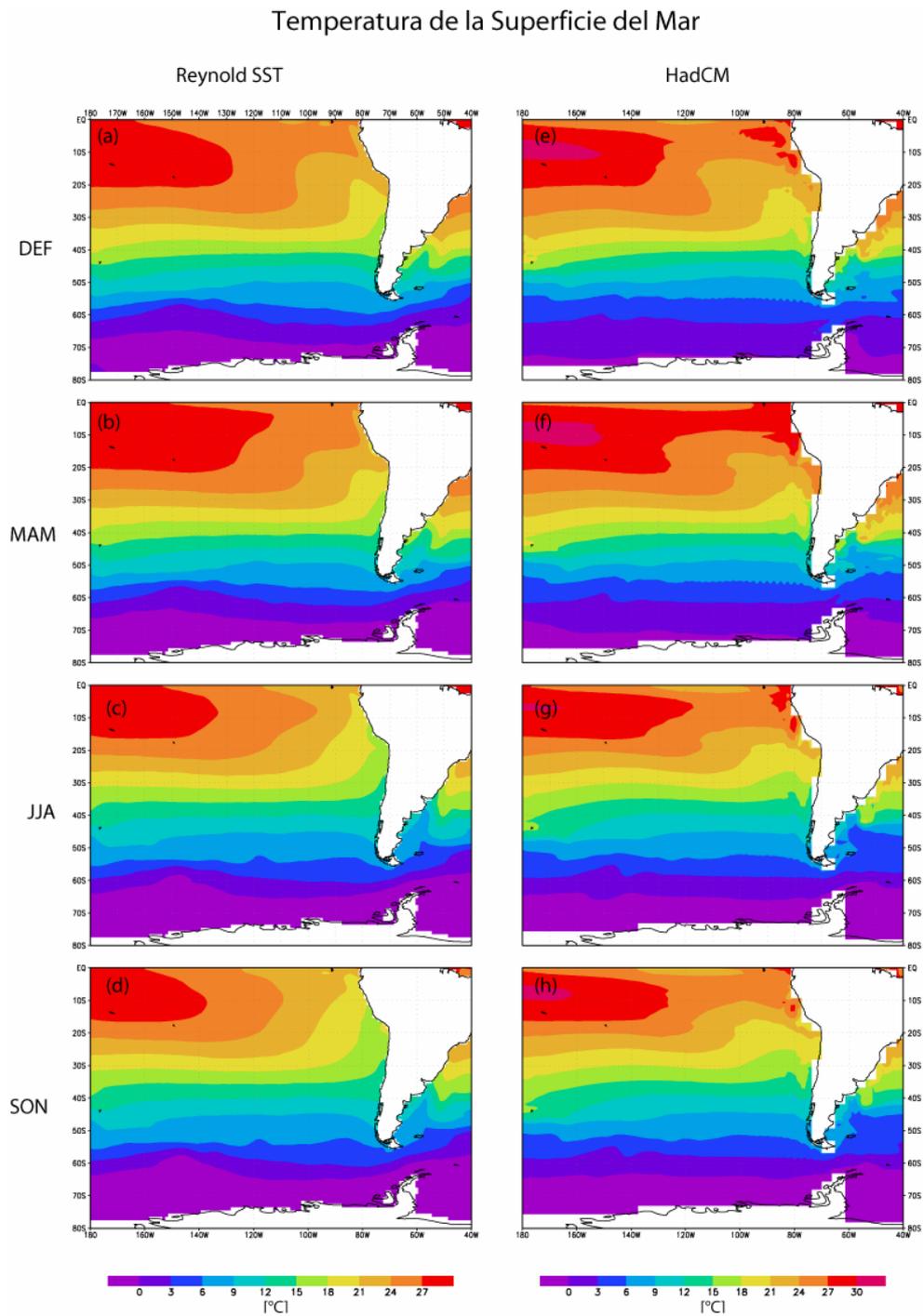


Figura 3.8: Campos promedios estacionales de la temperatura superficial del mar (colores de acuerdo a la escala al pie) obtenidos de los base datos Reynolds-Smith (a la izquierda) y modelo HadCM3 (a la derecha).

HadCM Temperatura Superficial del Mar [°C]

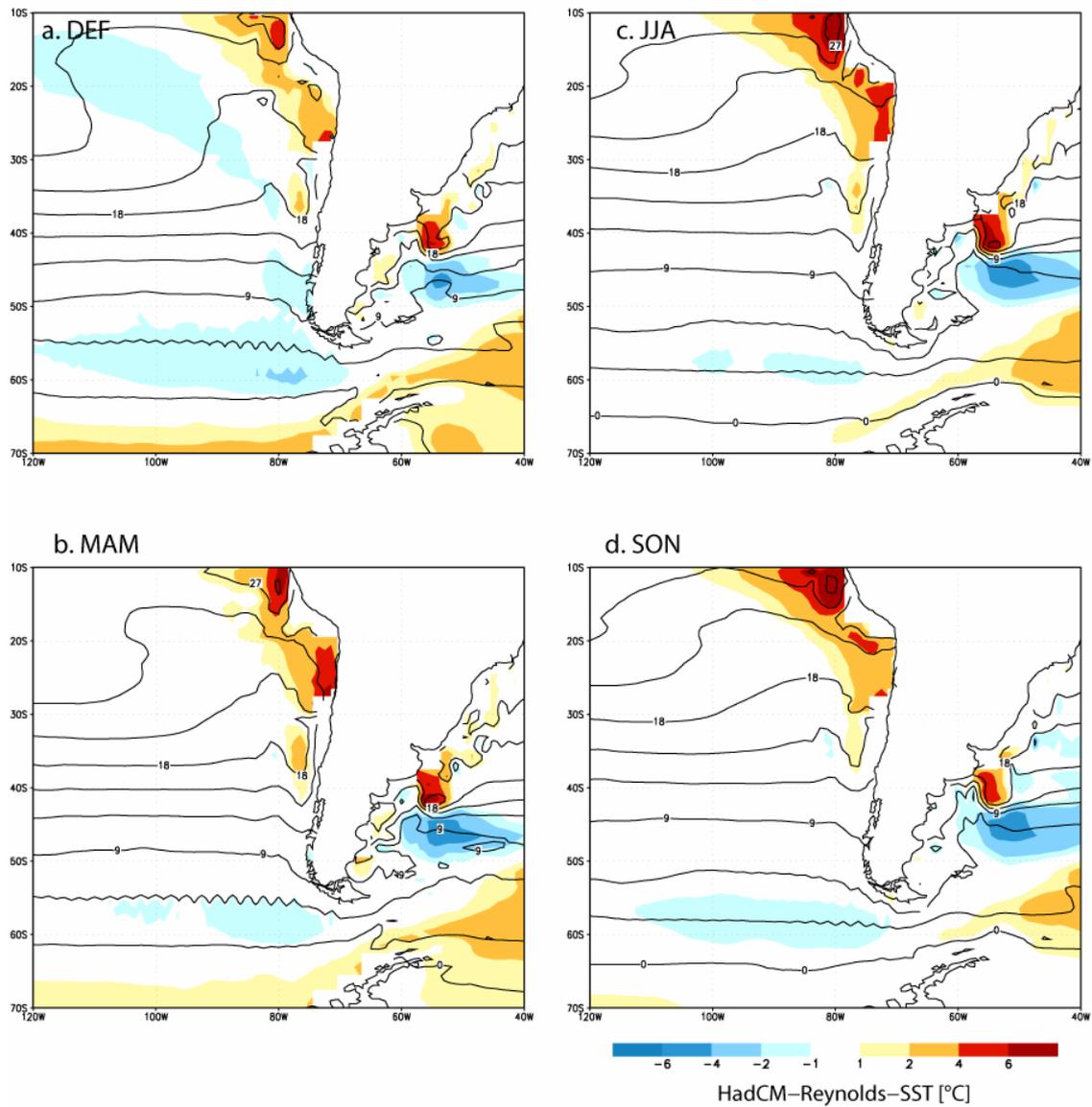


Figura 3.9: Campos promedios estacionales de la temperatura superficial del mar (TSM) obtenidos del modelo HadCM3 (contornos cada 3°C). El sombreado indica la diferencia entre el campo de TSM obtenido del modelo HadCM3 y los datos Reynolds-Smith de acuerdo a la escala mostrada al pie.

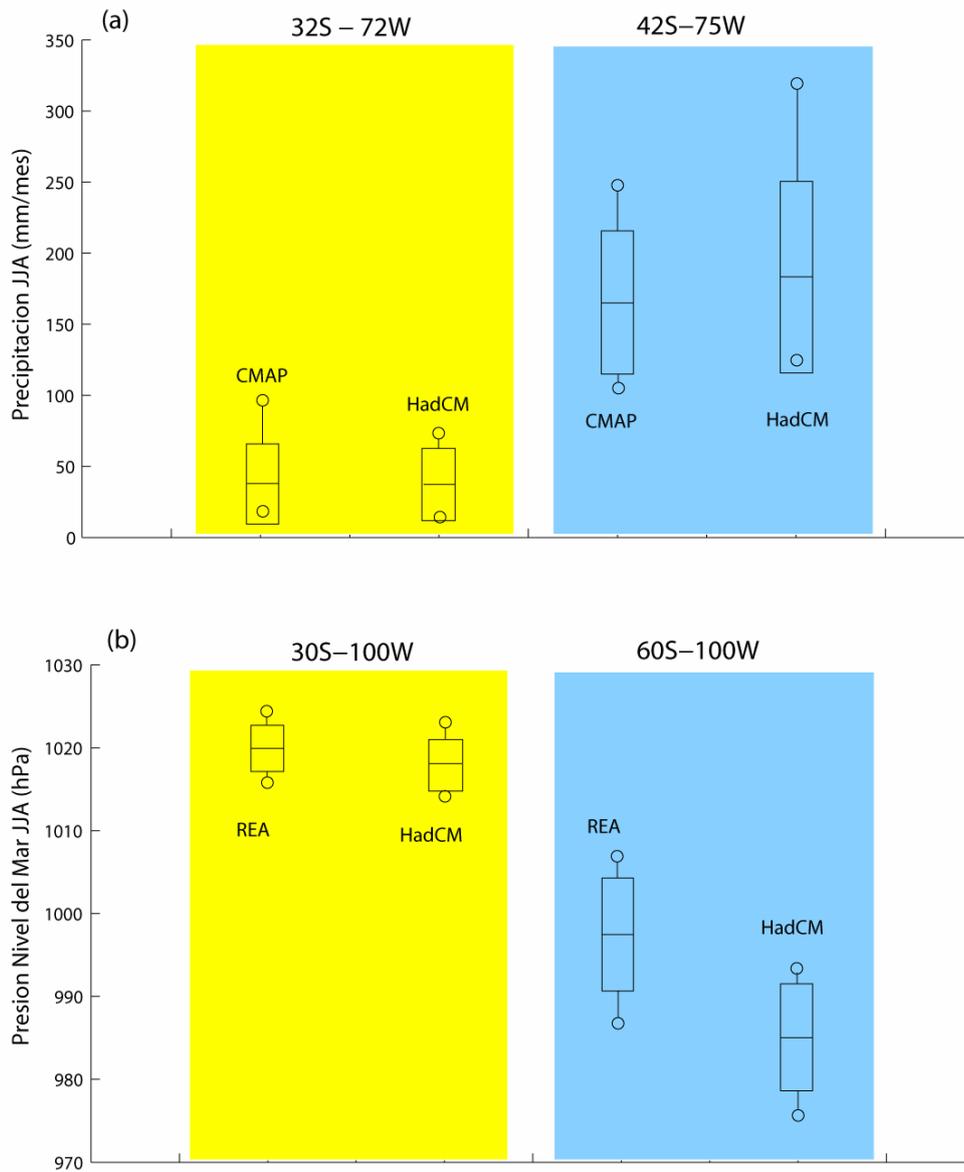


Figura 3.10: (a) Resumen de distribución estadística de la precipitación durante los meses de invierno para un punto en Chile subtropical (a la izquierda, 32°S-72°W) y sur (a la derecha, 42°S, 75°W). El rectángulo está centrado en el valor medio y sus extremos indican el promedio \pm una desviación estándar. Los círculos corresponden a los deciles extremos. (b) Como (a) pero para la presión a nivel del mar durante los meses de invierno. Fuentes de información: CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin, 1997) y REA denota los Reanálisis.

Para el caso de la presión a nivel del mar se muestra un punto centrado en el anticiclón subtropical (30°S-100°W) y otro sobre la región de los vientos oeste (60°S-100°W). En las proximidades del centro anticiclónico el modelo ajusta muy bien el promedio y la variabilidad. En las latitudes altas el promedio modelado resulta bastante inferior al observado (como fue comentado anteriormente), pero la variabilidad está muy bien simulada.

Referencias

Kalnay, E., et al., 1996, "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project," Bulletin of the American Meteorological Society.+

Gordon, C., C. Cooper, C.A. Senior, H. Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns, J.F.B. Mitchell and R.A. Wood, 2000: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* 16: 147-168.

Xie and Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates and Numerical Model Outputs. *BAMS*, 78

Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929-948.

4. Estimaciones para períodos intermedios (2011-2030 y 2046-2065)

4.1 Introducción

El punto 6 de la propuesta se refiere a una caracterización del clima en dos períodos intermedios entre el clima actual (1961-1990) y la proyección hacia fines del presente siglo (2071-2100). Para tal objeto se propusieron los climas de dos períodos 2011-2030 y 2046-2065, los que fueron aceptados por CONAMA. Cabe recordar que la tarea principal de este proyecto es la caracterización, con detalle regional, de los 30 años finales del siglo (2071-2100), lo cual junto a los dos períodos intermedios cubren razonablemente el siglo XXI. Los dos climas intermedios se caracterizaron por medio de salidas del AOGCM usado para forzar las simulaciones regionales (HadCM3). Dado que el escenario B2 no está disponible en los archivos del IPCC, ello se presenta para el escenario A2 que es aquel más extremo en cuanto a las emisiones de gases con efecto invernadero. Los resultados de tal caracterización se presentan a continuación donde, para brevedad, los períodos intermedios se referirán por sus años finales como período 2030 y período 2065.

4.2 Campo de presión atmosférica

La Figura 4.1 muestra los campos de presión a nivel del mar para las cuatro estaciones del año para el primer período (2030) en la columna izquierda y el segundo período (2065) en la columna derecha mediante isóbaras trazadas a intervalos de 5 hPa. Las áreas coloreadas indican los cambios de presión respecto del clima actual expresados en hPa según señala la escala de colores al pie de la figura (ver columna derecha de la Figura 3.1). Las Figuras 4.2 y 4.3, con estructura y simbologías análogas, corresponden a los campos de geopotencial en los niveles de 500 y 200 hPa.

Rasgos destacables de los campos de presión para mediados del presente siglo son dos núcleos con incrementos de presión en otoño e invierno sobre el Océano Pacífico y los descensos en la periferia del continente antártico. En el caso de otoño hay una subida de más de 4 hPa centrada en 160° W y 53° S durante el período 2030 que luego se reducirá a la mitad hacia el período 2065; asociado a este cambio y en colaboración de la disminución bórica en latitudes altas, aparece una dorsal que no se aprecia en el clima actual (Figura 3.1). En el segundo caso, aumento de presión invernal, la evolución es opuesta y algo menor llegando a más de 3 hPa en su centro localizado a 130° W y 42° S en el segundo período. Sin embargo en este caso, que había comenzado a gestarse en el período 2030 en análisis algo más al sur (60° S), se produce una atenuación de la vaguada por el desplazamiento de la isóbara 1015 hPa que amplía el dominio de las altas presiones subtropicales. Como es típico del hemisferio austral, estas variaciones de presión se repiten a través de toda la troposfera exhibiendo una característica barotrópica equivalente (ver Figuras 4.2 y 4.3). Esta estructura desaparece en primavera recuperando las isobaras su orientación zonal. Por otra parte, no se aprecian cambios significativos en el centro del anticiclón subtropical que no cambia de posición ni forma de manera ostensible.

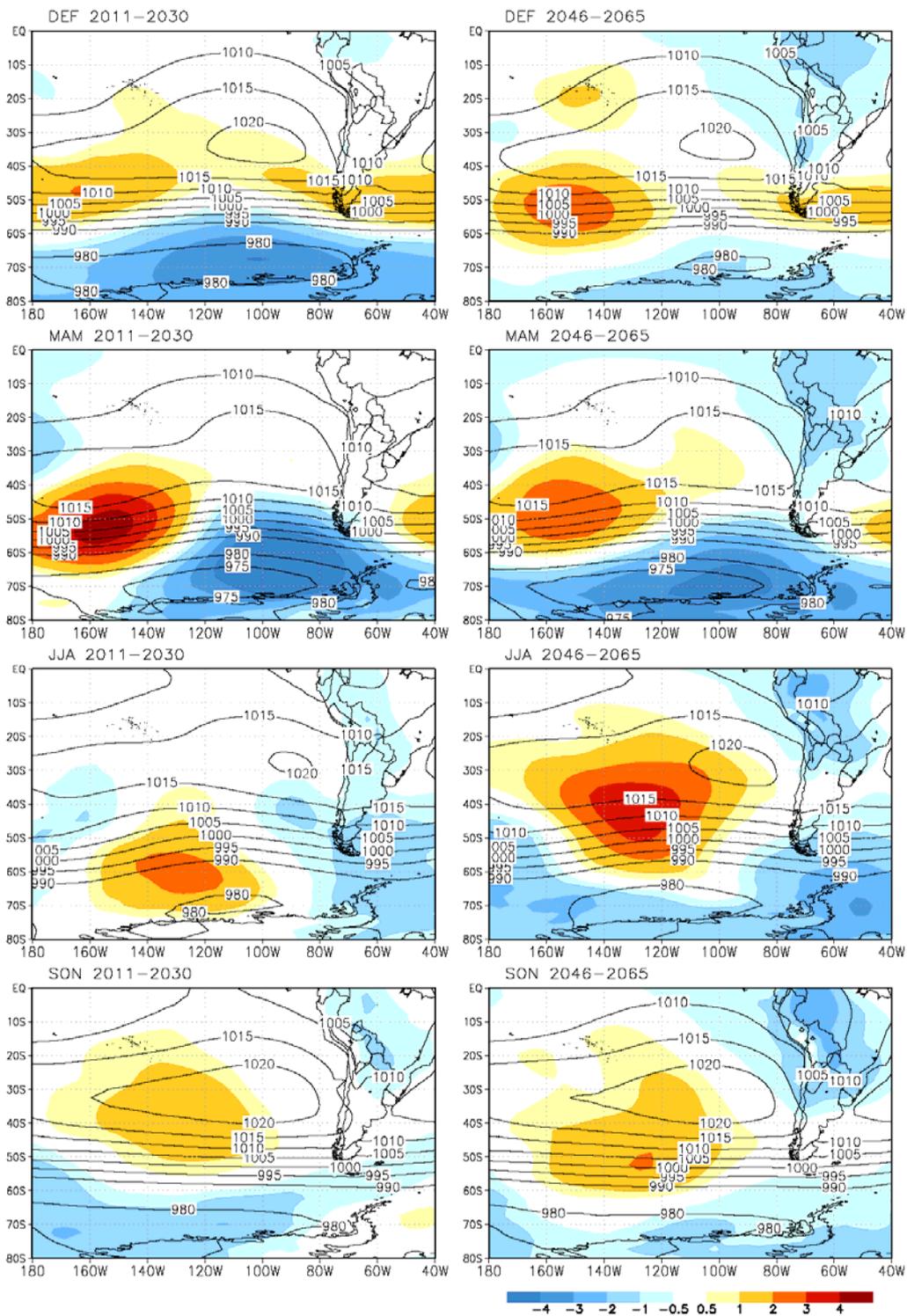


Figura 4.1: Campos medios estacionales de presión a nivel del mar y sus variaciones respecto del clima actual expresadas en hPa según escala de colores al pie de la figura.

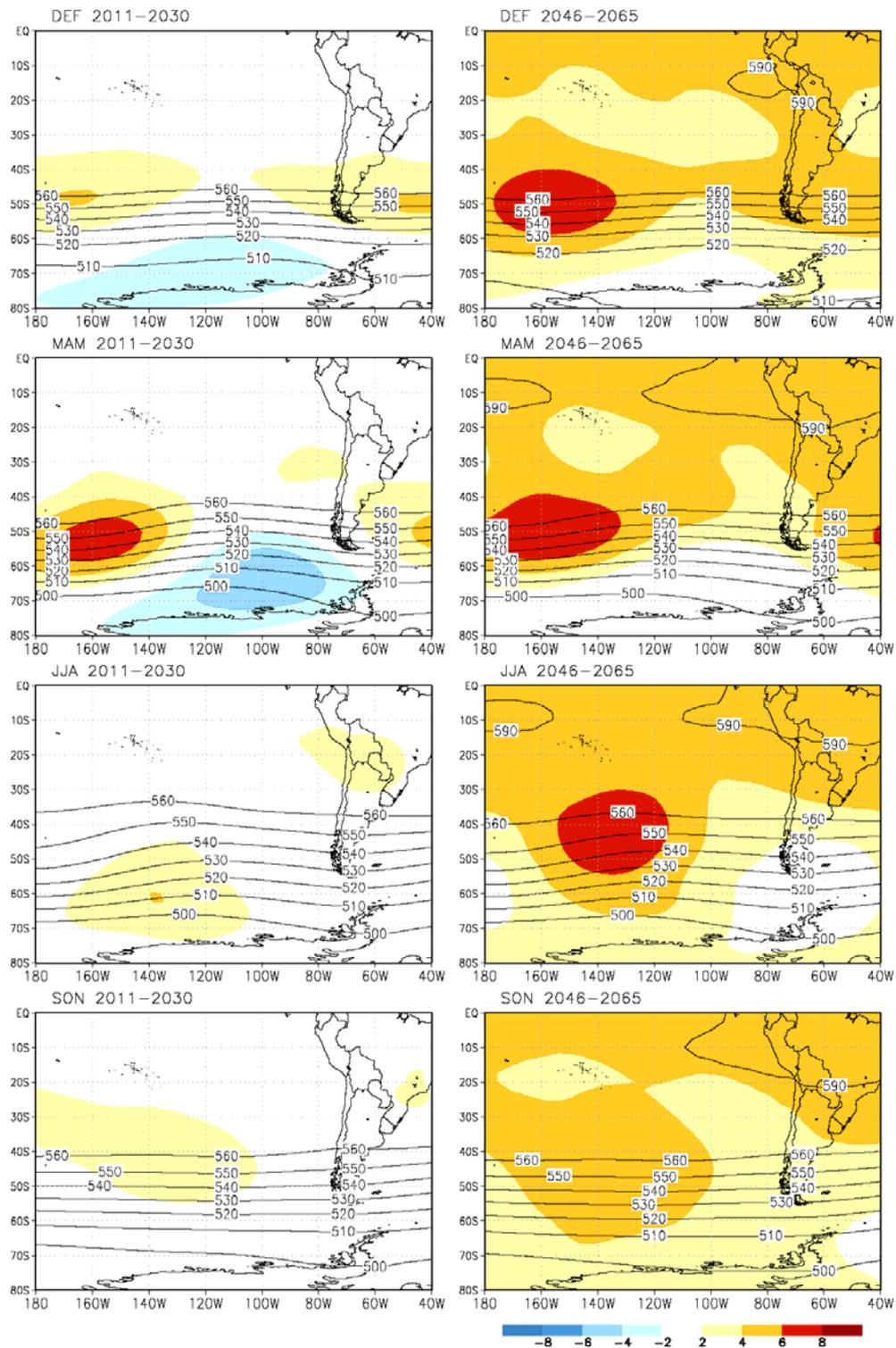


Figura 4.2: Campos medios estacionales de geopotencial de 500 hPa y sus variaciones respecto del clima actual expresadas en m/gpm según escala de colores al pie de la figura.

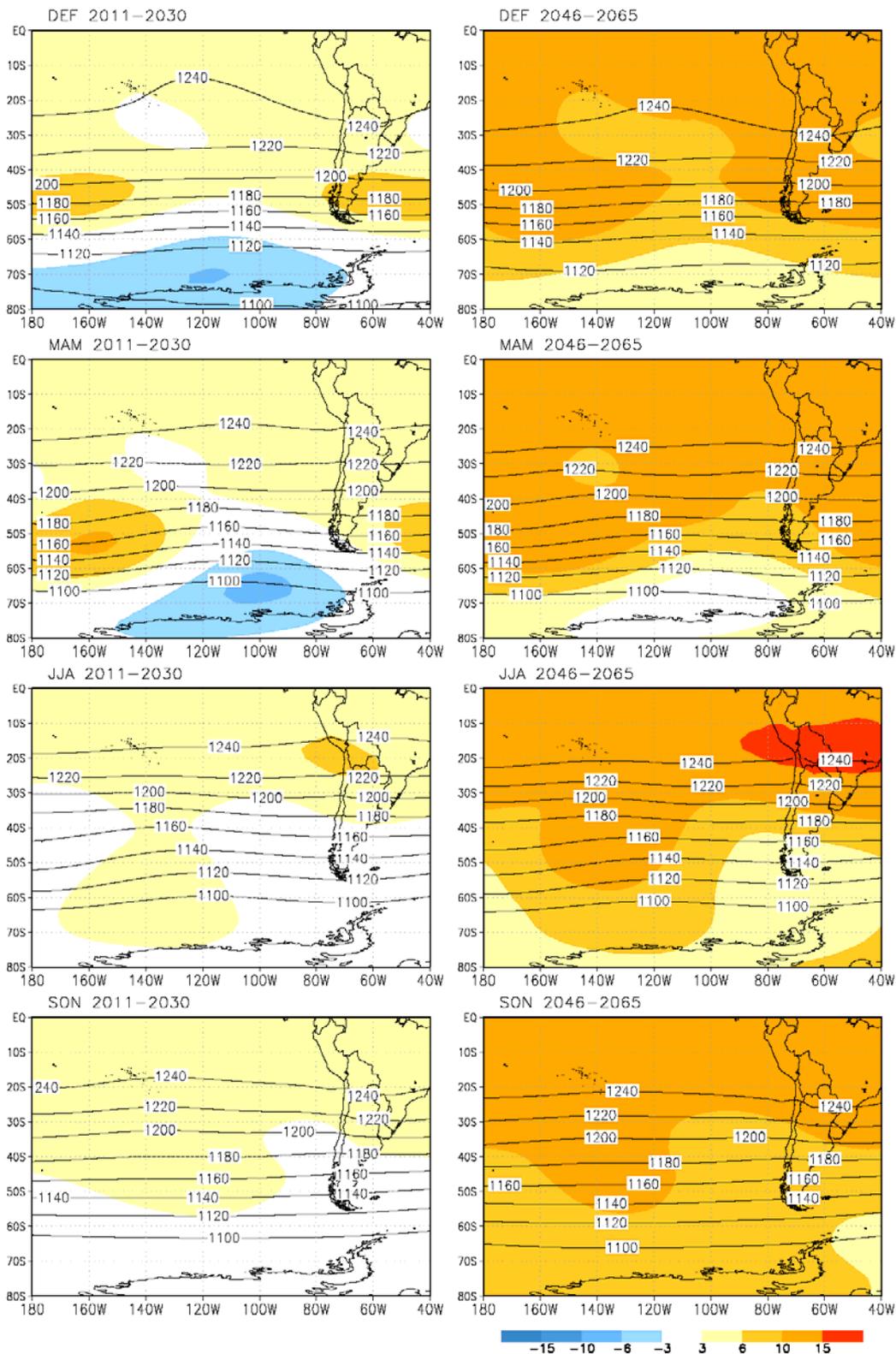


Figura 4.3: Campos medios estacionales de geopotencial de 200 hPa y sus variaciones respecto del clima actual expresadas en m/g según escala de colores al pie de la figura.

El perfil meridional de presión a nivel del mar frente a la costa chilena (80° W) se muestra en la Figura 4.4 para las estaciones extremas, verano e invierno. En ella no se parecían cambios significativos salvo un acentuamiento en invierno del gradiente meridional entre 50 y 60° S que se produce en el período 2065 asociado a la caída de presión en latitudes altas.

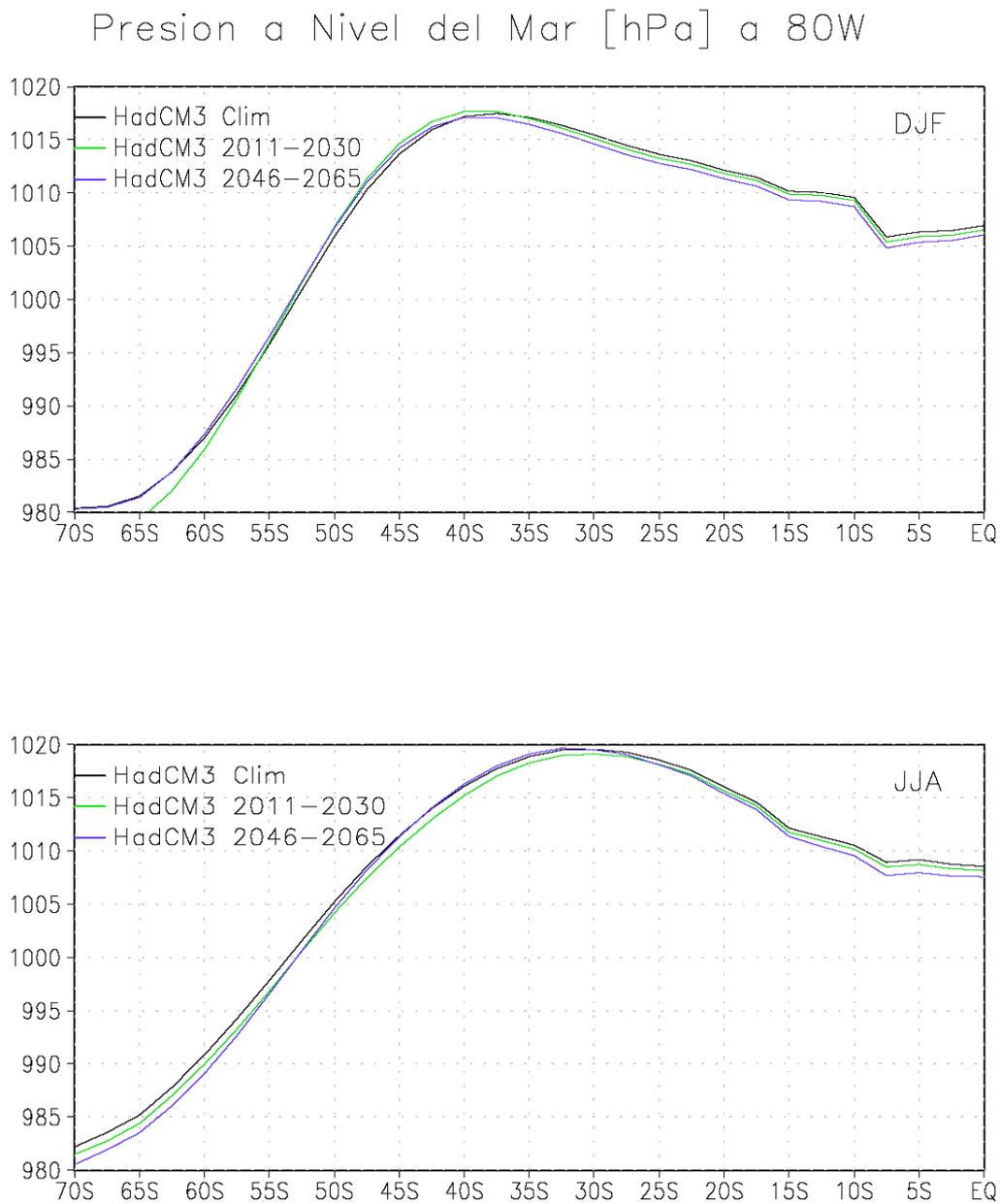


Figura 4.4: Perfil latitudinal de la presión al nivel del mar a 80° W.

4.3 Vientos en el nivel de 200 hPa

La Figura 4.5 muestra las isotacas al nivel de 200 hPa que corresponde aproximadamente a los vientos máximos (corrientes en chorro). Las mayores velocidades se registran en invierno en latitudes subtropicales superando los 45 m/s alrededor de los 30° S, situación que se mantiene en primavera con velocidades algo menores. En contraste durante el verano las velocidades mayores no superan los 35 m/s y se presenta alrededor de los 53° S de latitud. Durante el otoño la transición de la corriente en chorro polar a altitudes subtropicales se caracteriza por la existencia de dos máximos de velocidad sobre el costado occidental del Océano Pacífico, a 30 y 60° S de latitud, que se confunden en uno austral alrededor de los 100° W con velocidades máximas de 30 m/s.

Sobre el territorio nacional, la variación más importante, respecto del clima actual, es un incremento de velocidad del orden de 6 m/s en latitudes subtropicales durante el invierno y primavera durante el período 2065.

4.4 Cortes meridionales de temperatura y velocidad vertical a 100° W

La Figura 4.6 está compuesta por los ocho cortes meridionales a 80° W distribuidos de manera análoga a las tres figuras anteriores. Cada una de sus partes tiene representados los campos de temperatura a intervalos de 10° C con la isoterma de 0° C para el período correspondiente denotada por una línea gruesa continua, a la que se adjunta la misma isoterma para el clima actual en color verde con el fin de apreciar el alza de esta importante isoterma según el modelo HadCM3; la isoterma negativa se muestran con líneas punteadas y las positivas por líneas continuas delgadas. El campo de velocidad vertical (en el sistema de referencia isobárico¹) está representado de la misma manera y es fácil de identificar en los niveles intermedios por ser casi ortogonales a las isotermas. Las isolíneas de velocidad vertical están dibujadas cada $0.5 \cdot 10^{-2}$ hPa/s y aquella correspondiente a cero se muestra en trazo más grueso junto a la posición que tiene en la climatología actual señalada con línea verde. Las variaciones de velocidad vertical de cada período respecto del clima actual se indican con la escala de colores especificada al pie de la figura y en la misma unidad. Finalmente, se agrega en línea de trazos la isolínea de humedad absoluta correspondiente a 5 g/kg, en color negro para el período correspondiente y en color verde para el clima actual con el fin de mostrar las variaciones de vapor de agua.

Un elemento que merece ser comentado en esta figura es el alza de la isoterma 0° C, que para el período 2065 varía entre unos 300 a 500 m, lo cual implica un aumento en la superficie de las cuencas hidrológicas aportantes a las crecidas de ríos y una reducción del área capaz de retener acumulación nival. Por ejemplo, sobre Chile y entre las latitudes 30 y 35° S la línea de nieve se localiza próxima a una altura de 3000 m y si asciende 400 m el terreno que queda por encima de ella se reduce en un 23%, esto es, se pierden unos 5000 km² de superficie capaz de retener la nieve depositada en los meses invernales para la estación cálida, todo esto incluyendo ambas vertientes de la Cordillera de Los Andes.

¹ : En el sistema de referencia isobárico las velocidades verticales expresadas en hPa/s tienen signo positivo para descenso y negativo para ascenso.

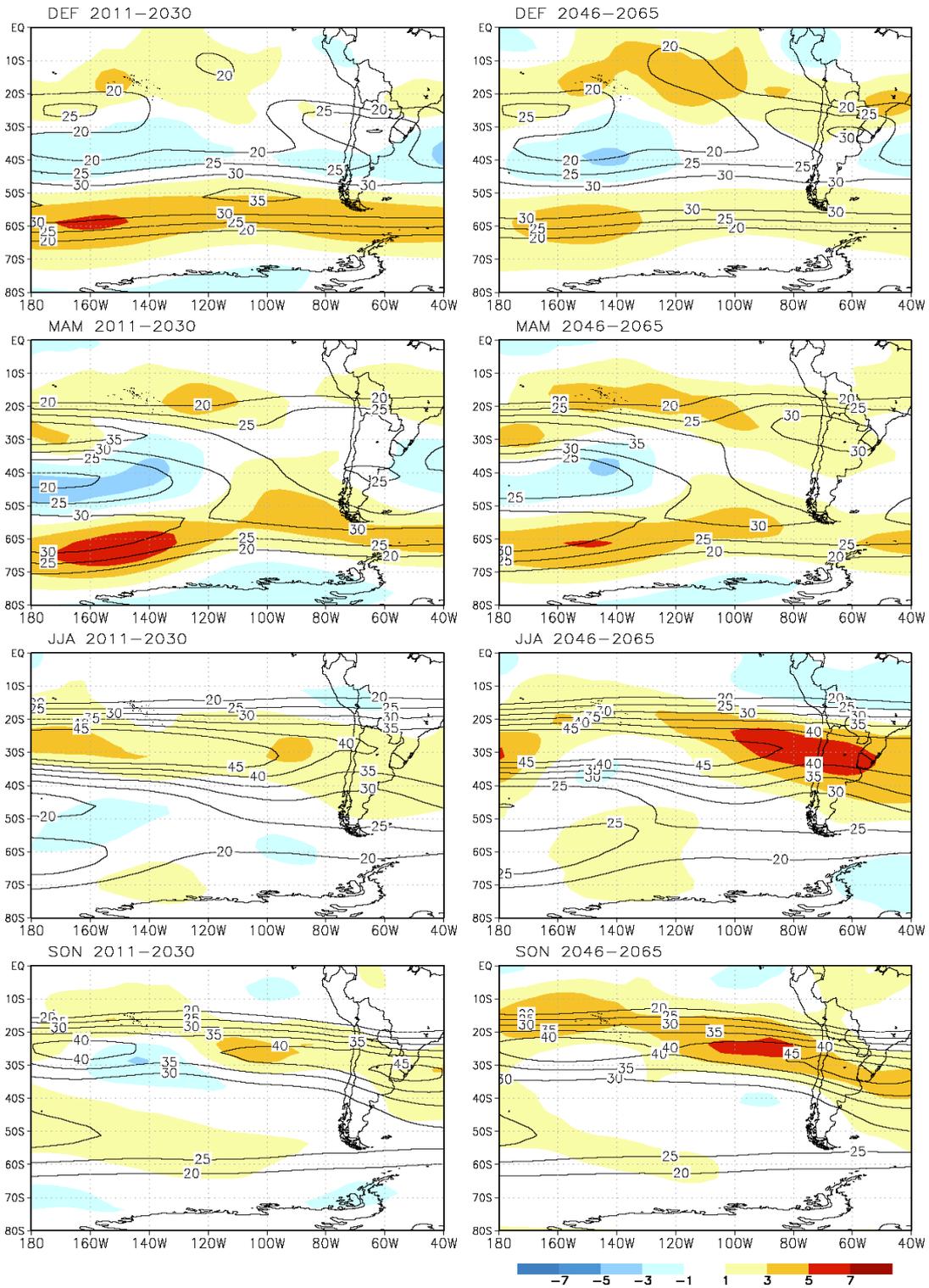


Figura 4.5: Isotacas del nivel de 200 hPa y sus variaciones expresadas en m/s respecto del clima actual según escala de colores al pie de la figura.

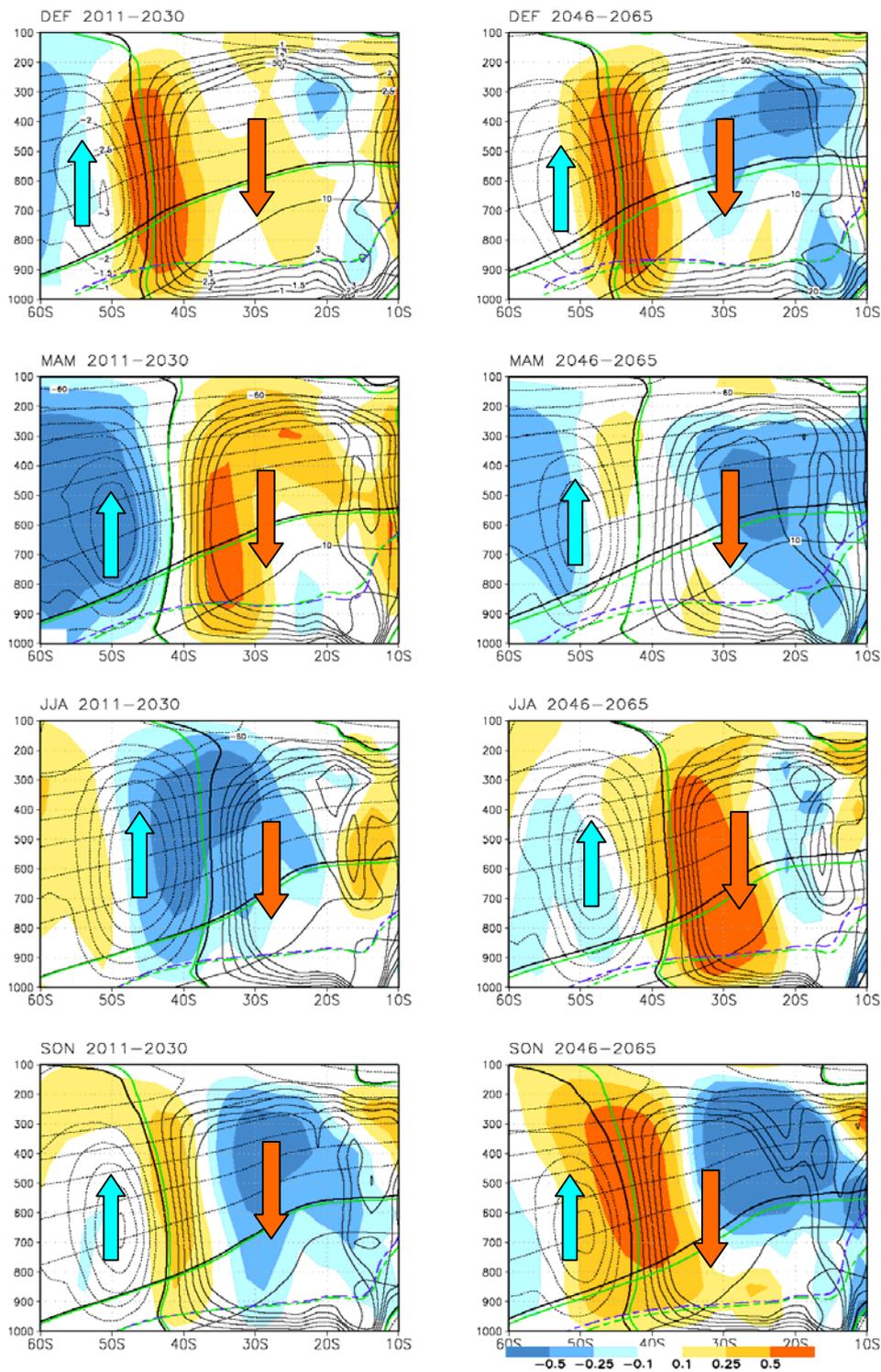


Figura 4.6: Cortes a 80°W de campos de temperatura, velocidad vertical y sus variaciones respecto del clima actual expresadas en 10^{-2}hPa/s según escala de colores al pie de la figura.

Un segundo factor que se puede estimar de la Figura 4.6 es la expansión (o reducción) de la rama descendente de la celda de Hadley asociada a las variaciones positivas (o negativas) del descenso. Considerando sólo el período 2065 se aprecian variaciones modestas de la isolínea cero de la velocidad vertical entre el período 2065 respecto de su homóloga del clima actual en el sentido de un desplazamiento hacia el sur. Sin embargo, cuando el corte meridional se realiza a la longitud 100° W (Figura 4.7) existe un desplazamiento significativo hacia el sur (salvo en la estación de verano). Esta expansión de la celda de Hadley sobre el Océano Pacífico es coherente con la región de alza de la presión mostrada en la Figura 4.1. Tanto el alza de la isoterma 0° C como la expansión hacia el sur del descenso de la circulación Hadley ocurren principalmente entre los dos períodos intermedios seleccionados, o sea, promediando el siglo XXI.

4.5 Campos de temperaturas superficiales

La Figura 4.8 presenta el campo de temperaturas cerca de la superficie terrestre en la misma forma que las figuras del campo de presión al nivel del mar. La pobre resolución espacial del modelo y la acusada topografía del territorio nacional se combinan para dificultar la interpretación de los detalles, al menos en la escala aquí usada. El calentamiento se concentra sobre el área continental y en el intervalo de tiempo que separa los dos períodos en análisis. La estacionalidad es más bien débil salvo en la mitad austral del territorio nacional con alzas mayores en Verano. En la periferia antártica el calentamiento se concentra en la estación fría y las temperaturas de la estación cálida son más estables y donde el mayor enfriamiento ocurre en la estación de otoño.

4.6 Precipitaciones

La Figura 4.9 presenta los campos de precipitación expresados en mm/día (líneas continuas) y sus variaciones para ambos períodos con respecto al clima actual, según la escala de colores al pie de la figura. Es preciso considerar que la influencia de la Cordillera de los Andes está deficientemente representada en el modelo usado debido a su baja resolución y que este factor determina en grado importante los montos pluviométricos en su vecindad.

Sobre el Océano Pacífico desde los 15° S y 180° de longitud y en dirección sureste, se desarrolla la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) caracterizada por una extensión de las precipitaciones tropicales en la climatología actual según el modelo HadCM3 (Figura 3.5). Este rasgo, que está mejor definido en las estaciones de verano, otoño e invierno, aparece con incrementos de precipitación, particularmente en otoño. Hacia el ecuador de su eje se define una región con disminuciones de precipitación que limitan su dominio el que es posible interpretar como provocado por la expansión hacia el sur de la subsidencia subtropical comentada en la discusión de la Figura 4.7.

Durante la estación invernal esta región de menor precipitación alcanza la costa central de Chile con indicios de similar naturaleza en otoño. El Centro-Sur del país también aparece con menor pluviometría en primavera y verano. Esta evolución concuerda con la expansión de la rama descendente de la circulación de Hadley y el aumento de las presiones

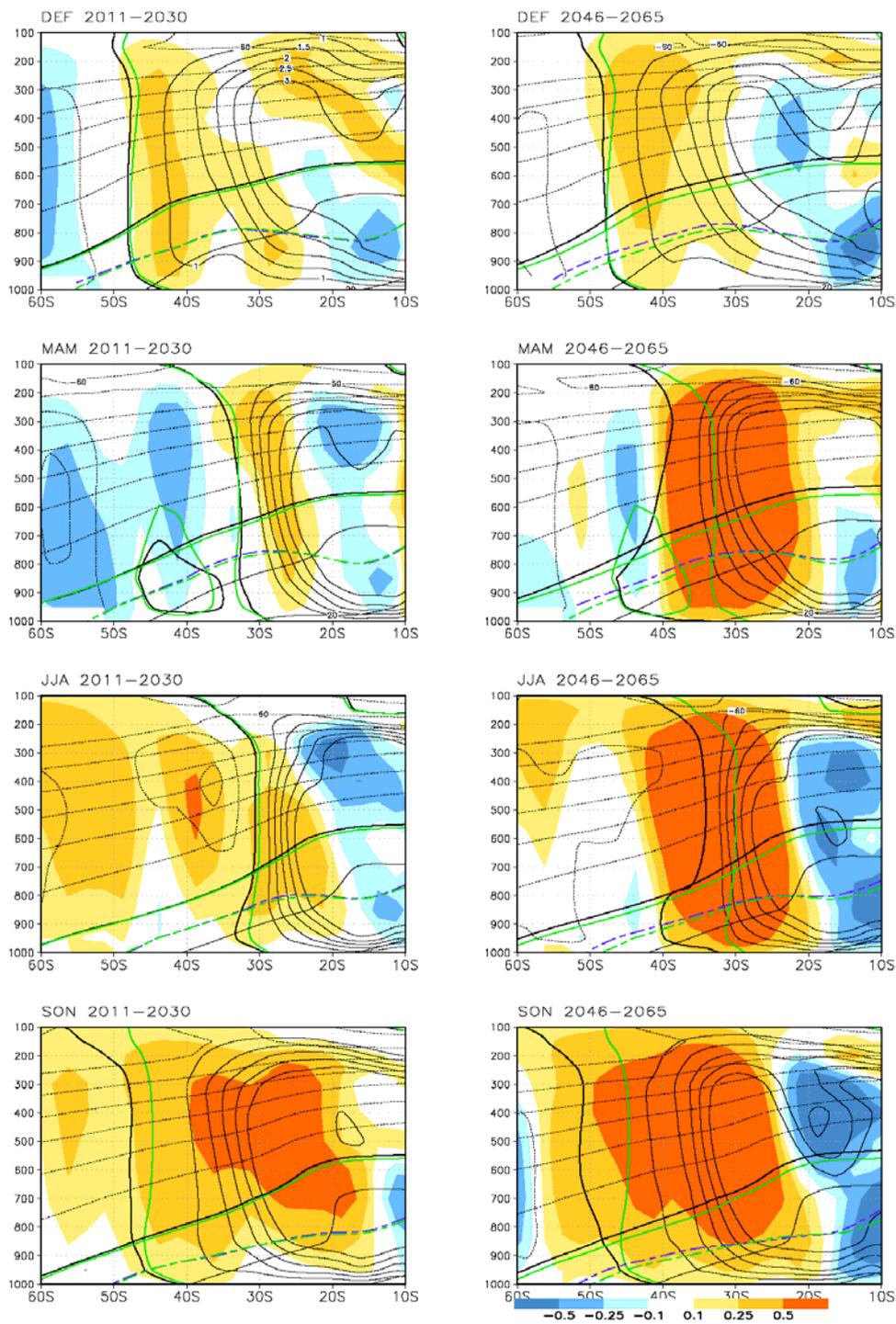


Figura 4.7: Cortes a 100° W de campos de temperatura, velocidad vertical y sus variaciones respecto del clima actual expresadas en 10^{-2} hPa/s según escala de colores al pie de la figura.

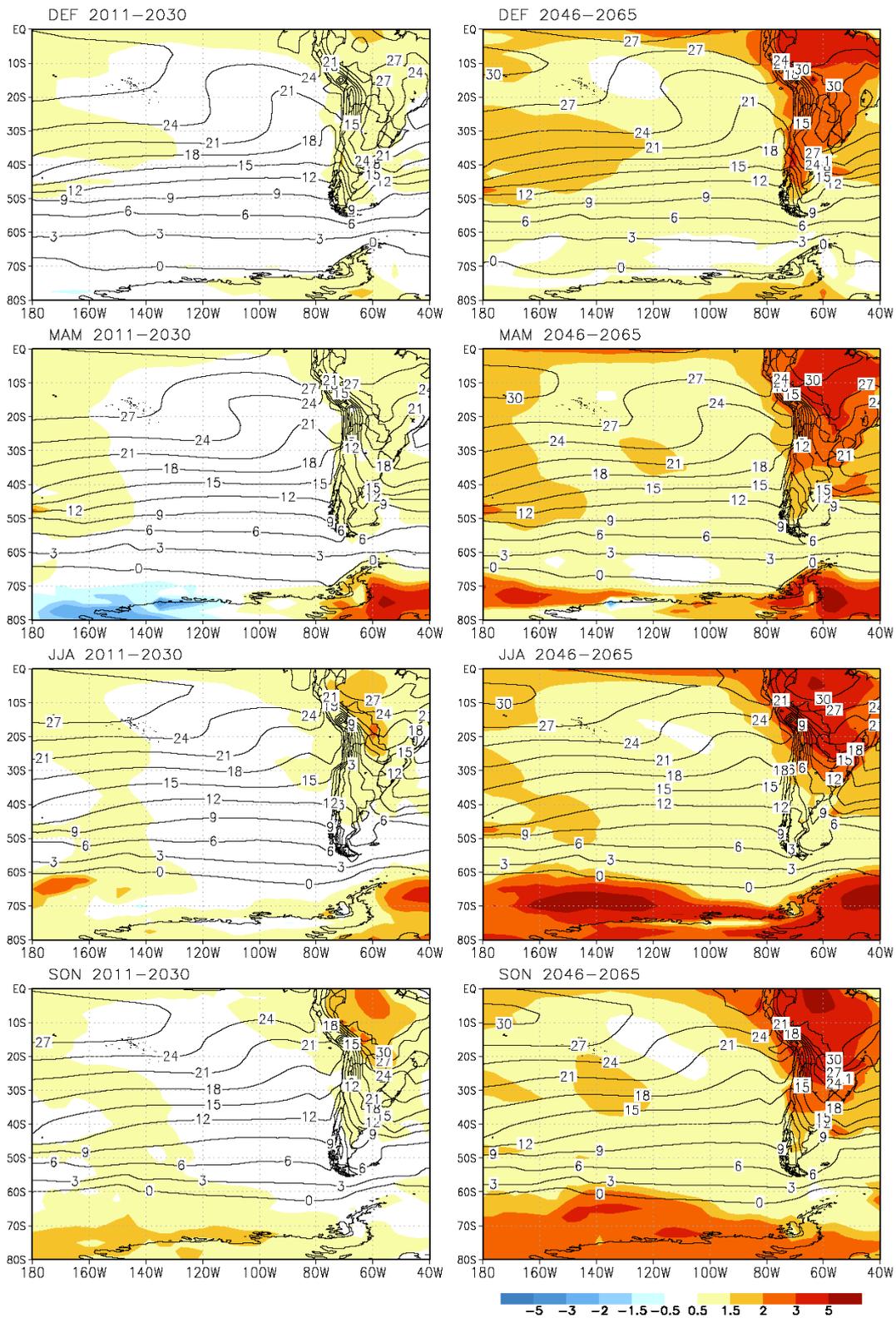


Figura 4.8: Campos de temperatura superficial y sus variaciones respecto del clima actual expresadas en °C según escala de colores al pie de la figura.

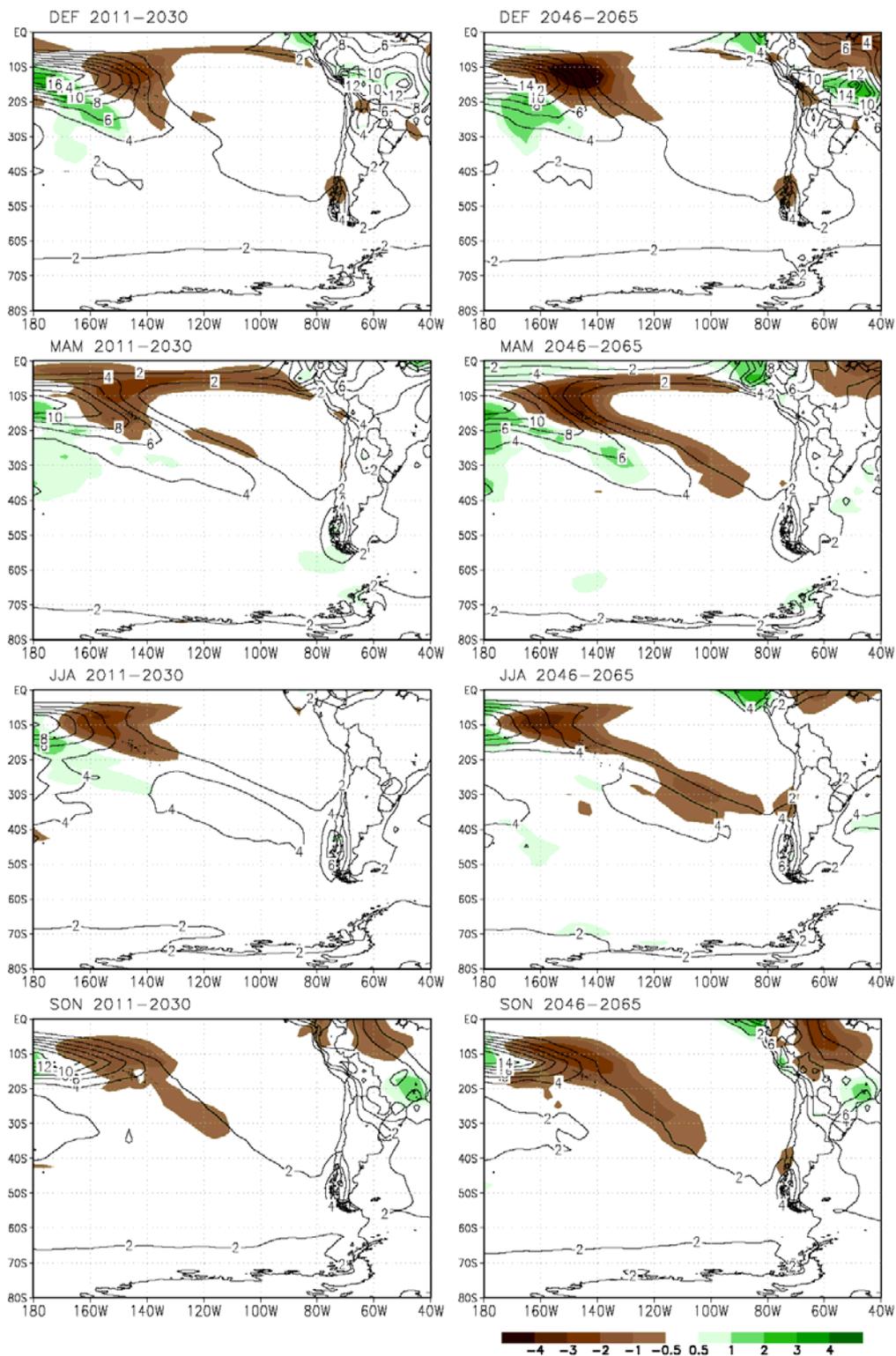


Figura 4.9: Campo de precipitación y sus variaciones respecto del clima actual expresadas en mm/día según escala de colores al pie de la figura.

atmosféricas centrado a 130° W y 42° S. En tanto, el extremo sur sólo muestra aumento de las precipitaciones durante el otoño.

El regimen estival de precipitaciones altiplánicas también aparece negativamente afectado aunque su pequeño dominio y la baja resolución del modelo impiden un resultado confiable.

5. Cambios climáticos regionales para fines del siglo XXI

5.1 Generalidades

En esta sección los resultados se presentan por medio de mapas regionales y transectas seleccionadas en dirección W-E. Sus límites y posiciones aparecen en la Figura 5.1 en la cual además se muestra el dominio de modelamiento cubierto por puntos que señalan la ubicación de los puntos de grilla usados.

Más adelante se presentan figuras que ilustran las variaciones espaciales sobre todo el dominio de PRECIS (incluyendo la totalidad de Chile continental), en base a las cuales se realiza una síntesis de los cambios esperados para fines del siglo XXI. Sin embargo, la forma alargada del territorio nacional, hace difícil distinguir detalles útiles para evaluar impactos en estas cartas del país completo. Para ello se ha dividido en país en cinco sectores traslapados en un grado de latitud de la manera siguiente:

- Norte Grande: de 17 a 27° de latitud sur
- Norte Chico: de 26 a 32° S
- Chile Central: de 31 a 37° S
- Región Sur: de 36 a 45° S
- Región Austral de 44 a 56° S

Para cada sector y variable (precipitación, temperatura media, máxima y mínima) se ha preparado una hoja con varios paneles, contenidas en el Anexo de este informe. En cada hoja se presentan en filas sucesivas de arriba abajo primero el Clima Actual, entendido como aquel simulado por el modelo PRECIS para el período 1961-1990, y en las líneas central e inferior las variaciones estimadas por el mismo modelo para el intervalo 2071-2100 bajo los escenarios SRES A2 y B2, respectivamente. En cada fila hay 4 mapas correspondientes a las estaciones del año, definidas por los meses de diciembre, enero y febrero (DEF) para el verano, y así sucesivamente. En el mapa base se representa la topografía mediante líneas de nivel a intervalos de 500 m. Las variaciones espaciales se muestran mediante un conjunto de colores cuyo significado se especifica al pie de la primera y última líneas.

Los escenarios A2 y B2 se diferencian en tres aspectos socioeconómicos globales: crecimiento demográfico, política ambiental y equidad social. En A2 el aumento de población es rápido en tanto que en B2 es moderado; tanto en ambiente como equidad

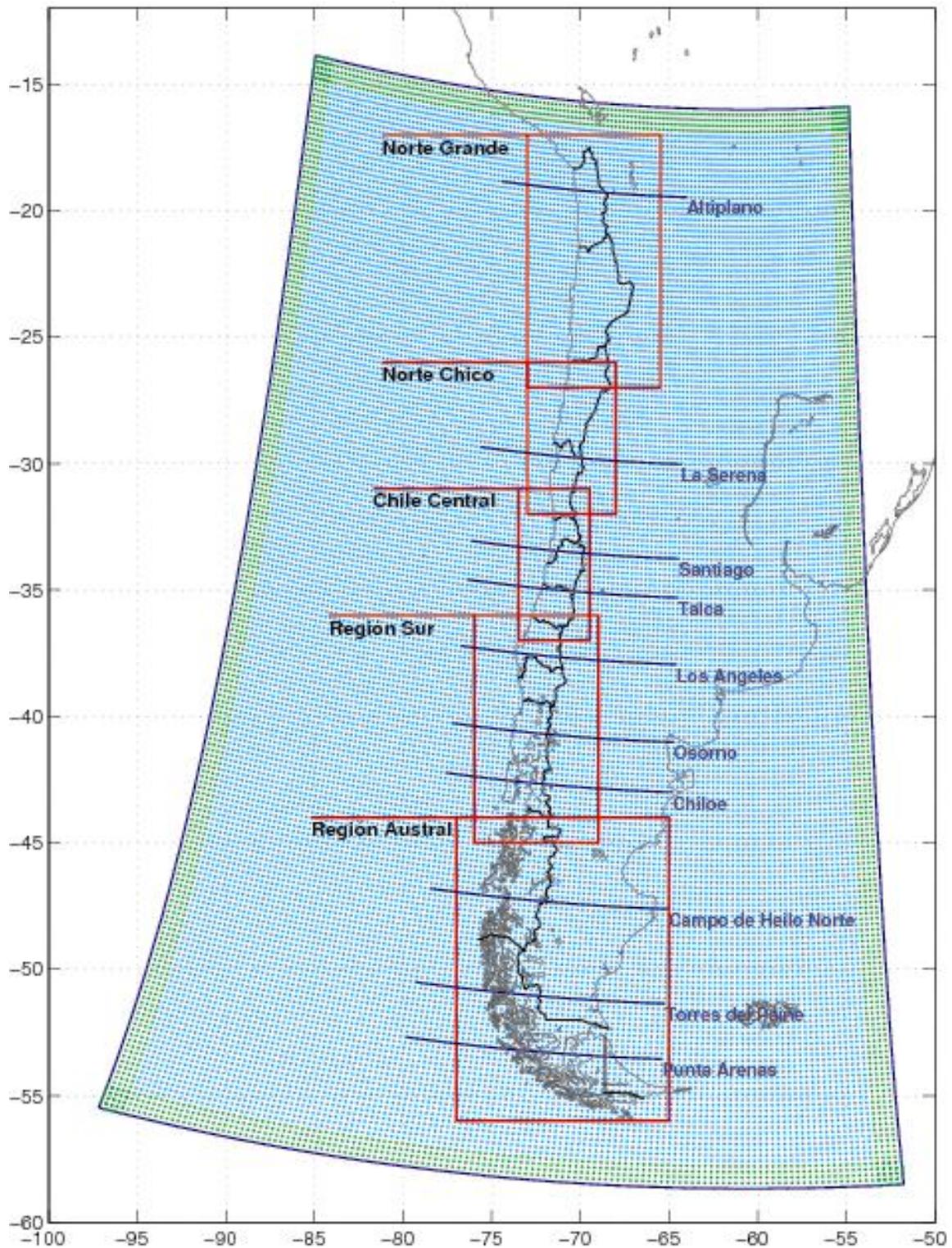


Figura 5.1: Dominio del modelo con sus puntos de grilla, las regiones usadas en los mapas y las transectas seleccionadas.

existe un deterioro en A2, al paso que en B2 hay un progreso. Las diferencias entre escenarios conducen a distintas variaciones en las emisiones de gases invernadero cuya evolución, entre los años 2000 y 2100, ilustra la Figura 5.2.

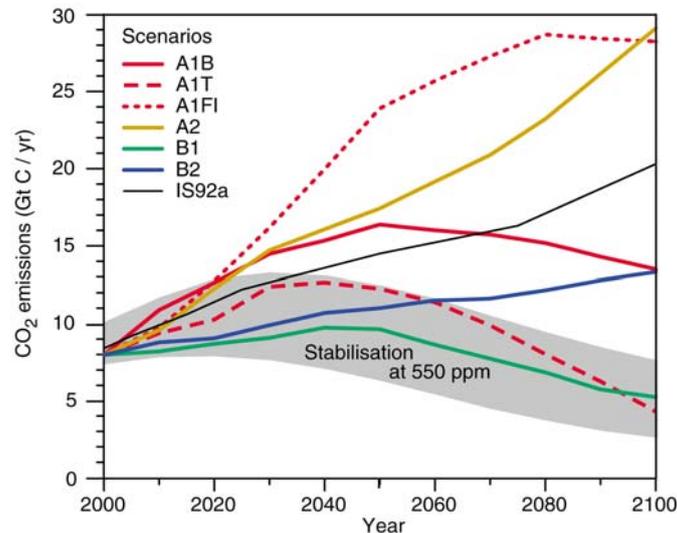


Figura 5.2: para el anhídrido carbónico (CO₂) bajo varios escenarios, entre ellos el A2 y B2 (tomada de Tercer Informe del IPCC , 2001).

5.2 Mapas de temperatura superficial media estacionales

La figura 5.3 muestra las variaciones de temperaturas estacionales para todo el dominio de PRECIS; cada color de la escala de colores del Clima Actual corresponde a dos grados centígrados, y en los cambios térmicos corresponde a un intervalo de un grado. Nótese que cambios menores a 1°C quedan sin colorearse. La misma convención de sombreado se ha empleado en las figuras para las cinco regiones presentadas en el volumen que acompaña a los textos.

Como era esperable dominan los cambios positivos (calentamiento) en todas las regiones, siendo mayores para el escenario A2. El cambio de temperatura media del escenario A2 respecto al clima actual sobre Chile continental varía entre 2° y 4°C, siendo más acentuado hacia las regiones andinas y en la vertiente oriental de los Andes, y disminuyendo de norte a sur. Sólo en la Región Austral bajo el escenario B2 hay sectores pequeños con calentamiento menor a 1°C. Estacionalmente el calentamiento es mayor en verano excediendo los 5°C en algunos sectores altos de la Cordillera de los Andes particularmente en verano.

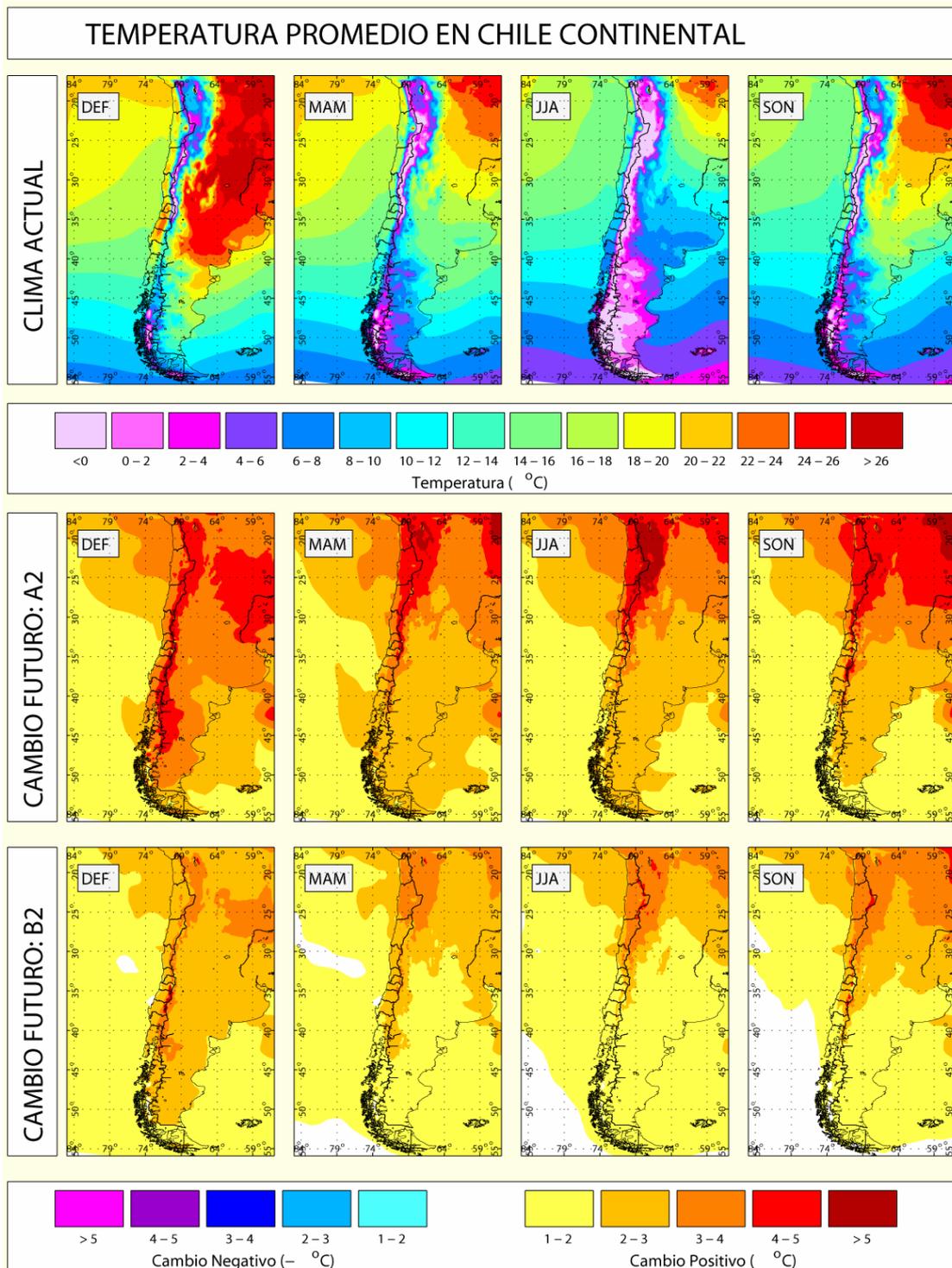


Figura 5.3. Temperatura media diaria en el clima actual (fila superior) y diferencias futuro-presente (paneles inferiores) para cada estación del año.

En intento de validar las salidas de PRECIS para el Clima Actual con observaciones en la Figura 5.4 se comparan los promedios anuales y el ciclo anual de la temperatura en cinco transectas. En la parte superior de los rectángulos de la izquierda se muestran los promedios anuales de observaciones (cuadrados grises) y los promedios de PRECIS sobre la faja latitudinal que se indica en ellos (círculos azules); en la parte inferior se presenta el perfil medio de la topografía en la faja latitudinal junto con la posición de de la estaciones de observación (cruces transversales negras x) y de un punto interpolado en la grilla de PRECIS correspondiente a la posición geográfica de la estación (cruces verticales azules +). En el extremo derecho se exhiben los ciclos anuales de la faja latitudinal de las observaciones (rectángulo gris) y proporcionados por PRECIS. En la faja entre 17 y 23°S la correspondencia es muy buena, aunque el modelo entrega temperaturas medias inferiores en unos 2°C. En la faja comprendida entre 32 y 35°S, la coincidencia es muy buena en el terreno bajo, pero sobre los Andes PRECIS subestima la temperatura media anual lo que se justifica por la diferencia en altitud entre las posiciones de la estación en el modelo y la realidad, probablemente debido a su ubicación en valles angostos que no quedan bien representados; como consecuencia el ciclo anual de la faja queda nuevamente subestimado por el modelo. Este problema vuelve a aparecer en la transecta 43-49°S y en menor grado en las restantes, pero de manera general los ciclos anuales quedan bien simulados. Conviene notar que la evaluación de los cambios se hizo por la diferencia entre salidas de PRECIS de manera que las discrepancias comentadas con las observaciones resulta menos determinante en su estimación.

Los mapas regionales de temperaturas extremas diarias (máxima y mínima) y sus cambios futuros se incluyen mediante diez mapas, cinco para cada una, en una presentación similar a los mapas de temperatura media. En general, el cambio de las temperaturas extremas diarias exhibe un patrón espacial y variación estacional similares a los comentados en relación a los cambios de temperatura media diaria. En particular, las mayores diferencias (hasta 6°C cuando se considera la diferencia A2-Clima Actual) se concentran sobre la cordillera de la zona norte durante el verano, mientras que las menores diferencias (siempre positivas) se concentran en la zona austral durante invierno.

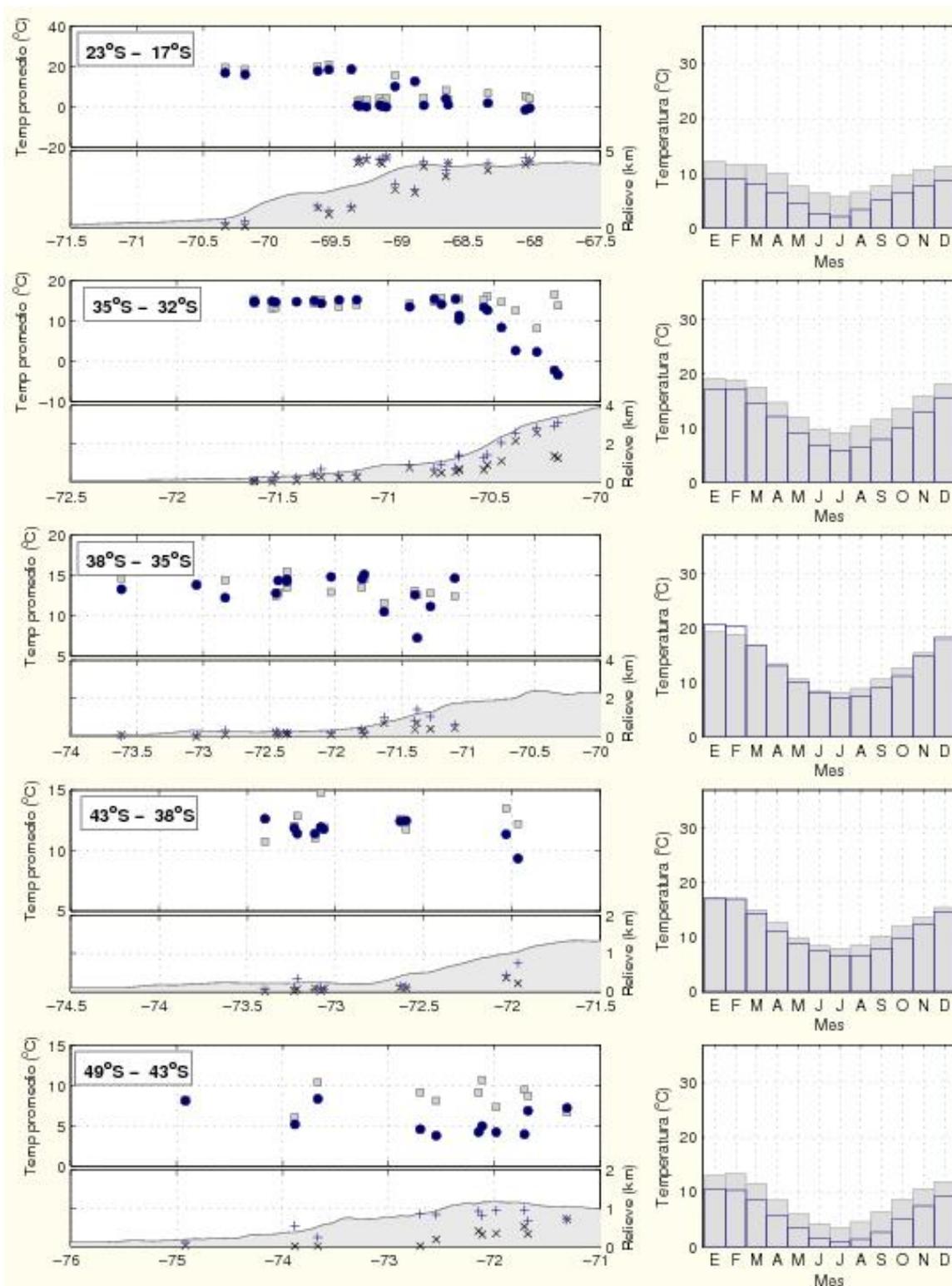


Figura 5.4: Validación de temperaturas medias con observaciones.

5.3 Mapas de precipitación acumulada media estacional

La suma pluviométrica estacional tiene una presentación similar a la de temperatura media en la figura del dominio completo (Figura 5.5) y las cinco figuras regionales incluidas en el volumen anexo. Sin embargo, hay algunas diferencias de formato en los cambios derivadas de dos razones. La primera es que ellos están expresados como la razón (en porcentaje, %) entre el valor promedio del clima futuro (Pf) y el valor correspondiente al Clima Actual (Pa). Es decir, para cada punto de grilla del dominio se muestra $[Pf / Pa] \times 100$, con lo cual los lugares con menor precipitación muestran porcentajes inferiores a 100% y aquellos con mayor precipitación tienen valores por encima de 100%. Aquellos lugares donde el cambio es inferior a un 10% no aparecen coloreados. La segunda se refiere a lugares donde la precipitación es muy escasa (áridos) y el porcentaje resulta muy grande careciendo de valor práctico (un 100% de aumento en un lugar donde caen anualmente algunos mm carece de importancia); en este caso los dominios áridos se han rellenado con color gris.

En términos generales las cumbres andinas marcan un contraste entre ambas laderas con un aumento en la ladera oriental (Argentina) y una disminución en la ladera occidental (Chile continental y el Pacífico adyacente), particularmente en latitudes medias y en las estaciones de verano y otoño. Este contraste se manifiesta más acentuado en el escenario A2 durante el verano, en que la precipitación sobre ciertos sectores de Chile centro-sur se reducen a la mitad e incluso un cuarto del valor actual, al mismo tiempo que la precipitación futura se duplica (respecto a la actual) inmediatamente al este de la cordillera de los Andes. El detalle regional puede apreciarse en las figuras correspondientes del volumen anexo, sobre las cuales podemos establecer:

- Sobre el sector altiplánico chileno aparece un aumento de precipitaciones en primavera y verano, siendo más significativo el de primavera en el sector de la I Región bajo el escenario A2 y más extendido hacia la II Región bajo el escenario B2.
- En el Norte Chico el incremento de las precipitaciones extiende su dominio bajo el escenario B2 abarcando toda la faja del territorio chileno entre los 20 y 33°S en otoño, pero en invierno afecta solo a la región andina con mayor incremento en la mitad norte.
- En la región de Chile Central hay una pérdida generalizada de precipitación bajo el escenario A2, condición que se mantiene en el escenario B2 con la excepción de la estación de otoño para latitudes inferiores a 33°S. La pérdida es del orden de 40% en las tierras bajas ganando en magnitud hacia la ladera andina durante el verano, pero reduciéndose durante el otoño y el invierno bajo el escenario B2.
- La Región Sur exhibe una transición hacia los montos del Clima Actual durante otoño e invierno, la cual es más rápida en el caso B2. Durante el verano las pérdidas de pluviosidad son del orden de 40% reduciéndose en primavera a un 25%.
- La Región Austral presenta pérdidas estivales de un 25%, pero se normaliza hacia el invierno, y existe un leve aumento en el extremo sur que prevalece todo el año.

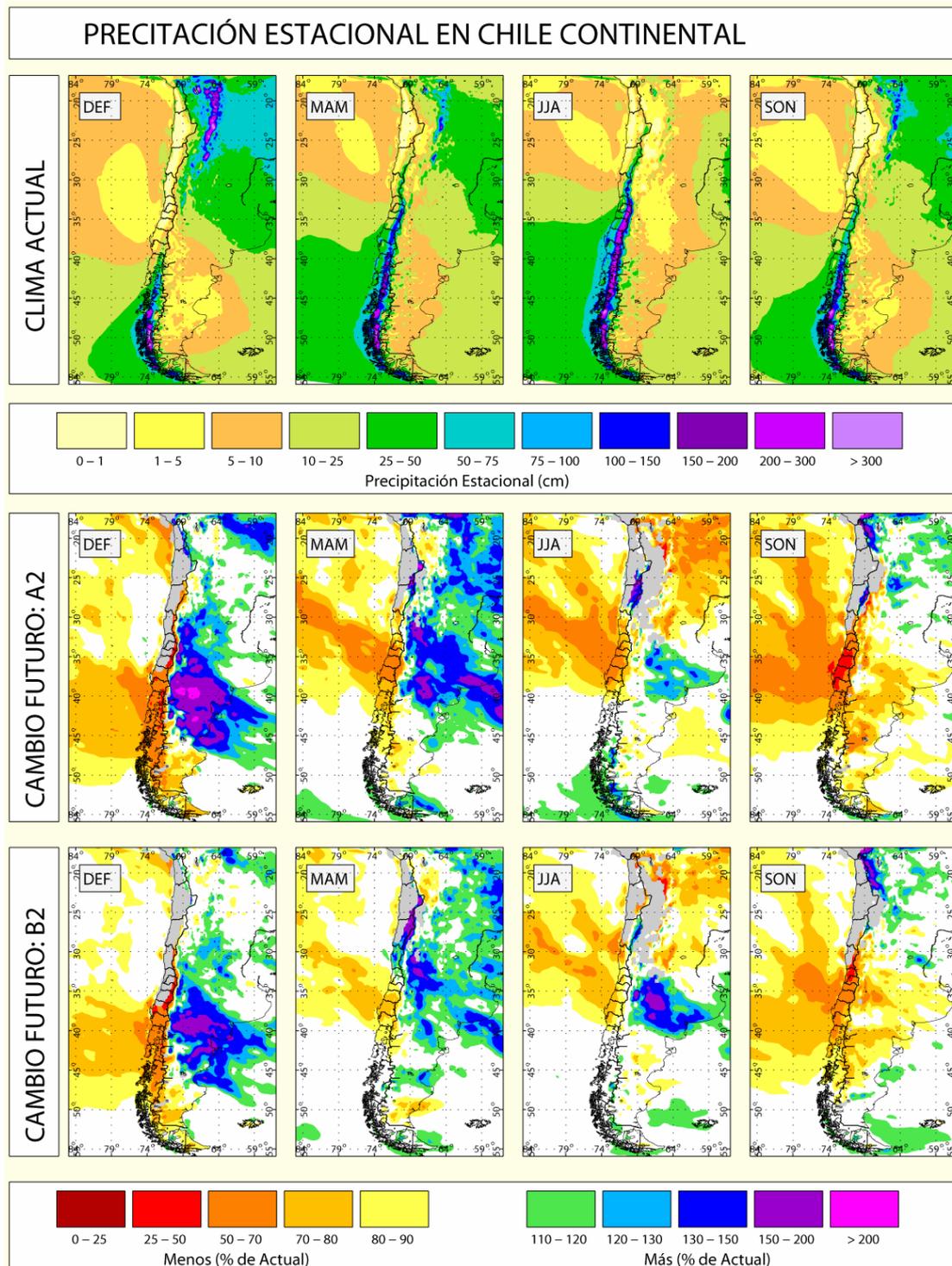


Figura 5.5. Precipitación estacional en el clima actual (fila superior) y diferencias futuro-presente (paneles inferiores) para cada estación del año.

Al igual que en el caso de las temperaturas medias se intentó una validación de las salidas del modelo PRECIS par el Clima Actual con observaciones. La Figura 5.6 es similar a la Figura 5.4 con la diferencia de que en los paneles de la derecha los ciclos anuales muestran los porcentajes de la suma anual de precipitación. En general la salida de PRECIS sobreestima la precipitación en el terreno elevado lo que puede tener su origen en el efecto de valles angostos representados pobremente en el modelo y en los problemas de medición de la precipitación nival. Sin embargo, los ciclos anuales son bien replicados por el modelo. Conviene notar que la evaluación de los cambios se hizo por la diferencia entre salidas de PRECIS de manera que las discrepancias comentadas con las observaciones resulta menos determinante en su estimación.

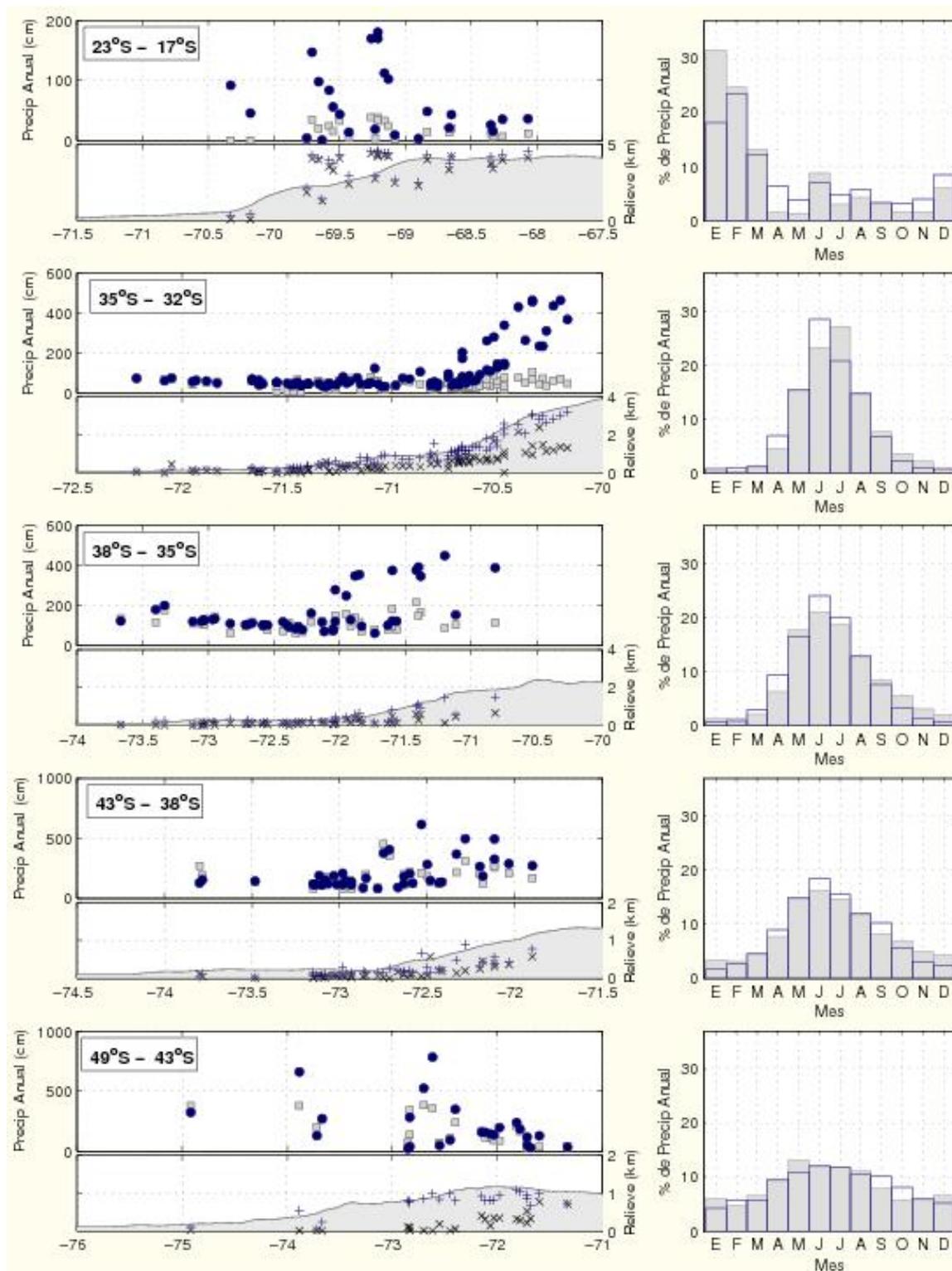


Figura 5.6: Validación de precipitaciones con observaciones.

5.4 Cortes zonales (W-E) de precipitación y temperatura

Con el fin de ilustrar el detalle de las temperaturas y precipitaciones medias en dirección W-E se presenta un conjunto de transectas seleccionadas a través del intervalo 64-74°W los valores corresponden a una faja de 50 km de ancho centrada en la latitud indicada.

En el caso de las precipitaciones ellas son las indicadas en la Tabla 5.1 siguiente. Las figuras muestran las variaciones zonales de precipitación, con cuatro paneles correspondientes a cada estación del año. En cada uno de ellos aparece sombreado el perfil de la topografía, junto con tres líneas que describen las precipitaciones para el Clima Actual (azul) y bajo los escenarios A2 (rojo) y B2 (verde); en la parte superior se indica la variación porcentual de ambos escenarios respecto del Clima Actual con los mismos colores.

Tabla 5.1: Transectas de precipitación y de temperatura

Latitud Sur	Lugar cercano
19.2°	Altiplano
29.8°	La Serena
33.5°	Santiago
35.0°	Talca
37.7°	Los Angeles
40.8°	Osorno
42.7°	Chiloé
47.3°	Campo de Hielo Norte
51.1°	Torres del Paine
53.2°	Punta Arenas

Para las temperaturas medias la presentación es la misma salvo que en la parte superior los cambios están expresados en grados centígrados y las transectas elegidas son las mismas listadas en la Tabla 5.1.

En estas transectas es posible apreciar la influencia de la topografía sobre ambas variables: la sombra pluviométrica a sotavento de las cordilleras de la Costa y de los Andes, particularmente al sur de Santiago, y la variación de temperatura con la altitud y el calentamiento del Valle Central durante el verano.

5.5 Vientos en superficie (a 2 m de altura)

Los cambios en la magnitud del viento de superficie se presentan en la forma de los cinco mapas regionales usados antes. En general los cambios sobre el área continental son menores a 0.6 m/s. Pero sobre el mar adyacente los cambios son mayores, hasta 2.5 m/s, entre las latitudes 29 y 33°S. Ellos deben tener un impacto en los recursos pesqueros por el aumento de surgencia que fuerza la componente sur.

5.5 Caracterización de la variabilidad climática

A manera de ilustración se han elegido mostrar la variabilidad climática en puntos específicos incluyendo cuatro ciudades (Arica, La Serena, Santiago y Temuco) junto con un punto sobre el Campo de Hielos Norte.

La variabilidad en temperatura se representa a través de diagramas “whisk-box” en los cuales la línea central de la caja informa de la mediana, los extremos de la caja corresponden a los percentiles 25 y 75, y los extremos de la recta vertical a los percentiles 5 y 95. El Clima Actual se representa en color azul, y los escenarios A2 y B2 con colores verde y rojo respectivamente. Como ya es usual la representación se hace para las cuatro estaciones del año.

En el caso de la precipitación la fuerte asimetría obliga a una representación diferente, por lo que se optó por frecuencias acumuladas. Para ello se usa una escala de frecuencias expresada por el porcentaje de días en la estación del año en que se excede la precipitación indicada en el eje de las precipitaciones (ordenadas). Ambas escalas son logarítmicas.

Por ejemplo considerando el caso de Santiago la distribución de temperatura media en otoño tiene la mediana unos 4°C más alta que en el Clima Actual bajo el escenario B2 y unos 5°C bajo el escenario A2; los intervalos interpercentílicos se mantienen casi invariables en el escenario B2, pero el intervalo entre los percentiles 5 y 25 aumenta en el escenario A2 dejando casi invariable el percentil 5 de ambos escenarios. Por otra parte, como es de esperar las estaciones de transición, otoño y primavera, muestran mayor dispersión que las estaciones de verano e invierno. En relación a la precipitación hay una clara concentración invernal cuando la frecuencia de días con 5 mm o más baja de 15% a 9% bajo el escenario A2, y para los días con más de 20 mm la probabilidad de ocurrencia baja de 4 a 3%. Durante la primavera las escasas lluvias que exceden los 5 mm reducen su probabilidad de 2 a 1% y las que exceden de 1 mm bajan de 8 a 3%.

Otra expresión de la variabilidad del régimen térmico es la probabilidad de ocurrencia de días cálidos y días fríos. Para definir lo que se entiende por cálido o frío se ha usado la distribución de temperaturas en el Clima Actual, entendiendo que un día cálido o frío en la actualidad es aquel en que la temperatura supera el percentil 90 o se ubica por debajo del percentil 10, respectivamente. Con esta definición se trazaron los mapas de frecuencia de ambos tipos de días que aparecen en el volumen anexo con las figuras de esta sección.

5.6 Comentarios finales

El clima de Chile continental hacia finales del siglo XXI obtenido a través del modelo regional PRECIS presenta cambios significativos en temperatura y precipitación, sobre todo bajo el escenario más severo (SRES A2). Los cambios están representados con detalle en las figuras contenidas en el volumen anexo adjunto al informe. Sin embargo, parece apropiado intentar un resumen somero de ellos en aquellos aspectos que tienen mayor impacto sobre los recursos hídricos.

Hay dos aspectos que destacan uno derivado del cambio en temperaturas y otro de los cambios en precipitación. El primero dice relación con la reducción del área andina capaz de almacenar nieve entre las estaciones del año. Considerando que la isoterma de 0°C sufre un alza de altura por el proceso de calentamiento, las crecidas invernales de los ríos con cabecera andina se verán incrementadas por el consiguiente aumento de las cuencas aportantes y la reserva nival de agua se verá disminuída. La Figura 5.7 muestra el cambio bimestral del área encerrada por la isoterma cero para la región cordillerana comprendida entre las latitudes 30 y 40°S bajo el escenario A2. Este sector andino corresponde a las regiones mayor productividad desde el punto de vista silvo-agro-pecuario y en él se ubica la generación hidroeléctrica del sistema interconectado. Aunque hay reducciones del área en todas las estaciones del año, la pérdida es muy significativa durante los cuatro primeros meses del año calendario.

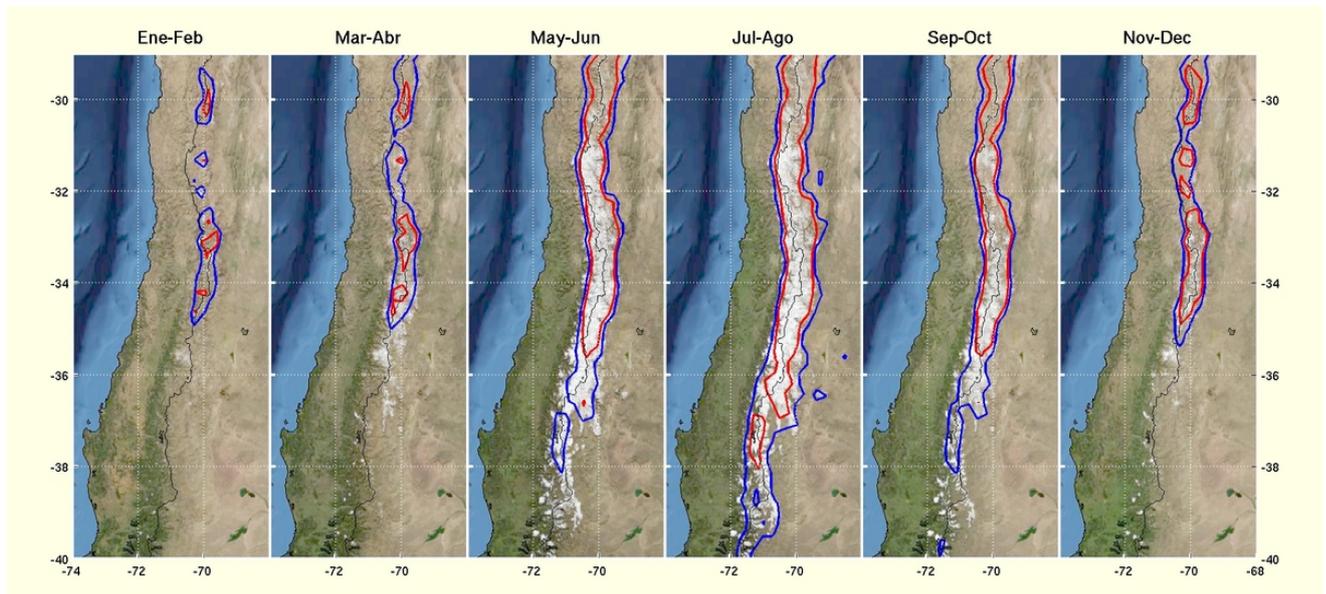


Figura 5.7: Variación del área con temperatura inferior a 0°C en la simulación del Clima Actual (línea azul) y bajo el escenario A2 (línea roja) a través del año en Región Central y Región Centro-Sur. Fondo de la imagen es un producto del satélite MODIS que muestra los cambios estacionales de la cobertura vegetal y nival del terreno de manera aproximada.

Por otra parte, en cuanto a la pluviometría bajo el escenario A2, la Figura 5.8 señala, de manera simplificada y para las estaciones extremas, los sectores del territorio nacional (y parte de Argentina) donde las precipitaciones disminuyen en un 15% o más respecto del clima actual (color café) y donde ellas aumentan en igual porcentaje (color verde). Con la excepción de la región altiplánica en verano y el extremo austral en invierno dominan las disminuciones. Cabe notar que en la estación invernal todo el territorio nacional comprendido entre 30 y 40°S ve disminuídas sus precipitaciones. La pérdida también se extiende al período estival por todo el territorio comprendido entre 38 y 50°S y aún más al norte por el sector andino. Tales disminuciones pluviométricas se suman a la elevación de

la isoterma cero para ofrecer un cuadro particularmente preocupante en las regiones Centro y Centro Sur.

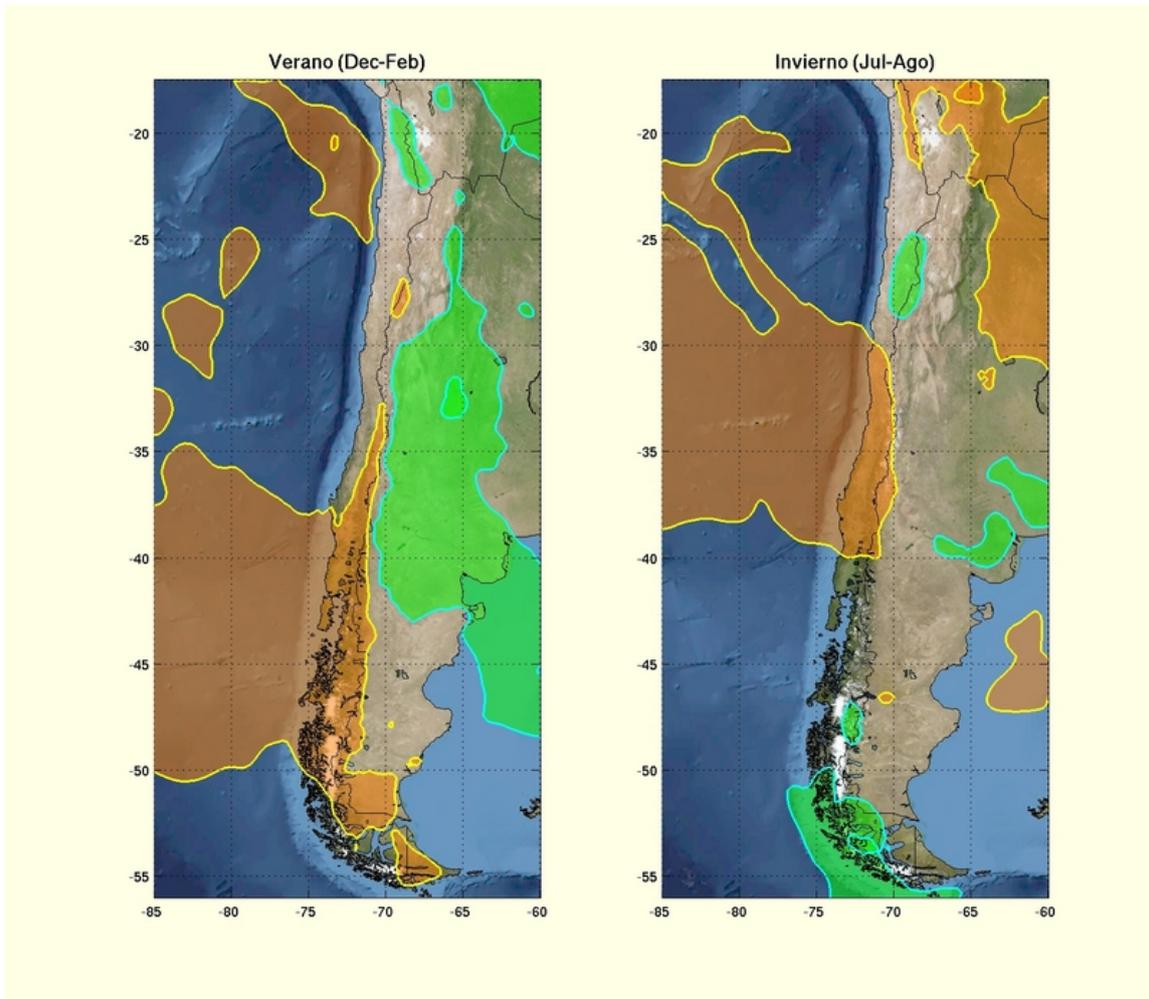


Figura 5.8: Areas en que la precipitación bajo el escenario A2 disminuye en 15% o más (color café) y aumenta en un 15% o más (color verde) en las estaciones extremas del año.

ANEXO 1: Cambios en el nivel del mar

A.1 Generalidades: factores que afectan el nivel medio del mar

En general y en el largo plazo, el nivel medio del mar cambia por variaciones del volumen total de los océanos. Ello puede deberse a un aumento del volumen de los océanos, el cual puede originarse en variaciones en la densidad del agua o de la masa total contenida en las cuencas oceánicas.

Con relación al cambio climático, la causa más importante, que da cuenta de alrededor de un 80% de la variación observada en el último siglo, es la expansión o dilatación térmica del agua que implica un cambio en su densidad. Este proceso se caracteriza por medio del coeficiente de expansión térmica α que mide la variación relativa de densidad por grado de temperatura:

$$\alpha \equiv -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}$$

Un valor típico de latitudes altas es $\alpha = 0.0001 \text{ (K}^{-1}\text{)}$, por lo que si una capa de 1000 m de agua se calientan en 1 K el nivel del mar se elevaría en 10 cm aproximadamente. Sin embargo, α varía con la temperatura y salinidad, aumentando en un 300% para aguas tropicales contenidas en la primera centena de metros de profundidad.

También aporta a un aumento del nivel del mar el balance de masa de los glaciares continentales cuando el aporte de la precipitación recibida es menor que la fusión del hielo. Si bien en un clima más cálido se espera que la precipitación aumente, en general su impacto es menor que el aumento de la fusión por el incremento de la temperatura. Los modelos climáticos sugieren un aumento del nivel del mar del orden de 0.6 mm/año/K debido a la pérdida de masa glacial. En la actualidad este aporte es del orden de un 15% con significativas contribuciones positivas de Groenlandia y negativas del continente antártico. Otro aporte másico deriva de variaciones de las aguas dulces almacenadas en los continentes.

Otro factor que afecta el nivel medio del mar, pero sin relación inmediata con el cambio climático que nos ocupa, son cambios en las cuencas oceánicas sea por relleno sedimentario o movimientos tectónicos, ya sea la lenta recuperación isostática o rápidos episodios sísmicos que desplazan la corteza terrestre y generan tsunamis.

Además, los cambios climáticos a través de variaciones en la distribución media de los campos de presión atmosférica, vientos y corrientes marinas superficiales también afectan el nivel medio del mar. Aunque en ausencia de viento y corrientes marinas todas las causas mencionadas deberían producir una variación globalmente homogénea, la acción de arrastre del viento tiende a acumular aguas contra las costas y las corrientes generan desniveles regionales por la tendencia a equilibrar la fuerza de Coriolis con la fuerza de gradiente de presión (geostrofia). Las variaciones de presión atmosférica también generan pequeñas diferencias regionales de nivel (conocidas como efecto de barómetro invertido), y las vicisitudes del tiempo atmosférico ocasionan episodios de breve duración a través de ondas forzadas por el viento y “storm surges” cuya recurrencia puede aumentar.

Completando esta enumeración de causas y sin relación con el cambio climático, están las variaciones periódicas de las mareas.

A.2 Variaciones observadas

Las variaciones del nivel del mar observadas por medio de una red global de mareógrafos durante la segunda mitad del siglo pasado revelan un incremento de 1.5 mm/año. Pero esta red dista de estar homogéneamente distribuida sobre el globo con un 90% en las costas del hemisferio norte. Por otra parte, la altimetría satelital recolectada durante el último decenio entrega una estimación de 2.8 mm/año, lo cual podría ser un primer signo de aceleración derivada del calentamiento global, pero tal inferencia es de dudoso valor ya que el alza histórica presenta variaciones importantes sobre períodos similares. Las predicciones del IPCC para el alza para fines del siglo presente se ubican entre 110 y 880 mm.

A.3 Variaciones asociadas al futuro cambio climático

Para el escenario climático IS92a y el período 1990-2100, el Tercer Informe del IPCC estimó entre 110 a 430 mm el alza media global originada en la expansión térmica del agua y el correspondiente aporte de glaciares entre 10 y 110 mm. En el mismo informe se incluyeron mapas globales con tales estimaciones mediante nueve diferentes AOGCM para fines del siglo XXI. Este tipo de información no figura entre las variables que están disponibles para el Cuarto Informe lo cual puede ser consecuencia de que las discrepancias que exhibieron diferentes modelos en las variaciones regionales no han sido subsanadas. Entre los modelos se incluyó el HadCM3 con forzamiento por diferentes gases invernadero, aerosoles (efectos directo e indirecto) y cambios de ozono troposférico.

El mayor problema que se enfrenta en la estimación del aporte de origen térmico al nivel del mar es la propagación del calor sensible hacia el océano profundo. Debido a la lenta circulación que lo caracteriza, el alza de nivel del mar seguirá aumentando a través de todo el siglo XXI y por muchos siglos después que las concentraciones de gases invernadero se hayan estabilizado, ya que el océano profundo se ajusta al cambio climático en miles de años. En una simulación con la concentración atmosférica de CO₂ fija e igual al doble del valor actual, el alza media global del nivel del mar debida a la expansión térmica alcanzó un valor final de 1.96 m (Stouffer y Manabe, 1999), superando en un orden de magnitud el alza observada durante el siglo pasado.

A.4 Proyección del alza del nivel medio del mar

La Figura A1.1 muestra la evolución del nivel medio del mar para varios escenarios climáticos durante el presente siglo, entre ellos los escenarios A2 y B2. Las barras verticales en el margen derecho de la figura indican la incertidumbre en la modelación y muestran que ella supera a aquella asociada a la elección del escenario. Otro rasgo destacable es que en general se encuentra en un proceso de aceleración.

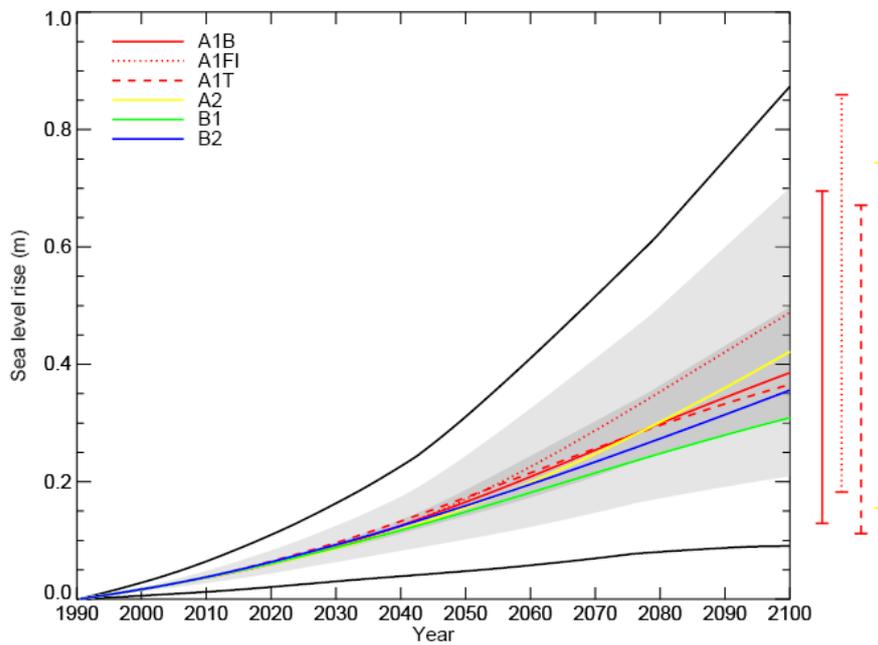


Figura A1.1: Elevación del nivel medio del mar en metros durante el siglo XXI. (fuente: Gregory, 2006)

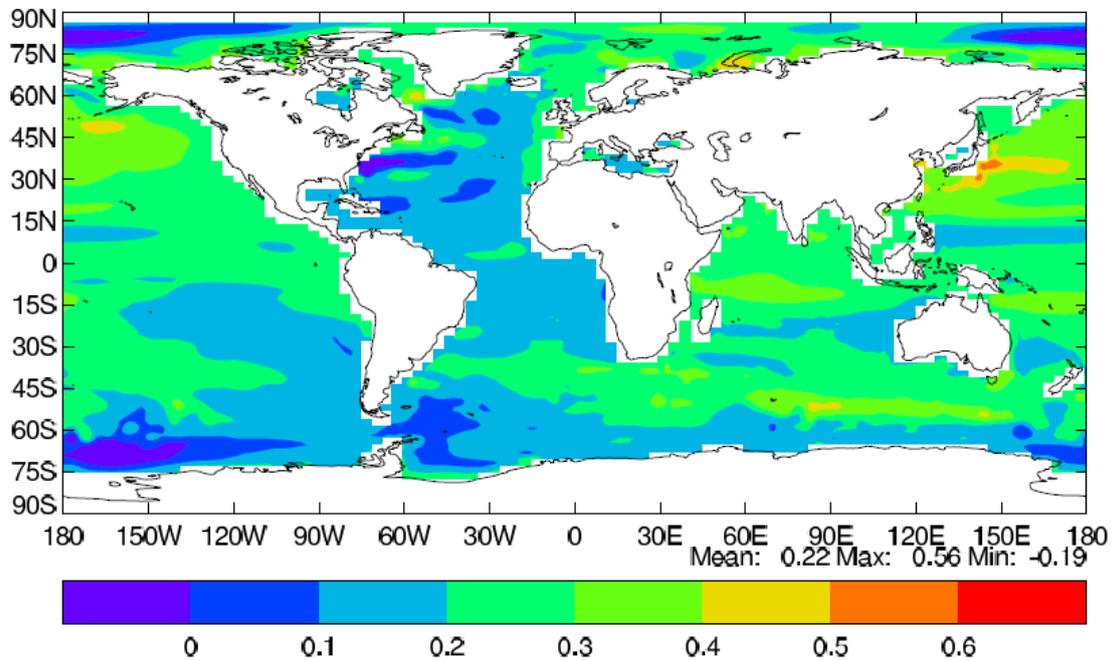


Figura A1.2: Alza del nivel del mar entre las décadas finales de los siglos XXI y XX expresadas en metros bajo un escenario IS92a. (fuente: Gregory, 2006)

En general el valor promedio presenta variaciones regionales por las causas ya comentadas y distintos modelos AOGCM no muestran similitud en sus detalles. La Figura

A1.2 corresponde a las diferencias que entrega el modelo HadCM3 entre las últimas décadas de los siglos XXI y XX, expresadas en metros para el escenario climático IS92a. Frente a la costa de Chile existe una disminución general desde el sector norte, con algo más de 20 cm, hasta el mar circumpolar donde las alzas bordean los 10 cm. Este último rasgo es reproducido por la mayoría de los AOGCM. Los valores extremos son de -19 y 56 cm con un promedio global de 22 cm.

A.5 Variaciones frente a la costa de Chile

Con el fin de estimar las variaciones del nivel del mar frente a las costas de Chile bajo los escenarios A2 y B2 se extrajo de la Figura A1.2 (escenario IS92a) la variación latitudinal y se la corrigió por los montos finales (2100) según los valores de la Figura A1.1. La evolución temporal también fue extraída de esta figura. Las Tablas A1.1 y A!2 contienen las alzas resultantes para los escenarios A2 y B2 y representadas en las figuras adjuntas.

Tabla A1.1: Elevación del nivel del mar entre 1990-2090 en cm.

Lat S	Año	Modelo: HadCM3					Escenario: A2					
		1990	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
20	1990	0.0	2.6	3.9	5.9	8.2	10.2	13.1	16.4	19.7	23.6	27.6
25	1990	0.0	2.5	3.8	5.6	7.8	9.7	12.5	15.6	18.8	22.5	26.3
30	1990	0.0	2.0	3.0	4.5	6.3	7.8	10.0	12.5	15.0	18.0	21.0
35	1990	0.0	1.9	2.8	4.2	5.9	7.3	9.4	11.7	14.1	16.9	19.7
40	1990	0.0	1.9	2.8	4.2	5.9	7.3	9.4	11.7	14.1	16.9	19.7
45	1990	0.0	2.0	3.0	4.5	6.3	7.8	10.0	12.5	15.0	18.0	21.0
50	1990	0.0	2.0	3.0	4.5	6.3	7.8	10.0	12.5	15.0	18.0	21.0
55	1990	0.0	1.8	2.6	3.9	5.5	6.8	8.8	10.9	13.1	15.8	18.4
60	1990	0.0	1.5	2.3	3.4	4.7	5.8	7.5	9.4	11.3	13.5	15.8

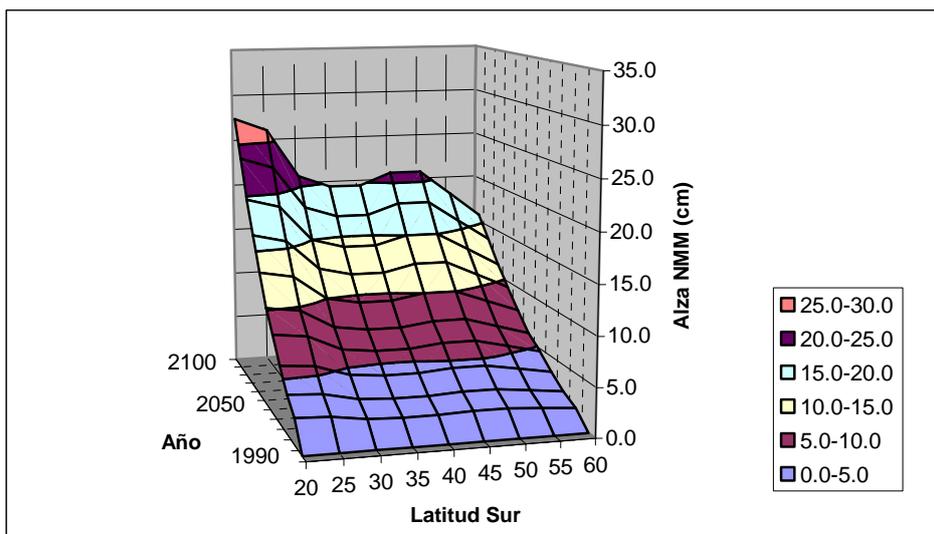
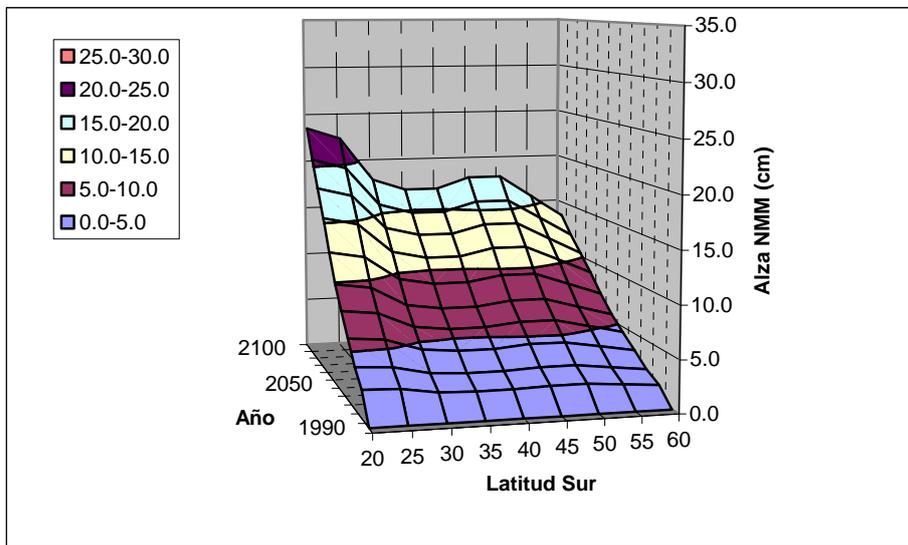


Tabla A1.2: Elevación del nivel del mar entre 1990-2090 en cm.

Lat S	Modelo: HadCM3						Escenario: B2					
	Año											
	1990	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100	
20	0.0	2.6	3.9	5.9	7.9	9.8	12.5	15.4	18.0	20.7	23.6	
25	0.0	2.5	3.8	5.6	7.5	9.4	11.9	14.7	17.2	19.7	22.5	
30	0.0	2.0	3.0	4.5	6.0	7.5	9.5	11.8	13.8	15.8	18.0	
35	0.0	1.9	2.8	4.2	5.6	7.0	8.9	11.0	12.9	14.8	16.9	
40	0.0	1.9	2.8	4.2	5.6	7.0	8.9	11.0	12.9	14.8	16.9	
45	0.0	2.0	3.0	4.5	6.0	7.5	9.5	11.8	13.8	15.8	18.0	
50	0.0	2.0	3.0	4.5	6.0	7.5	9.5	11.8	13.8	15.8	18.0	
55	0.0	1.8	2.6	3.9	5.3	6.6	8.3	10.3	12.0	13.8	15.8	
60	0	1.5	2.3	3.4	4.5	5.6	7.1	8.8	10.3	11.8	13.5	



A. 6 Discusión

En relación a las estimaciones resultantes conviene insistir en su carácter tentativo por varias causas. La más importante deriva de la gran variabilidad que presentan de un AOGCM a otro, la cual se pone de manifiesto en la Figura A1.1 a través de las barras verticales en su margen derecho y las curvas envolventes negras que cubren todos los resultados. Esta incertidumbre supera ampliamente las variaciones entre diferentes escenarios climáticos haciendo que la elección de uno u otro sea irrelevante. Un rasgo que es común a la mayoría de los AOGCM son los bajos valores sobre los mares australes que producen la disminución desde latitudes subtropicales a las polares, pero las magnitudes obtenidas cerca del máximo frente a la Región XI para fines de siglo cubren un intervalo entre 10 y 50 cm, aproximadamente. Un segundo factor que debe afectar los resultados, aunque en menor medida, es la combinación de simulaciones regionales realizadas en el año 2001 con variaciones medias globales estimadas cinco años después.

Finalmente, alzas entre 10 y 20 cm en un horizonte de 100 años no parece ser un problema serio para la mayor parte del litoral nacional que corresponde a un margen con tectónica muy activa en el cual desplazamientos rápidos similares o mayores no son desconocidos.

Referencias

Gregory, J.M., J.A. Church, G.J Boer, K.W. Dixon, G.M. Flato, D-R. Jackett, J.A.Lowe, S.P O'Farrel, E. Roeckner, G.L. Russel, R.J. Souffer and M. Winton, 2001: Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level change 1900-2100. *Climate Dynamics*,18: 225-240.

Gregory, J., 2006: Changes in sea level. Talk, CGAM and Hadley Centre, UK.

IPCC, Climate Change 2001: The Scientific Basis, Third Assessment Report.

Stouffer, R.J. and S. Manabe, 1999: Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide: sensitivity to the rate of increase. *J. Clim.*, 12, 2224-2237.

ANEXO A: Modelo Global acoplado HadCM3

HadCM3 is a coupled atmosphere-ocean GCM developed at the Hadley Centre and described by Gordon et al. (1999). It has a stable control climatology and does not use flux adjustment.

The atmospheric component of the model has 19 levels with a horizontal resolution of 2.5 degrees of latitude by 3.75 degrees of longitude, which produces a global grid of 96 x 73 grid cells. This is equivalent to a surface resolution of about 417 km x 278 km at the Equator, reducing to 295 km x 278 km at 45 degrees of latitude (comparable to a spectral resolution of T42).

A new radiation scheme is included with 6 and 8 spectral bands in the shortwave and longwave. The radiative effects of minor greenhouse gases as well as CO₂, water vapour and ozone are explicitly represented (Edwards and Slingo, 1996). A simple parametrization of background aerosol (Cusack et al. 1998) is also included.

A new land surface scheme (Cox et al. 1999) includes a representation of the freezing and melting of soil moisture, as well as surface runoff and soil drainage; the formulation of evaporation includes the dependence of stomatal resistance to temperature, vapour pressure and CO₂ concentration. The surface albedo is a function of snow depth, vegetation type and also of temperature over snow and ice.

A penetrative convective scheme (Gregory and Rowntree, 1990) is used, modified to include an explicit down-draught, and the direct impact of convection on momentum (Gregory et al. 1997). Parametrizations of orographic and gravity wave drag have been revised to model the effects of anisotropic orography, high drag states, flow blocking and trapped lee waves (Milton and Wilson 1996; Gregory et al. 1998). The large-scale precipitation and cloud scheme is formulated in terms of an explicit cloud water variable following Smith (1990). The effective radius of cloud droplets is a function of cloud water content and droplet number concentration (Martin et al. 1994).

The atmosphere component of the model also optionally allows the transport, oxidation and removal by physical deposition and rain out of anthropogenic sulphur emissions to be included interactively. This permits the direct and indirect forcing effects of sulphate aerosols to be modelled given scenarios for sulphur emissions and oxidants.

The oceanic component of the model has 20 levels with a horizontal resolution of 1.25 x 1.25 degrees. At this resolution it is possible to represent important details in oceanic current structures. Horizontal mixing of tracers uses a version of the Gent and McWilliams (1990) adiabatic diffusion scheme with a variable thickness diffusion parametrization (Wright 1997; Visbeck et al. 1997) is used. There is no explicit horizontal diffusion of tracers. The along-isopycnal diffusivity of tracers is 1000 m²/s and horizontal momentum viscosity varies with latitude between 3000 and 6000 m²/s at the poles and equator respectively.

Near-surface vertical mixing is parametrized partly by a Kraus-Turner mixed layer scheme for tracers (Kraus and Turner 1967), and a K-theory scheme (Pacanowski and Philander 1981) for momentum. Below the upper layers the vertical diffusivity is an increasing function of depth only. Convective adjustment is modified in the region of the Denmark Straits and Iceland-Scotland ridge better to represent down-slope mixing of the overflow water, which is allowed to find its proper level of neutral buoyancy rather than mixing vertically with surrounding water masses. The scheme is based on Roether et al. (1994).

Mediterranean water is partially mixed with Atlantic water across the Strait of Gibraltar as a simple representation of water mass exchange since the channel is not resolved in the model.

The sea ice model uses a simple thermodynamic scheme including leads and snow-cover. Ice is advected by the surface ocean current, with convergence prevented when the depth exceeds 4 m (Cattle and Crossley 1995).

There is no explicit representation of iceberg calving, so a prescribed water flux is returned to the ocean at a rate calibrated to balance the net snowfall accumulation on the ice sheets, geographically distributed within regions where icebergs are found. In order to avoid a global average salinity drift, surface water fluxes are converted to surface salinity fluxes using a constant reference salinity of 35 PSU.

The model is initialized directly from the Levitus (1994) observed ocean state at rest, with a suitable atmospheric and sea ice state. The atmosphere and ocean exchange information once per day. Heat and water fluxes are conserved exactly in the transfer between their different grids.

Cattle, H. and J. Crossley, 1995: Modelling Arctic climate change. *Phil Trans R Soc London A352*: 201-213.

Cox, P., R. Betts, C. Bunton, R. Essery, P.R. Rowntree, and J. Smith, 1999; The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics* 15: 183-203.

Cusack S., A. Slingo, J.M. Edwards, and M. Wild, 1998; The radiative impact of a simple aerosol climatology on the Hadley Centre GCM. *QJR Meteor. Soc.* 124: 2517-2526.

Edwards, J.M. and A. Slingo, 1996; Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large scale model. *QJR Meteor. Soc.* 122: 689-719.

Gent, P.R. and J.C. McWilliams, 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.* 20: 150-155.

Gordon, C., C. Cooper, C.A. Senior, H. Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns,

J.F.B. Mitchell and R.A. Wood, 1998; The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* (in press).

Gregory, D., R. Kershaw and P.M. Inness, 1997; Parametrization of momentum transport by convection. II: tests in single column and general circulation models. *QJR Meteor. Soc.* 123: 1153-1183.

Gregory, D., G.J. Shutts and J.R. Mitchell, 1998; A new gravity wave drag scheme incorporating anisotropic orography and low level wave breaking: Impact upon the climate of the UK Meteorological Office Unified Model. *QJR Meteor. Soc.* 124: 463-493.

Kraus, E.B. and J.S. Turner, 1967; A one dimensional model of the seasonal thermocline. Part II. *Tellus*, 19: 98-105.

Levitus, S. and T.P. Boyer, 1994; *World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature*. NOAA/NESDIS E/OC21, US Department of Commerce, Washington, DC, 117pp.

Martin, G.M., D.W. Johnson and A. Spice, 1994; The measurement and parametrization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.* 51: 1823-1842.

Milton, S.F. and C.A. Wilson, 1996; The impact of parametrized sub-grid scale orographic forcing on systematic errors in a global NWP model. *Mon. Weath. Rev.* 124: 2023-2045.

Pacanowski, R.C. and S.G. Philander, 1981; Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.* 11: 1443-1451.

Roether, W., V.M. Roussenov and R. Well, 1994; A tracer study of the thermohaline circulation of the eastern Mediterranean. In: *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Example* pp.371-394. Eds. P. Malanotte-Rizzoli and A.R. Robinson, Kluwer Academic Press.

Smith, R.N.B, 1990; A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *QJR. Meteor. Soc.* 116: 435-460.

Visbeck, M., J. Marshall, T. Haine and M. Spall, 1997; On the specification of eddy transfer coefficients in coarse resolution ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.* 27: 381-402.

Wright, D.K., 1997; A new eddy mixing parametrization and ocean general circulation model. *International WOCE newsletter*, 26: 27-29.

ANEXO B: Modelo Regional PRECIS

(Extraído del Manual de PRECIS)

The PRECIS RCM is an atmospheric and land surface model of limited area and high resolution which is locatable over any part of the globe. Dynamical flow, the atmospheric sulphur cycle, clouds and precipitation, radiative processes, the land surface and the deep soil are all described and information from every aspect is diagnosed from within the model. The model requires prescribed surface and lateral boundary conditions. Surface boundary conditions are only required over water, where the model needs time series of surface temperatures and ice extents. Lateral boundary conditions provide dynamical atmospheric information at the latitudinal and longitudinal edges of the model domain. There is no prescribed constraint at the upper boundary of the model. The lateral boundary conditions comprise the standard atmospheric variables of surface pressure, horizontal wind components and measures of atmospheric temperature and humidity. Also, as certain configurations of the PRECIS RCM contain a full representation of the sulphur cycle, a set of boundary conditions (including sulphur dioxide, sulphate aerosols and associated chemical species) are also required for this. These lateral boundary conditions are updated every six hours; surface boundary conditions are updated every day. The model is described in three main sections: the dynamics, the sulphur cycle and the physical parameterizations. The dynamics deals with the advection of the meteorological state variables (i.e.those required for lateral boundary conditions), which are consistently modified by the physical parameterizations: clouds, precipitation, radiation, boundary layer, surface exchanges and gravity wave drag. The sulphur cycle is also a physical parameterization, but one whose state variables(concentrations of chemical species) are treated as prognostic and advected as tracers. The PRECIS RCM is based on the atmospheric component of HadCM3 (Gordon et al., 2000) with substantial modifications to the model physics.

The atmospheric component of the PRECIS model is a hydrostatic version of the full primitive equations, i.e. the atmosphere is assumed to be in a state of hydrostatic equilibrium and hence vertical motions are diagnosed separately from the equations of state. It has a complete representation of the Coriolis force and employs a regular latitude-longitude grid in the horizontal and a hybrid vertical coordinate. There are 19 vertical levels, the lowest at ~50m and the highest at 0.5 hPa (Cullen, 1993) with terrain-following - coordinates (= pressure/surface pressure) used for the bottom four levels, purely pressure coordinates for the top three levels and a combination in between(Simmons and Burridge, 1981). The model equations are solved in spherical polar coordinates and the latitude-longitude grid is rotated so that the equator lies inside the region of interest in order to obtain quasi-uniform grid box area throughout the region. The horizontal resolution is $0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$, which gives a minimum resolution of ~50 km at the equator of the rotated grid. Due to its fine resolution, the model requires a time step of 5 minutes to maintain numerical stability. The prognostic variables in the dynamical, layer cloud and boundary layer schemes are surface pressure, zonal and meridional wind components, potential temperature adjusted to allow for the latent heat of cloud water and ice, and water vapour plus liquid and frozen cloud water. In addition, there are five chemical species which are used to simulate the spatial distribution of sulphate aerosols. An Arakawa B grid (Arakawa and Lamb, 1977) is used for horizontal discretization to improve the accuracy of the split-

explicit finite difference scheme. In this horizontal layout, the momentum variables are offset by half a grid box in both directions from the thermodynamic variables. The aerosol variables also lie on the thermodynamic grid. Geostrophic adjustment is separated from the advection part of the integration: adjustment is iterated three times per 5 minute advection timestep. Averaged velocities over the three adjustment timesteps are used for advection, which is integrated in time using the Heun scheme (Mesinger, 1981). This finite difference scheme is 4th order accurate except at high wind speeds when it is reduced to 2nd order accuracy for stability. The numerical form of the dynamical equations formally conserves mass, momentum, angular momentum and total water in the absence of source and sink terms. Physical parameterizations and numerical diffusion are represented by three-dimensional source and sink vector functions of the prognostic variables. Horizontal diffusion is applied everywhere to the wind field in order to represent unresolved sub-grid scale processes and to control the accumulation of noise and energy at the grid scale. Fourth order diffusion is used throughout, except in the top level for the winds, where second order diffusion is applied. The order of diffusion and diffusion coefficients are resolution- and timestep-dependent.