

ESCENARIOS CLIMÁTICOS PARA EL MONZÓN SUDAMERICANO: DETERMINADOS POR LOS MODELOS DE ACOPLAMIENTO DEL IPCC AR4

Andrés W. Burgoa Mariaca

*Instituto Investigaciones Físicas, F.C.P.N.–UMSA
La Paz–Bolivia*

RESUMEN

De los cinco modelos de cambio climático establecidos por el IPCC AR4 SRES A2 en el presente estudio, se eligen los modelos Ukmo_HadCM3 y el GISS_ER por brindar fuertes contrastes significativos en la distribución espacial de las precipitaciones en la parte central de la cuenca amazónica y la amazonía boliviana.

Los modelos Ukmo_HadCM3 y Mpi-Echam5CM3 para el clima futuro en el escenario SRES A2, evidencian significativos contrastes en la vorticidad anticiclónica ($\zeta > 0$) o Alta Boliviana. A su vez, la observación de la Corriente en Chorro de los Niveles Bajos (CCNB) por dichos modelos, muestran semejanzas en el transporte de humedad de la Cuenca del Sahel africano hacia la Cuenca Amazónica, evidenciándose contrastes notorios en la parte noreste de la Cuenca del Plata.

Descriptor: escenario climático IPCC AR4 — clima futuro — precipitaciones — vorticidad anticiclónica

ABSTRACT

Of the five climate change models established by the IPCC AR4 SRES A2, the present study applies the Ukmo_HadCM3 and GISS_ER models which provide strong and significant contrasts in the spatial distribution of the precipitations in the central part of the Amazon basin and Bolivian Amazon. The models Ukmo_HadCM3 and Mpi-Echam5CM3 simulate the future climate for the SRES A2 scenary and demonstrate significant contrasts in the anticyclonic vorticity ($\zeta > 0$) or “Alta Boliviana”. In turn, the observation of the Low Level Jet Current (CCNB in spanish) applying the above mentioned models, shows similarities in the transport of moisture of the African Sahel basin towards the Amazon basin, providing evidence of notorious contrasts in the North-East of the Plata basin.

Key words: climate scenary IPCC AR4 — future climate — precipitations — anticyclonic vorticity

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios tanto de modelación como de simulación realizados por Cox y otros (2004), Costa y Fuley (2004), evidencian por un lado una persistente disminución en las precipitaciones en la hoya amazónica, con efectos de sequía y una muerte lenta de la selva amazónica. Ésto se debe fundamentalmente al fenómeno de retroalimentación existente del CO_2 entre el continente y el océano

en el transcurso del siglo XXI. A su vez, doblar el contenido de CO_2 hacia la atmósfera y una tala de la selva no sistemática, implicaría un incremento en las precipitaciones. Entonces, queda abierta la siguiente pregunta: ¿Los modelos climáticos predicen un tiempo atmosférico húmedo o seco sobre la cuenca amazónica?

Se sabe que la larga estación de sequía en el amazonas está influenciado por los cambios en la temperatura superficial oceánica en las inmediacio-

Escenario	Población	Economía	Ambiente	Igualdad	Tecnología	Globalización	Clima
A1F1							
A1B							
A1T							
B1							
A2							
B2							

Figura 1. Familia de escenarios climáticos utilizada por el IPCC AR4.

nes del continente sudamericano, en especial en el lado occidental —Niño3—, el cual influye en la vegetación tropical y la humedad del suelo. En consecuencia, los modelos climáticos existentes no dan una idea clara sobre la longitud de la estación seca en la cuenca amazónica.

El Proyecto de Intercomparación sobre Modelos Acoplados (PIMA, o del inglés CMIP) da resultados de simulaciones de varios modelos de circulación general del acoplamiento océano-atmósfera (con sigla en inglés GCMs). Estos modelos fueron encargados por el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático en su cuarta versión (con sigla en inglés IPCC AR4) para forzamientos en el clima, los cuales incluyen los aumentos de dióxido de carbono hacia la atmósfera. Para tal efecto, se hace uso del “reporte especial sobre escenarios de emisiones” (con sigla en inglés SRES), el cual explora diversos caminos sobre el efecto de los gases de invernadero en el futuro. Los archivos de datos del PIMA incluyen la climatología reciente de las precipitaciones así como el doblamiento de CO_2 hacia la atmósfera dados por los diferentes modelos utilizados hasta el momento.

Los estudios realizados por Cox y otros en el 2000 nos muestran escenarios de calentamiento global si la longitud de la estación seca en el amazonas se incrementa. Ésto implica una drástica disminución en las precipitaciones y un cambio en la vegetación de la selva amazónica, con consecuencias en la flora y fauna existente en dicha región y

ni que decir de su influencia socio-económica; esto debido en gran parte al aporte de carbón terrestre hacia la atmósfera. Sin embargo, si la estación seca se hace más corta, entonces se producen aumentos en la precipitación y la selva amazónica se autoregenera automáticamente, lo cual implicaría incrementos de CO_2 hacia la atmósfera. En tal sentido, el CO_2 global en la atmósfera en el futuro es particularmente muy sensible a los cambios de precipitación y a la longitud de la estación seca sobre el amazonas.

Se examinan cinco de los veinte tantos modelos disponibles por parte del IPCC Ar4 para los posibles cambios en el clima futuro, y por ende en el monzón sudamericano durante el siglo XXI. Para tal efecto, se toma en cuenta la simulación del ciclo estacional de las precipitaciones en los siglos XX y XXI. A su vez, se toman en cuenta los posibles cambios en la temperatura superficial oceánica en la hoya del Pacífico, con miras a ver su influencia sobre el continente sudamericano, y por ende en las precipitaciones. Además, se incluyen en el estudio los vientos zonal y meridional a dos niveles de presión estándar (850 hPa y 200 hPa), con la finalidad de observar si existen cambios o no en la posición de la alta boliviana, observados por los modelos climáticos correspondientes.

2. MODELOS Y ESCENARIOS DE EMISIÓN

El presente estudio hace uso de los modelos climáticos disponibles por parte del IPCC AR4, los

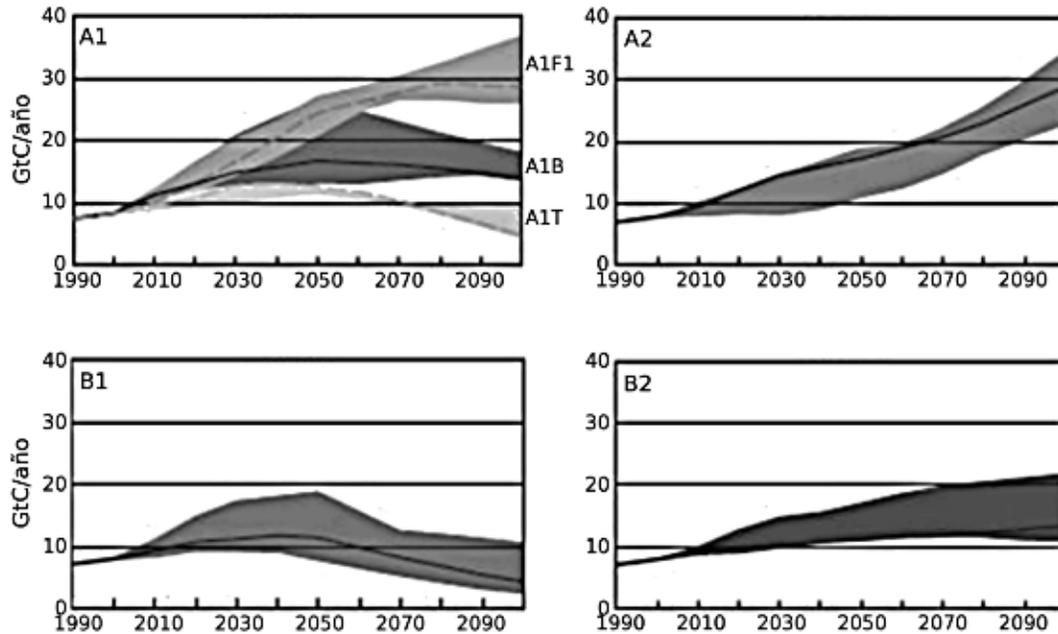


Figura 2. Se ilustra un cuadro comparativo de la familia de escenarios climáticos utilizados por el IPCC AR4. Se muestran las concentraciones de CO_2 en el periodo 1990—2100.

datos del Centro de Predicción Climático (CPC), Análisis Combinado de Precipitaciones (ACP o CMAP en inglés), una serie de datos combinados en su versión 2 del Proyecto Climatológico para la Precipitación Global (con sigla en inglés GPCP) y datos del Reanálisis NCEP/NCAR.

Se toma en cuenta la familia y escenario SRES A2 en el presente trabajo, el cual describe un mundo muy heterogéneo. Sus características más distintivas son la autosuficiencia y la conservación de las identidades locales. Las pautas de fertilidad en el conjunto de las regiones convergen muy lentamente, con lo que se obtiene una población mundial en continuo crecimiento. El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones, y el crecimiento económico por habitante así como el cambio tecnológico están más fragmentados y son más lentos que en otras familias.

La figura 1 ilustra la familia de escenarios utilizados por el IPCC AR4 y las proyecciones observadas (en flechas). Éstas se basan en modelos socioeconómicos complejos que estiman las emisiones de gases de efecto invernadero y otros gases importantes. Ésto como resultado de las actividades humanas en un cierto número de rubros, que incluyen la agricultura, el uso de energía tanto comercial como residencial, la industria, el transporte y otros sectores de la economía.

La figura 2 muestra las emisiones anuales totales de CO_2 provenientes de todas las fuentes

(energía, industria y cambio de uso de las tierras) entre 1990 y 2100 (en gigatoneladas de carbono ($Gt/año$)) para las diferentes familias y los seis grupos de escenarios. Los 40 escenarios IE-EE aparecen clasificados en función de las familias (A1, A2, B1 y B2) y de los seis grupos de escenarios: el A1FI, de utilización intensiva de combustibles de origen fósil (que incluye los escenarios de alto nivel de carbón y de alto nivel de petróleo y gas); el A1T, de combustibles predominantemente no de origen fósil; el A1B, o el equilibrado; el A2, el B1 y el B2. Cada franja de emisiones coloreada indica el repertorio de escenarios armonizados y no armonizados dentro de cada grupo. Se ofrece un escenario ilustrativo para cada uno de los seis grupos de escenarios, incluidos los cuatro de referencia (A1, A2, B1 y B2, en líneas de trazo continuo), y dos escenarios ilustrativos para A1FI y A1T (líneas de trazos).

Las simulaciones efectuadas en los cinco modelos para el IPCC AR4 están disponibles para el estudio del cambio en la precipitación debido al incremento de CO_2 previsto por el escenario SRES A2, tanto para el presente siglo como para el anterior. La tabla 1 evidencia el modelo propuesto por el instituto y país a cargo de tal escenario con su correspondiente resolución espacial. Éstos incluyen también el campo de vientos (u, v) a dos niveles de presión estándar (Echam5, HadCM3) y la temperatura superficial oceánica (GISS ER, HadCM3).

Para evaluar los modelos que representan el cli-

TABLA 1

Se muestran los 5 modelos del clima futuro proporcionados al IPCC AR4 SRES A2.

Modelo	Nombre del modelo	Resolución
CSIRO_cm3	CIRO Mark 3.0, República científica de investigación industrial, e investigación atmosférica, Australia	T63, L18
Gfdl_cm2.0	CM2.0-ADGCM, Laboratorio Geofísico de Dinámica de Fluidos USA	2,5°lon×2,0°lat
Giss_modelo.e.h	Modelo GISS E-H NASA-Instituto Goddard para los estudios espaciales, USA	5°lon×4°lat
mpi.Echam5	ECHAM5/MPI-OM Instituto Max Planck para la Meteorología, Alemania	T63, L31
Ukmo_HadCM3	HadCM3 UkmMettO, Centro Hadley, UK	3,75°lon×2,75°lat

ma presente, se efectúa el ciclo estacional de la precipitación en el verano austral sobre el continente sudamericano y luego se efectúa una comparación con otros modelos propuestos por institutos tales como el ACP o CMAP y el GPCP.

3. RESULTADOS

3.1. Semejanza en los cambios de precipitación durante los siglos XXI y XX

La precipitación es una de las variables meteorológicas más importantes del clima. Su mayor impacto sobre los cambios en el clima futuro y en la sociedad se deberá probablemente a los cambios en los patrones de aquél y su correspondiente variabilidad. En ese sentido, es un desafío para los modelos globales del clima (CGCMs) el simular realísticamente los patrones regionales, las variaciones temporales y la combinación correcta de frecuencias e intensidad de la precipitación.

La precipitación presenta una gran complejidad de procesos atmosféricos que dificultan su estudio en la atmósfera; éstos engloban la microfísica de nubes, la convección de nubes cúmulo, los procesos

TABLA 2

Se ilustran los procesos convectivos incluidos en los diferentes modelos proporcionados al IPCC AR4.

Modelo	Precipitación estratiforme	Precipitación convectiva
CSIRO-Mk3.0	Esquema de estratificación y condensación de la nube de Rotstyn (2000)	Esquema de flujo total de masa con una dependencia cerrada en la estabilidad
MPI-ECHAM5	Ecuaciones de pronóstico para las fases del agua y la microfísica de nubes a granel	Esquema de flujo total de masa con modificaciones para la convección profunda, de acuerdo a Nordeng (1994)
GFDL-CM2.0	Microfísica de nubes de Rotstyn (2000) y microfísica de tiedtke (1993)	Esquema relajado Arakawa-Shubert de Moorti y Suarez (1992)
GISS_ER	Pronostico estratificado de nubes, basado en la convergencia de humedad (Del Genio y otros, 1996)	Esquema de flujos a granel por Del Genio y Yao (1993)
HadCM3	Se calcula la precipitación en grande, basada en el contenido de agua y hielo en la nube	Esquema de flujos a granel (Gregory y Rowntree, 1990), con improvisaciones de Gregory y otros (1997)

planetarios en la capa límite y la circulación general de la atmósfera. La precipitación es episódica y no tiene valores continuos como la temperatura y otras variables del clima. La precipitación presenta diversos tipos —por ejemplo, el convectivo contra el estratiforme— y fases —sólido contra líquido—. Para poder caracterizarla completamente es necesario examinar sus otras formas presentes, tales como la frecuencia, la intensidad y la cantidad de la misma. De manera que, una información detallada con respecto a los tipos de precipitación, categorías, variaciones diurnas y otros, aportaría en los procesos de simulación a disminuir los márgenes de errores en la física del modelo. Consecuentemente, es importante analizar la precipitación para su correspondiente evaluación y desarrollo futuro en los modelos.

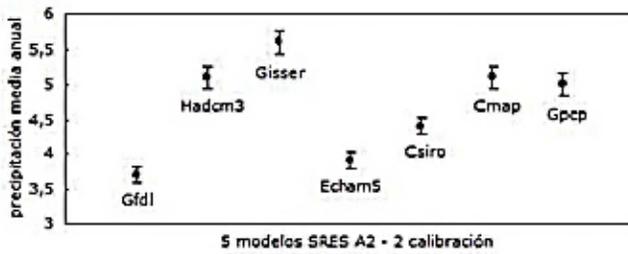


Figura 3. Se muestra la precipitación media anual en milímetros día en el gran Mato Grosso y el tercio superior de la República de Bolivia. Los 5 modelos del IPCC AR4 bajo el escenario SRES A2 comprenden los años 2000 al 2100.

La tabla 2 ilustra los principales procesos de precipitación tomados en cuenta en los modelos a la hora de efectuarse las simulaciones correspondientes.

La figura 3 muestra la precipitación media anual en milímetros día y su correspondiente variabilidad en el Mato Grosso Brasileño, el departamento de Pando, norte de La Paz y el Beni —éstos últimos en suelo boliviano— para los 5 modelos del IPCC AR4 SRES A2. Se muestran también, con fines comparativos, los observados por el CMAP y el GPCP. De la figura 3 se puede observar que tanto el CMAP como el GPCP tienen el mismo orden de precipitación ($5,0 [mm]/día$) para el siglo xx. Dos modelos del escenario SRES A2 (CSIRO, GFDL) subestiman la tasa de precipitación, mientras que UKMO-HadCM3, GISS_ER y MPI-ECHAM5CM3 evidencian mayor variabilidad.

Los modelos MPI-Echam5CM3, CSIRO y GFDL predicen disminución de las precipitaciones, mientras que los otros dos modelos, UKMO-HadCM3 y el GISS_ER pronostican incrementos (ver figura 3).

La figura 4 muestra la climatología de las precipitaciones en los 5 modelos del escenario SRES A2 en histograma; acompaña a éstas el correspondiente ajuste armónico. Asimismo, se puede observar la climatología para el centro CMAP durante el siglo xx con su respectivo histograma y armónico.

La tasa climatológica observada en el modelo GISS_ER Y la de las observaciones del centro CMAP en la estación seca (mayo - septiembre) tienen un orden de separación del orden de $1,5$ a $1,7 [mm]/día$, y en el pico de la estación húmeda ambos registran el mismo valor. UKMO-HadCM3 y CMAP presentan tasas de precipitación durante la estación seca (mayo a septiembre) del orden de $0,7 [mm]/día$ y $1,5 [mm]/día$, respectivamente.

La figura 4 también muestra una disminución de la precipitación en los modelos UKMO-HadCM3 y GFDL de la estación seca a la húmeda. En el modelo UKMO-HadCM3, la estación seca comprende los meses de mayo a septiembre, GISS_ER presenta similar condición estacional, mientras que GFDL observa una estación seca de mayo a noviembre.

La distribución espacial de la climatología anual, el verano austral y sus correspondientes anomalías, evidencian incrementos en las precipitaciones para el escenario SRES A2 en el modelo UKMO-HadCM3, en especial para los meses de diciembre a febrero. En el pico de la estación, las precipitaciones cubren el tercio superior de Bolivia (ver Fig. 5). La semejanza de escenarios para el siglo XXI y XX en el modelo GISS_ER, evidencian núcleos convectivos muy acentuados en las inmediaciones de las costas del Pacífico y del Atlántico. También se puede observar que en la parte central de la cordillera andina y el norte boliviano se intensifica la actividad convectiva, extendiéndose hacia el Mato Grosso brasileño. Dichas actividades se manifiestan en la climatología anual, como en el verano austral (ver Fig. 6). El escenario climático para las precipitaciones por parte del modelo alemán ECHAM5 para los siglos XXI y XX, muestra seccionamientos convectivos en el sur colombo-venezolano, el norte peruano-boliviano y la parte central de los andes peruano-bolivianos, para la climatología anual y el verano austral, mientras que las anomalías observadas en dicho escenario evidencian una disminución en las precipitaciones en la Cordillera Occidental, Cordillera de Lípez y la Puna de Atacama (ver Fig. 7). El modelo GFDLcm2 muestra una expansión espacial de las precipitaciones en las costas del Pacífico colombiano y las costas ecuatorianas; similar figura se observa en la Cordillera de Carabaya en el Perú, el Nudo de Apolobamba, los Yungas paceños y el trópico cochabambino (observadas en la climatología anual y el verano austral). Para el siglo XXI, las anomalías en el verano austral se concentran en el trópico cochabambino y el escudo chiquitano (ver Fig. 8).

3.2. Distribución espacial de las precipitaciones en los modelos Ukmo-HadCM3 y GISS_ER

Los cambios en la distribución espacial de las precipitaciones durante el siglo XXI para la climatología anual y la del verano austral se ilustran en la figura 9. UKMO-HadCM3 predice incrementos en la precipitación en la zona de convergen-

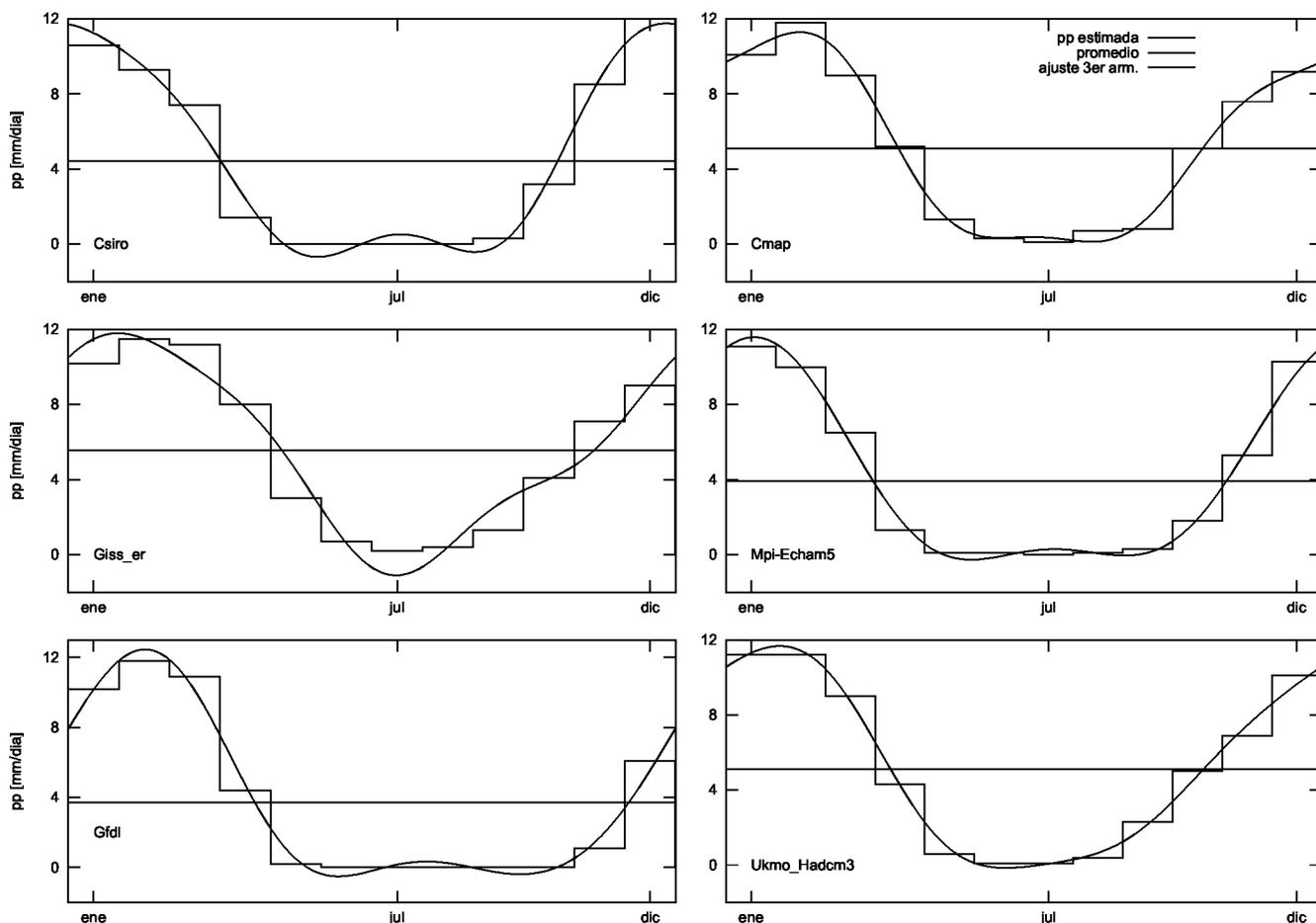


Figura 4. Se evidencia la climatología de las precipitaciones para los 5 modelos (2000 – 2100) basados en el escenario SRES A2 del IPCC AR4. Del margen superior izquierdo al margen inferior derecho son: CSIRO, CMAP, GISS_ER, MPI.ECHAM5, GFDL y UKMO_HadCM3, basados en la región del Mato Grosso y el tercio superior del territorio boliviano. Acompaña la observación climatológica por parte del CMAP para el siglo xx (1979 – 1999). Además, en cada figura se muestra el ajuste armónico correspondiente (tercero).

cia intertropical; la parte central del Amazonas y el sur del continente evidencian ausencia de precipitaciones, mientras que el sur colombiano y norte peruano muestran una fuerte actividad convectiva extendiéndose por la ladera oriental de la cordillera andina hasta incursiornar en suelo boliviano, vía Apolo, el trópico cochabambino y las llanuras chaqueñas. (ver Fig. 9a). Las lluvias en el verano austral se focalizan en 5 grupos bien identificados: la zona de convergencia intertropical, los límites fronterizos de Ecuador y Colombia, el norte del departamento de La Paz, las llanuras benianas y las llanuras chaqueñas. Además, se evidencia una intensa actividad convectiva en la meseta del Mato Grosso brasileño (ver Fig. 9b). En contraste, GISS_ER presenta núcleos de actividad convectiva en la zona de convergencia intertropical, el canal de Panamá y la cordillera andina en su flanco occidental (ver Fig.

9c). Por su parte, GISS_ER en el verano austral registra fuertes inundaciones en el flanco de la Cordillera de Carabaya y el departamento de Pando, y una virtual ausencia de precipitaciones en los llanos orientales de Bolivia y gran parte de su altiplano (ver Fig. 9d). La figura 9 muestra que los cambios en la precipitación en los dos modelos se oponen mutuamente, en especial en la cuenca amazónica y en la parte central y ladera oriental de la cordillera de los Andes, donde los océanos tienen su máxima influencia.

4. POSIBLES PROCESOS QUE CAUSAN EL CAMBIO DE LA PRECIPITACIÓN EN EL SIGLO XXI

Los cambios en la temperatura superficial oceánica tanto del Pacífico como del Atlántico ¿influirán sobre las precipitaciones en la cuenca amazónica?

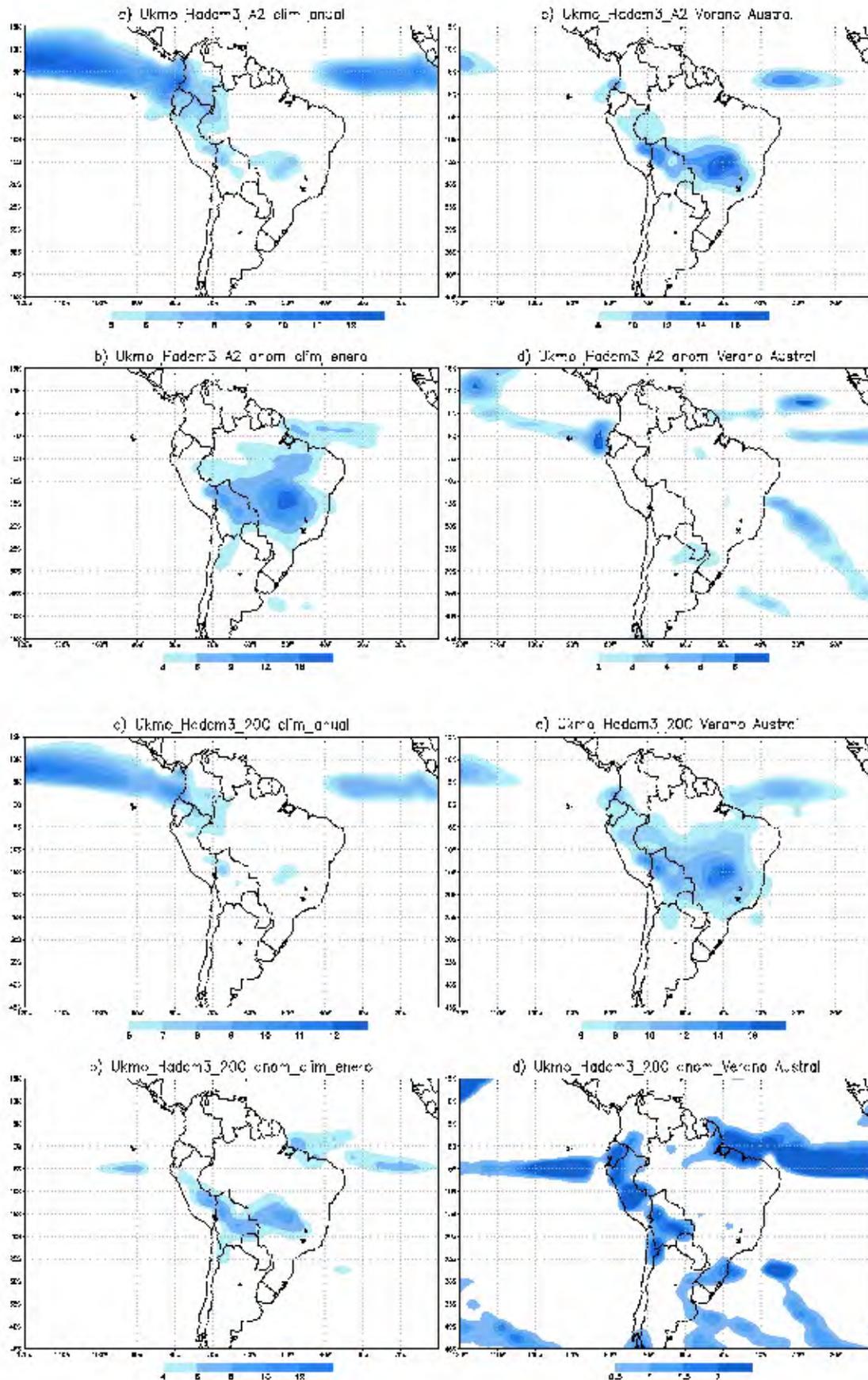


Figura 5. Se muestra la climatología anual de las precipitaciones y la correspondiente a la estación del verano austral. Se puede evidenciar en esta última una concentración en la distribución espacial en las precipitaciones para el siglo XXI en torno a la zona de convergencia intertropical, la meseta del Mato Grosso y la amazonía boliviana.

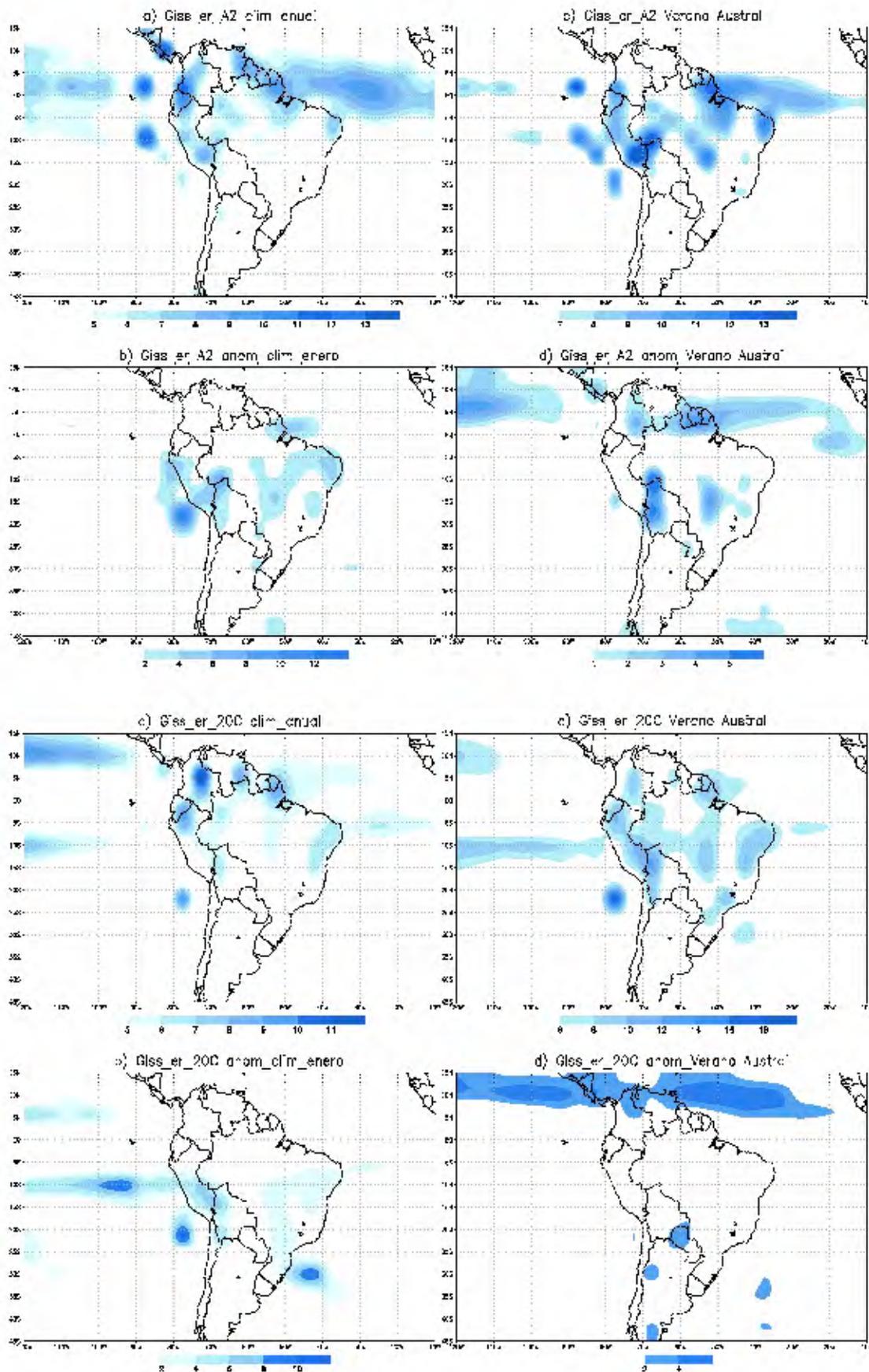


Figura 6. Se muestra contrastes entre los siglos XXI y XX para la climatología anual y del verano austral en el continente sudamericano. Las anomalías para el verano austral muestran un período de sequía en la cuenca amazónica e inundaciones en el sureste brasileño.

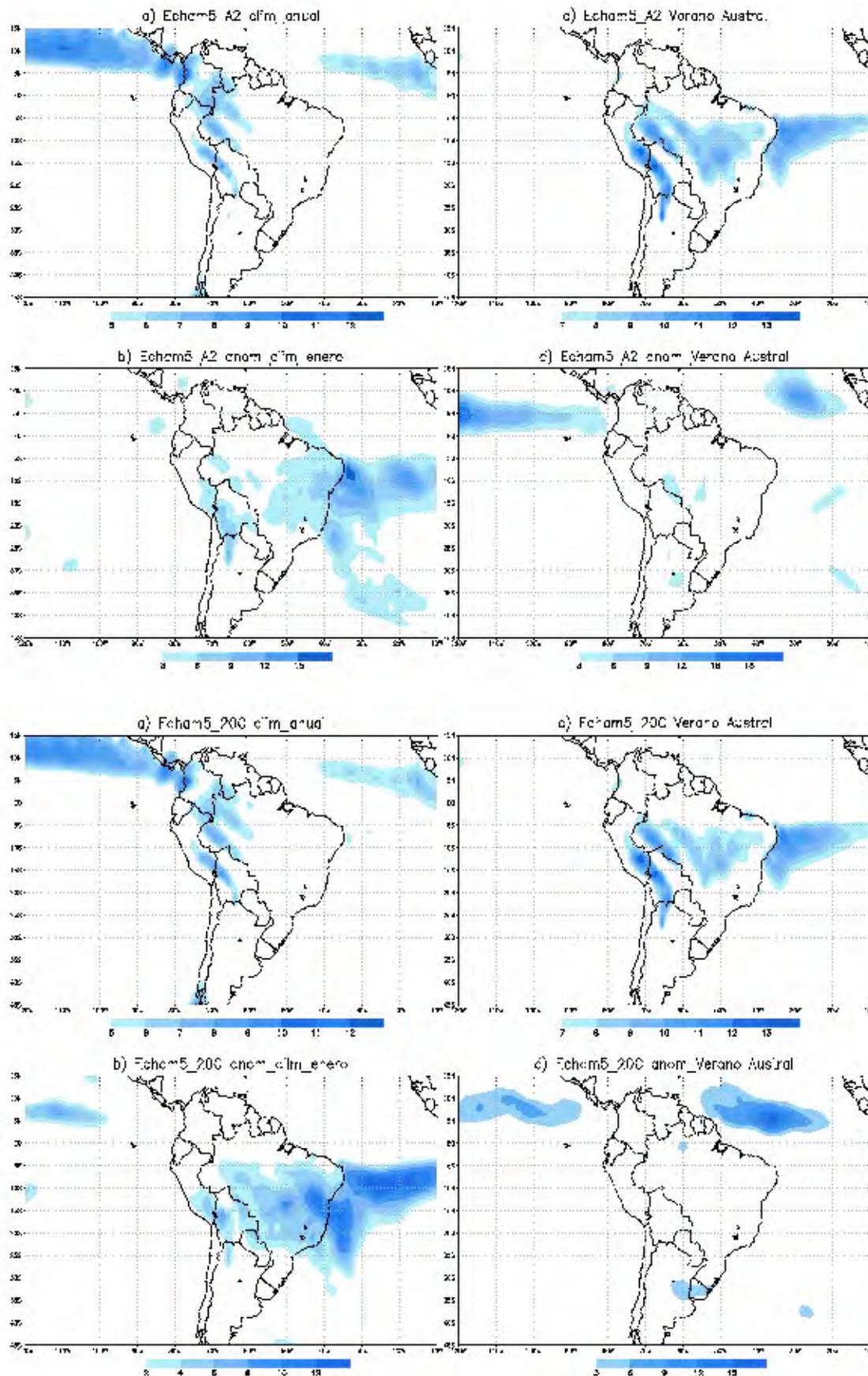


Figura 7. Se ilustra semejanzas en la distribución espacial de las precipitaciones tanto para el siglo XXI como para el XX. Las anomalías para la estación del verano austral evidencian sequías en la cuenca amazónica y disminuciones de lluvias en la Cordillera de López.

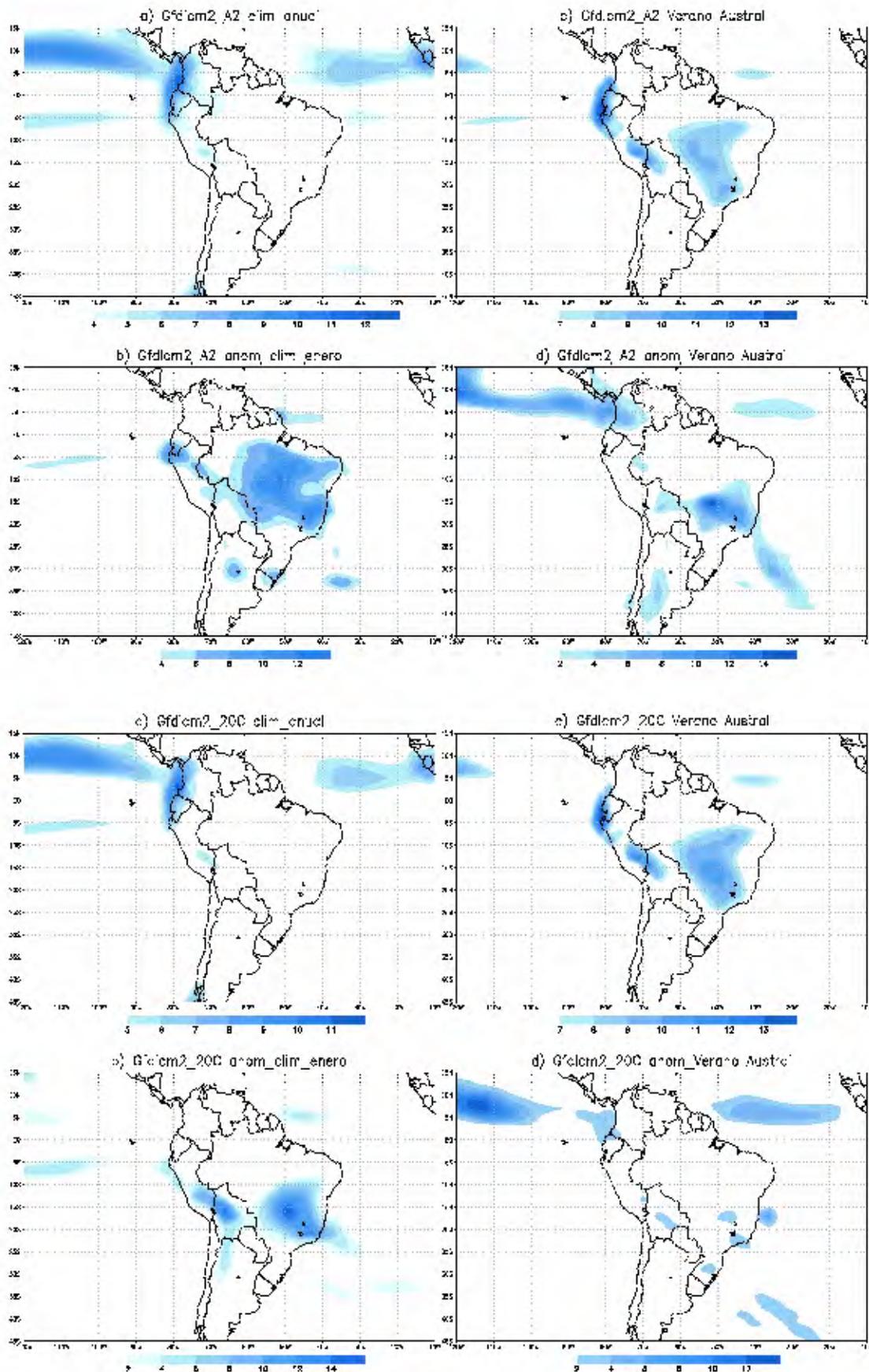


Figura 8. Se evidencia en esta figura un incremento en la distribución espacial de las precipitaciones en la región central de la cuenca amazónica y núcleos convectivos bien definidos en el Lago Titikaka y la Cordillera de López en la estación del verano austral.

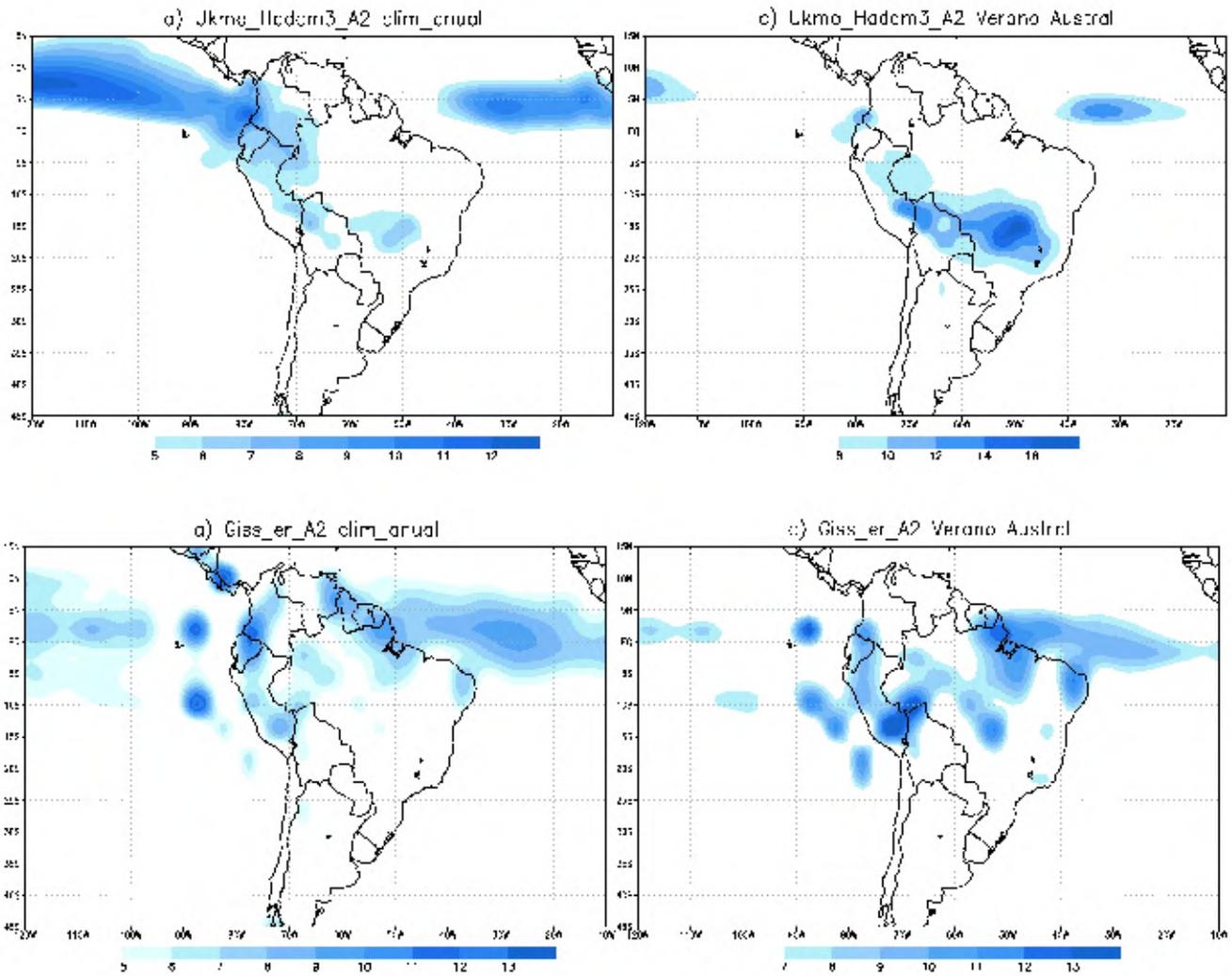


Figura 9. La figura explica la diferencia existente entre los modelos UKMO-HadCM3 y GISS_ER sobre el campo de precipitaciones en el continente sudamericano. UKMO-HadCM3 muestra sequía en el extremo norte de la cuenca amazónica e inundaciones en la amazonía boliviano-brasileña. GISS_ER, por su parte, evidencia bastante actividad convectiva en la cuenca amazónica, la cordillera central andina y ambos flancos de los océanos Pacífico y Atlántico.

Los estudios previos realizados por Hasternath y Heller (1977), Aceituno (1998), Chu (1983) y Marengo (1992) evidencian que durante los años del fenómeno de El Niño (La Niña), las precipitaciones tienden a disminuir (incrementarse) hacia el noreste del Amazonas. Nobre y Shukla (1996) y Roinchail y otros (2002) muestran que cuando existe un calentamiento anómalo en la región Norte (Sur) del Atlántico tropical, se registran gradientes positivos (negativos) en la temperatura superficial oceánica hacia el norte del océano Atlántico, y el Sur de este último se acopla hacia el norte con la zona de convergencia intertropical del Atlántico en la dirección del gradiente y por ende suprime (favorece) las precipitaciones sobre el Amazonas y el noreste de éste, especialmente durante el verano.

La figura 10 muestra los cambios en la temperatura superficial oceánica para los modelos UKMO-HadCM3 y GISS_ER durante la estación del verano austral, donde se registra el pico de el fenómeno de El Niño.

El modelo UKMO-HadCM3 sugiere un gradiente de temperatura del orden de los 6 grados Celsius entre la región de El Niño 3 y las costas del Pacífico chileno. Ésto sugiere un fuerte calentamiento oceánico, tanto en el Pacífico como en el Atlántico, con incidencias negativas en la precipitación en la región noreste del Brasil, mientras que las anomalías convectivas en la precipitación se evidencian en la amazonía boliviana y el Mato Grosso brasileño, tal como se evidencia en la figuras 9a y 9b.

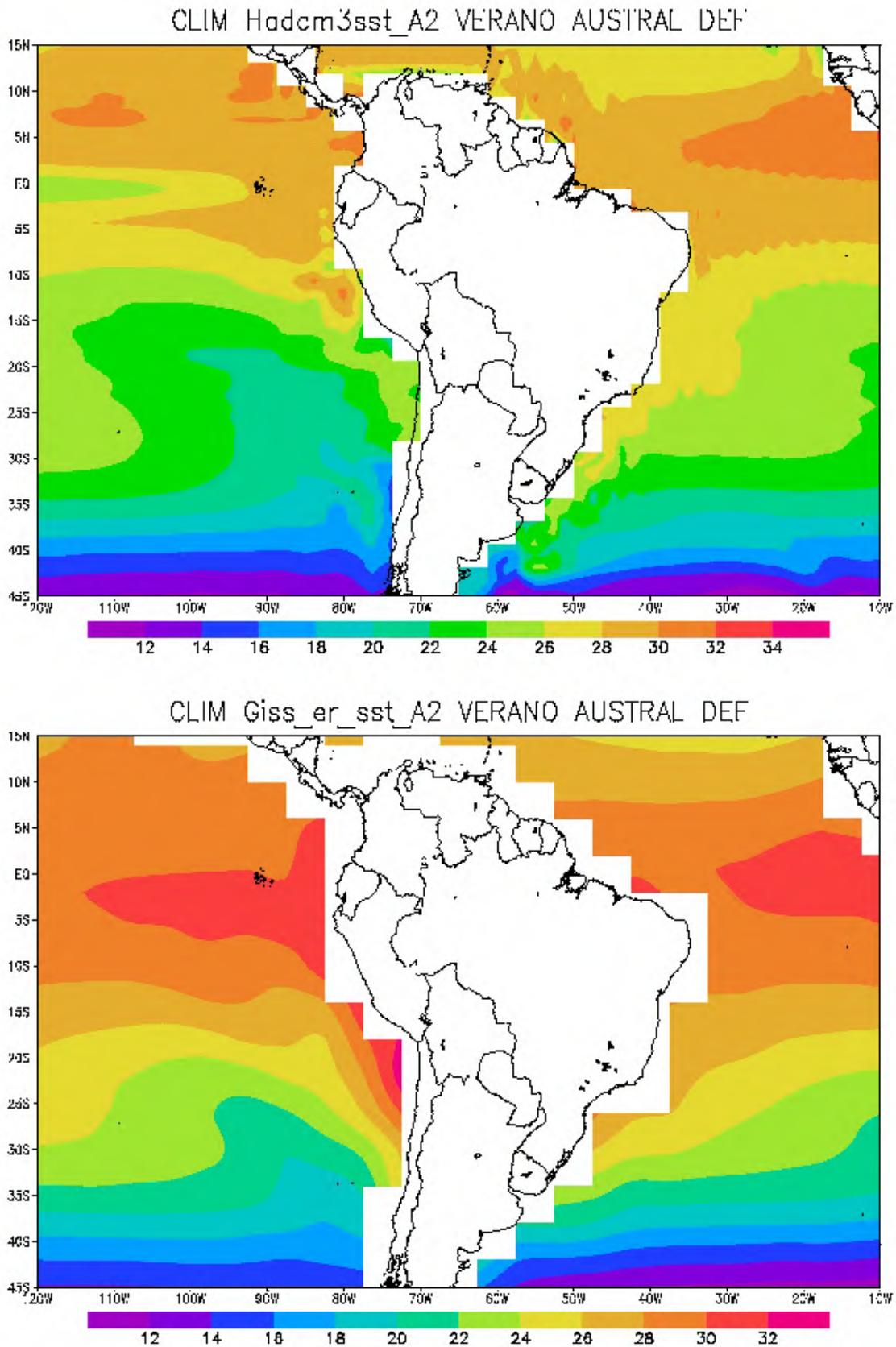


Figura 10. Se muestra el campo de temperaturas superficial oceánica a ambos costados de la Cordillera de los Andes. El modelo UKMO-HadCM3 muestra gradientes latitudinales de norte a sur en ambos océanos. La región del Atlántico tropical es más caliente para el siglo XXI, mientras que el modelo GISS-ER muestra temperaturas más uniformes en la región ecuatorial y extremas en las inmediaciones del Golfo de Arica.

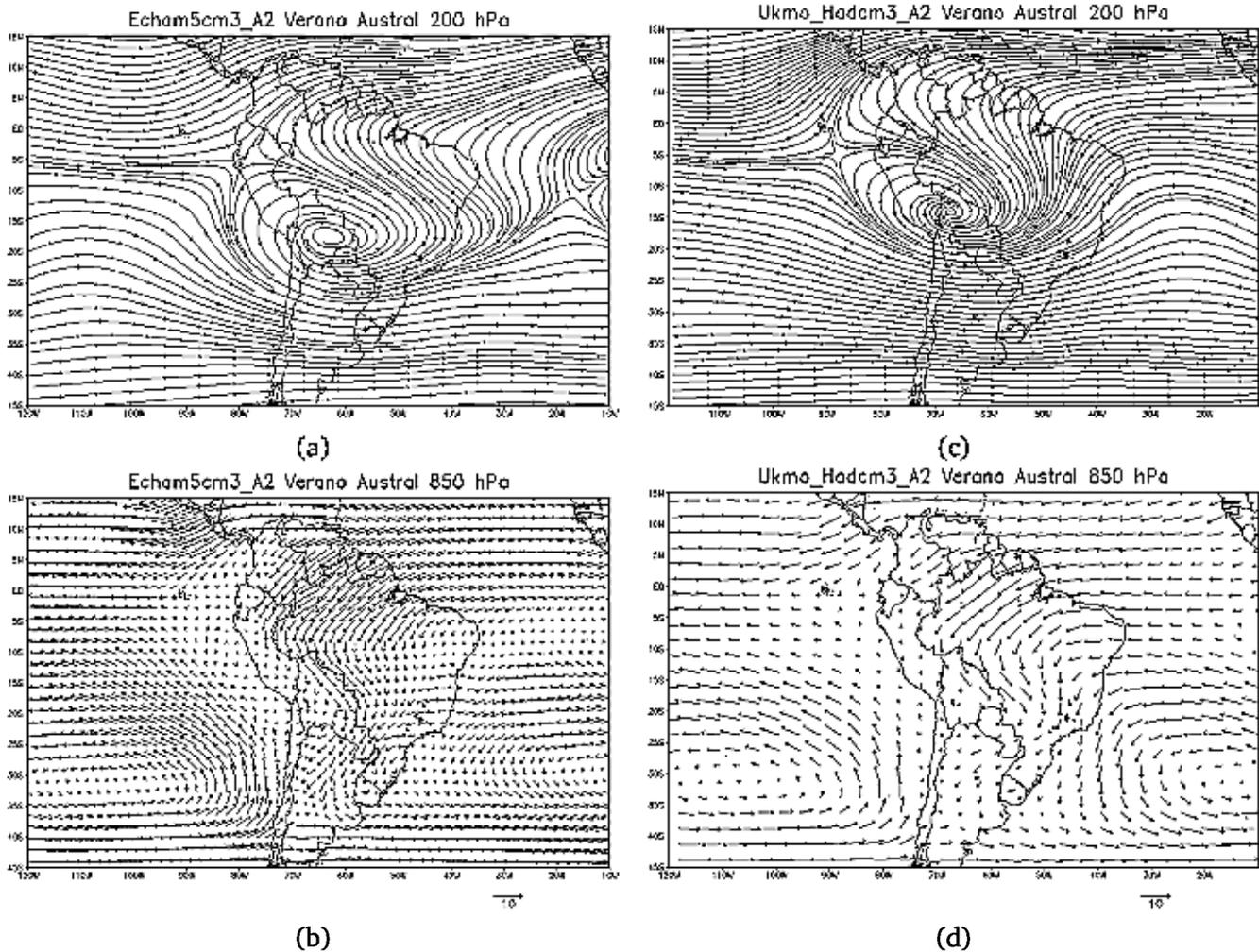


Figura 11. Se describe el campo de vientos zonal y meridional para el siglo XXI a dos niveles de presión estándar por los modelos ECHAM5cm3 y UKMO-HadCM3 bajo el escenario SRES A2. La vorticidad anticiclónica ($\zeta > 0$) en ambos modelos difiere fuertemente: En un caso, la alta boliviana se ubica entre el escudo chiquitano y las llanuras chaqueñas, mientras que en el otro, la alta de Bolivia se ubica entre el Parque Nacional del Madidi y el Bosque de Reserva Quimera del Aten ($14^{\circ}S - 66^{\circ}W$). En los niveles bajos se evidencia la existencia de la Corriente en Chorro de los Niveles Bajos (amazonía boliviana-brasileña).

El modelo GISS.ER muestra temperaturas más uniformes a lo largo y ancho de la cuenca del Pacífico. Además, se puede notar un mayor calentamiento en las costas del Golfo de Arica que su par, el Golfo de Guayaquil. A su vez, en la parte noreste del Brasil se registra un gradiente de temperatura de sur a norte del orden de los 6 grados Celcius y esto haría ver que las anomalías observadas en la amazonía boliviana, el Mato Grosso brasileño, el sureste y noreste de éste último se ven fuertemente influenciadas por actividades convectivas en su seno, más el aporte que se recibe del flanco occidental.

Los dos modelos muestran incrementos en las temperaturas superficiales oceánicas para el siglo XXI en el Atlántico tropical, y de alguna manera in-

fluyen en el comportamiento de las precipitaciones. En un caso se concentra en la amazonía boliviana y el Mato Grosso brasileño, con fuertes inundaciones; mientras que en el otro caso, se evidencian sequías en el oriente boliviano e inundaciones en Cobija, Pando, y en el norte paceño.

5. CAMPO DE VIENTOS ZONAL Y MERIDIONAL PARA LOS ESCENARIOS CLIMÁTICOS SRES A2

5.1. La alta boliviana y la Corriente en Chorro de Niveles Bajos

Para el campo de vientos tanto zonal como meridional para el monzón sudamericano se tomaron dos niveles de presión estándar (200, 850 hPa) en los modelos UKMO-HadCM3 y MPI-ECHAM5 para

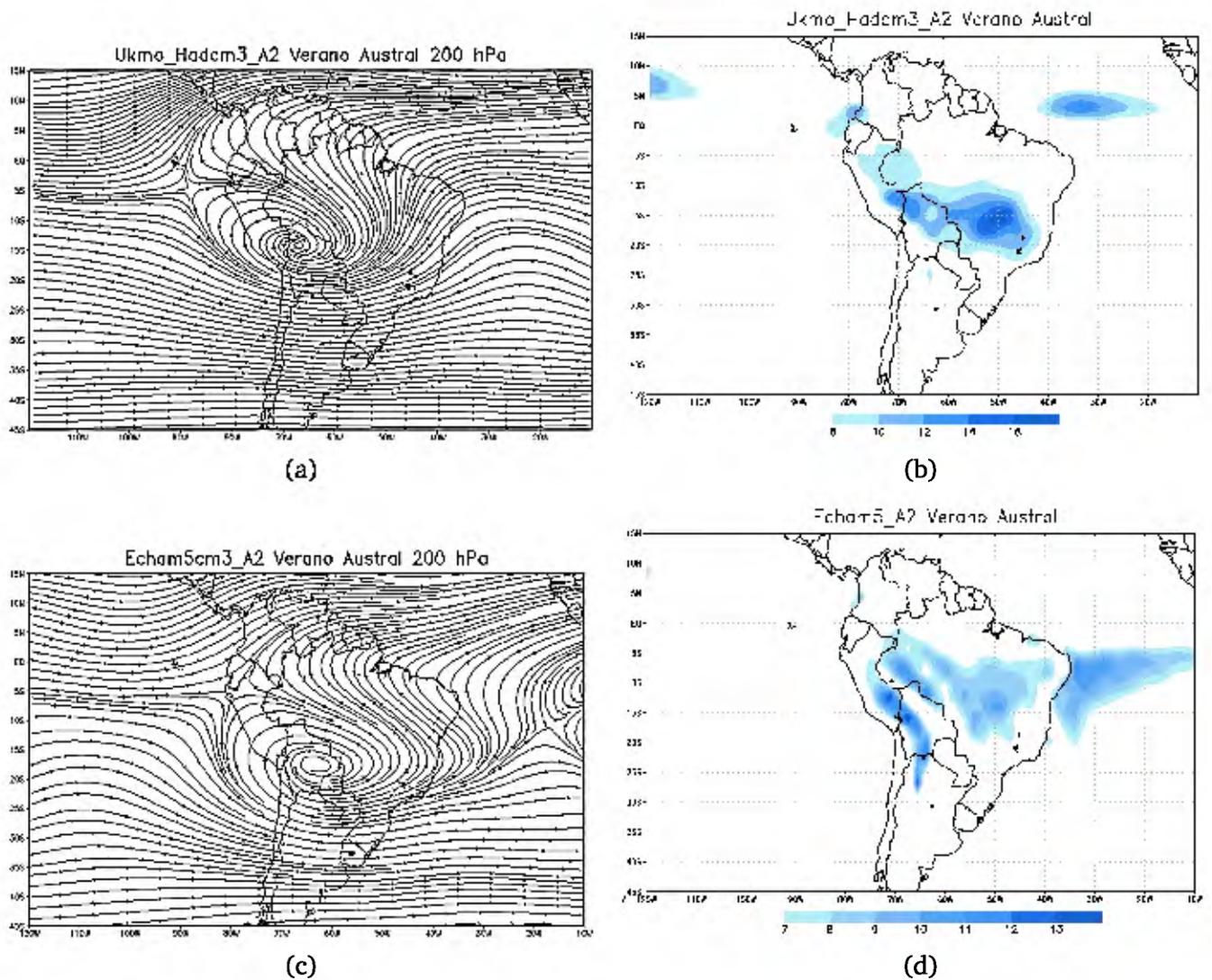


Figura 12. Se muestra para el modelo UKMO-HadCM3 la equivalencia entre la posición de la alta boliviana y el núcleo convectivo en el norte del departamento de La Paz. El modelo MPI-ECHAM5, ilustra el desfase espacial entre el anticiclón boliviano y los núcleos convectivos a lo largo de la Cordillera Oriental.

los escenarios SRES A2 del IPCC AR4. El modelo UKMO-HadCM3 muestra que en los niveles altos, la alta boliviana durante el verano austral se ubica hacia el noroeste de los Yungas paceños (ver Fig. 11c). En los niveles bajos se pueden evidenciar las altas subtropicales a ambos costados del continente sudamericano. Éstas se ubican en las inmediaciones del extremo sur de éste último y una baja subtropical se observa en el Gran Chaco. Una corriente de aire cargado de humedad incursiona en territorio sudamericano vía la línea ecuatorial, desviándose por la ladera oriental de la cordillera andina hacia las llanuras benianas y las llanuras chiquitanas; éste a su vez da un giro horario hacia el sureste brasileño en las proximidades de la meseta del Mato Grosso, generándose una confluencia de vientos

a estos niveles (ver Fig. 11d).

Por su lado, el modelo MPI-ECHAM5 evidencia un contraste fuerte con su par UKMO-HadCM3 en los niveles altos (ver Fig. 11a). El núcleo convectivo de la alta boliviana se focaliza en las inmediaciones de la ciudad de Santa Cruz de la Sierra. En los niveles bajos, se evidencian las altas subtropicales al interior de los océanos Pacífico y Atlántico. Es notorio observar los vientos alisios del sureste convergiendo con aquellos del noreste en la línea ecuatorial y masas de aire húmeda provenientes de la cuenca del Sahel africano que ingresar a suelo sudamericano vía la cuenca amazónica y virar en sentido antihorario en el flanco oriental de la cordillera andina e internarse a la amazonía boliviana y luego girar horariamente en la meseta del Mato

Grosso brasileño para incursionarse hacia el Gran Chaco y el noreste argentino (ver Fig. 11b).

5.2. La alta boliviana y su conexión con las precipitaciones para el siglo XXI

La figura 12a muestra que durante el verano austral y en los niveles altos se establece una vorticalidad anticiclónica ($\zeta > 0$) en el noreste paceño. Dicha vorticalidad ($14^{\circ}S - 66^{\circ}W$) es un anticiclón cálido, el cual está constituido por una masa de aire más cálida que la que existe a su alrededor. Los gradientes de presión y temperatura tienen la misma dirección y son máximos ambos. Ésto implica que las superficies isobáricas se organizan en forma de campana, con lo que la pendiente de éstas se acrecienta con la altura. Los mecanismos que preceden a la formación de estos campos de presión se deben básicamente a procesos dinámicos. En el anticiclón cálido, la superficie isobárica genera una alta presión en el núcleo del anticiclón que está ligado hidrostáticamente al aire frío de sus alrededores, el cual es relativamente más denso. La estructura de estos anticiclones permite explicar las diferencias tan notorias del tiempo atmosférico de una estación a otra. En el presente caso, como estamos en la estación del verano austral, estos anticiclones se caracterizan por fuertes ascensos de masas de aire que se enfrían adiabáticamente a medida que van ganando altura, ascenso que genera saturación en el aire circundante al anticiclón y su condensación correspondiente, observándose bastante nubosidad acompañada de precipitaciones, es decir, tiempo nublado y lluvioso. Por su lado, la figura 12b muestra la distribución espacial de las precipitaciones para el modelo UKMO-HadCM3. Se pueden evidenciar en éste tres núcleos convectivos intensos en las inmediaciones de la amazonía boliviano-brasileña. El modelo cuantifica para el siglo XXI inundaciones en el norte paceño y gran parte de la amazonía boliviana. Este resultado se refleja bastante bien con aquél de la figura 12a, en donde se constata la existencia de una vorticalidad anticiclónica o alta boliviana.

En contraste con el modelo UKMO-HadCM3, el modelo MPI-ECHAM5 para el verano austral evidencia la existencia de una vorticalidad anticiclónica en el seno del departamento de Santa Cruz de la Sierra (ver Fig. 12c). La distribución espacial de las precipitaciones generada por el modelo MPI-ECHAM5 concentra núcleos convectivos en la ladera oriental de la cordillera central andina. En ésta se

evidencian tasas de precipitación del orden de los 400,0 [mm], mientras que la vorticalidad anticiclónica generada por el modelo no coincide espacialmente con la actividad convectiva mostrada por el mismo.

6. CONCLUSIONES

Se han analizado los cambios en la precipitación y su estacionalidad sobre la amazonía boliviana-brasileña, esto como parte de los cambios en el clima global predicho por los 5 modelos utilizados en el presente trabajo, los cuales forman parte del IPCC AR 4. Bajo el escenario SRES A2, dos de estos modelos (UKMO-HadCM3 y GISS_ER) predicen incrementos en la precipitación anual y mayor variabilidad; tres modelos (CSIRO, GFDL y MPI-ECHAM5) predicen disminuciones en la precipitación.

El modelo UKMO-HadCM3 para el siglo XXI, evidencia una longitud para la estación seca de los meses de mayo a septiembre con una tasa media de precipitación del orden de los 21,3 [mm]. Su ascenso hacia la estación húmeda muestra una precipitación media de 228,0 [mm]. El descenso en la actividad convectiva en el norte de la región amazónica parece estar causada por el calentamiento de las aguas en el Atlántico tropical. Estos cambios climáticos externos intensifican la subsidencia de masas de aire cálido y, consecuentemente, se produce una estabilización en la troposfera media, la cual reduce la nubosidad sobre la cuenca amazónica. Esto implicaría que la superficie del suelo absorbe mayor cantidad de calor y por ende, se genera un flujo de calor sensible superficial bastante intenso. Esto reduciría la humedad relativa en las cercanías de la superficie e incrementaría el nivel de la convección libre, lo que podría en parte explicar el acortamiento de la estación húmeda (lluviosa) y el flujo de calor latente superficial y un mayor alargamiento de la estación seca.

El modelo GISS_ER incrementa la tasa media de precipitaciones para el siglo XXI en el orden de los 270,6 [mm] para la estación húmeda, mientras que la estación seca proporciona unos 34,0 [mm]. Durante la estación húmeda, el calentamiento oceánico a ambos lados del continente favorecería el transporte de humedad e intensificaría las precipitaciones en la cuenca amazónica y la Cordillera Central de los Andes. Como resultado de esto, una elevadísima humedad del suelo sostiene el flujo de calor latente superficial durante la estación seca y su correspondiente transición a la otra estación.

Comparativamente, una reducción en la cantidad de precipitaciones predicha por el modelo UKMO-HadCM3 sugiere un peligro bastante elevado en la reducción de la cobertura selvática en el Amazonas, en especial por la quema intensiva que sufre éste. Ésto podría cambiar drásticamente las condiciones de selva húmeda tropical a una de savana, en virtud de la longitud de la estación seca en la parte norte de la cuenca amazónica. El modelo GISS-ER contrasta con el UKMO-HadCM3: el primero predice un mejor clima en la cuenca amazónica, con mayor afluencia de los ríos y expansión de áreas verdes, se evidenciaría una autoregeneración de la selva amazónica.

El modelo UKMO-HadCM3 predice que la vorticidad anticiclónica ($\zeta > 0$) para el siglo XXI se localiza entre el Parque Nacional del Madidi y el Bosque de Reserva Quimera del Aten ($14^{\circ}S - 66^{\circ}W$), el cual concuerda con la ubicación geográfica de las precipitaciones dadas por el mismo modelo (415,3 [mm]). El modelo MPI-ECHAM5CM3, por su parte, predice un desfase entre la posición geográfica del anticiclón en los niveles altos y el dado por el de las precipitaciones, en especial, la alta boliviana se ubica entre el escudo chiquitano y los llanos chaqueños, mientras que la actividad convectiva se distribuye a lo largo y ancho de la Cordillera Oriental.

REFERENCIAS

- [1] Aceituno P., *On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector, Part I: Surface Climate*, Mon. Weather Rev, 116, 505-524, 1988.
- [2] Costa M. H., and Foley J. A., *Combined effects of deforestation and doubled atmosphere CO₂ concentrations on the climate of Amazonia*, J. Clim., 13, 18-34, 2004.
- [3] Cox P. M., Betts R. A., Jones C. D., Spall S. A., and Totterdell I. J., *Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model*, Nature, 408, 184-187, 2000.
- [4] Cox P. M., Betts R. A., Collins M., Harris P. P., Huntingford C., and Jones C. D., *Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century*, Theor. Appl. Climatol, 78, 137-156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4, 2004.
- [5] Chu P. S., *Diagnostic studies of rainfall anomalies in northeast Brazil*, Mon. Weather Rev, 111, 1655-1664, 1983.
- [6] Hasternath S., and Heller L., *Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 103, 77-92., 1977.
- [7] Nobre P. and Shukla J., *Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America*, J. Clim., 9, 2464-2479, 1996.
- [8] Ronchail J., Cochoneau G., Molinier M., Guyot J. L., Chaves A. G. D., Guimarares V., and E. de Oliveira, *Interannual rainfall variability in the amazon basin and sea-surface temperature in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans*, Int. J. Climatol., 22, 1663-1686, 2002.