

La respuesta de la circulación atmosférica en el Hemisferio Sur ante cambios prescritos en la temperatura de la superficie del mar extratropical

ANDREA F. CARRIL¹ Y MARIO N. NUÑEZ

Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET/UBA) Buenos Aires, Argentina

(Manuscript received Dec. 2, 1998; accepted in final form June 30, 1999)

RESUMEN

Se utilizó el Modelo de Circulación General del Laboratoire de Météorologie Dynamique (MCG LMDZ) para realizar un experimento de sensibilidad climática forzado por temperaturas anómalas en la superficie del mar extratropical. Se observó la marcada sensibilidad de los campos dinámicos al gradiente anómalo impuesto. En particular, se comprobó que la circulación media responde a la disminución de la baroclinicidad en niveles bajos con el desplazamiento del jet subpolar hacia el norte, producto del debilitamiento del transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transitorias.

ABSTRACT

We used the Laboratoire de Météorologie Dynamique General Circulation Model (LMDZ GCM) to study the sensitivity of the fields to prescribed changes in the extratropical sea surface temperature. It was observed the strong sensitivity of the dynamic fields to the anomalous forcing. Particularly, we noticed the northward displacement of the polar jet, due to the weakening of both, the baroclinicity in low levels and the transient momentum fluxes.

¹ Dirección electrónica: carril@at.fcen.uba.ar

1. Introducción

Numerosos estudios observacionales han comenzado a detectar las señales del cambio climático sobre el Hemisferio Sur (HS). Tal vez la mayor evidencia de que este cambio estaría en marcha fue presentada por Gibson (1992), quien mostró que el jet subtropical del HS ha sufrido un desplazamiento de aproximadamente 3° de latitud hacia el sur, durante el período 1976-1991 (a razón de 0.18° de latitud por año). Asimismo, Rosenblüth *et al.* (1997) señalaron que en lo que va del siglo, la temperatura media del HS se incrementó en aproximadamente 0.4°C .

Sobre el continente sudamericano, diversos estudios arrojaron resultados interesantes. Hoffmann *et al.* (1987) mostraron que las isoyetas en la Argentina se desplazaron 200 km hacia el oeste en los últimos cien años. Estos resultados concuerdan con los trabajos de Vargas (1987) y de Krepper *et al.* (1989), quienes documentaron el incremento de la precipitación anual en el NW bonaerense y el incremento de la precipitación al SW de la región pampeana. Asimismo, Castañeda y Barros (1994) observaron que las máximas tendencias positivas de la precipitación se registraron a partir de la década de 1960. Barros *et al.* (1996) mostraron que dichas tendencias sobre la Argentina subtropical estarían relacionadas con cambios en la temperatura media subtropical y con las diferentes tendencias de la temperatura hemisférica por bandas de latitud: si bien el calentamiento hemisférico favorece la precipitación debido al incremento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, las tendencias positivas de la precipitación sobre el este de la Argentina y sobre Uruguay (así como las tendencias negativas sobre Paraguay) estarían asociadas al debilitamiento del gradiente meridional hemisférico de temperatura y al desplazamiento del jet subtropical hacia el sur. Duarte (1993) observó que la estructura térmica de la troposfera sobre Buenos Aires se ha tornado más tropical. Barros y Scasso (1994) observaron la tendencia positiva en los campos de presión en 45°S , consistente con el desplazamiento hacia el polo de los oestes en la Patagonia. Camilloni (1995) mostró que los anticiclones subtropicales sobre el sector sudamericano se desplazaron hacia el sur durante la década del 70. Hoffmann *et al.* (1997) observaron un calentamiento mayor que 1°C en las temperaturas medias, máximas y mínimas sobre la Patagonia (al este de los Andes y al sur de 40°S); mientras que al norte de dicha latitud, la temperatura media no mostró cambios significativos, aunque aumentaron las temperaturas mínimas y disminuyeron las temperaturas máximas, conjuntamente con el aumento de la precipitación.

Existe poca evidencia empírica sobre la confiabilidad de los modelos para predecir el efecto del incremento de los gases de invernadero en la atmósfera. Las primeras herramientas utilizadas para este tipo de estudios, fueron los modelos unidimensionales. Dichos modelos, que pronostican el perfil vertical de la temperatura media global en función de la concentración del CO_2 atmosférico, reconstruyen exitosamente los perfiles térmicos observados desde la época preindustrial hasta nuestros días. Manabe y Wetherald (1967) mostraron que bajo condiciones de duplicación de CO_2 , estos modelos predicen un incremento 2°C en la temperatura media de superficie (bajo condiciones de humedad relativa constantes), y un fuerte enfriamiento estratosférico. Los modelos tridimensionales confirman la tendencia al calentamiento señalada por Manabe, y permiten observar la particular distribución geográfica del calentamiento esperado. Una buena reseña sobre el avance de la predicción climática durante los últimos años, puede ser leída en los informes del Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 1990, 1995). De tales informes se desprende que, si bien las variaciones longitudinales de las predicciones son fuertemente dependientes del modelo utilizado, el estado medio esperado para el momento de la duplicación del CO_2 atmosférico se caracterizaría por:

- Fuertes calentamientos en superficie sobre latitudes altas, y el debilitamiento de la baroclinicidad en latitudes medias.

- El calentamiento de la troposfera tropical y la intensificación del gradiente meridional de temperatura en altura.
- El incremento global del contenido de vapor de agua en la atmósfera, debido a la mayor evaporación sobre los océanos tropicales y al aumento de la presión de saturación del vapor, por el aumento de la temperatura media global.
- El desplazamiento de las zonas climáticas hacia los polos.

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

El objetivo de este trabajo es estudiar la respuesta de la circulación atmosférica ante el debilitamiento del gradiente meridional de temperatura en niveles bajos (sólo una de las componentes del cambio climático). En la sección siguiente se describe el modelo y se presentan las características de la experiencia realizada. En la sección 3 se discuten los resultados obtenidos y en la sección 4 se presentan las conclusiones generales.

2. Descripción del modelo y de la experiencia realizada

El Modelo de Circulación General (MCG) del Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMDZ), es un modelo atmosférico global en puntos de retícula. Su código hidrodinámico, desarrollado por Le Van (1989) sobre la base de la formulación original de Sadourny y Laval (1984), se encuentra completamente parametrizado en función de la latitud y la longitud. De este modo, el usuario puede optar por trabajar con una malla regular, o bien definir una malla variable (zoom), incrementando la resolución horizontal en la región del globo de mayor interés. Como en Menéndez *et al.* (1997), para el presente experimento se definió una malla con zoom meridional centrado en 45 S (Fig. 1a). La tabla I presenta las características generales del modelo y una síntesis de sus parametrizaciones físicas.

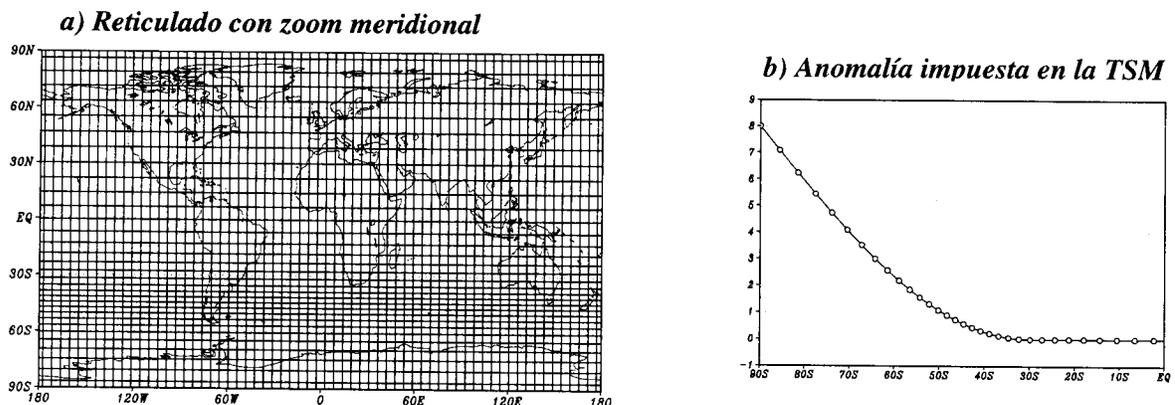


Fig. 1. a) Reticulado definido para las experiencias realizadas; b) anomalía adicionada a los campos climatológicos de la TSM, en el experimento A964911.

Tabla I: Características generales del MCG LMDZ/CIMA.

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

A fin de estudiar el impacto de la temperatura de la superficie del mar (TSM) extratropical sobre la circulación atmosférica del HS, se presenta la experiencia A964911. Dicha experiencia, fue integrada en mediana resolución ($96 \times 49 \times 11$) y forzada por una anomalía no lineal en las TSM extratropical. La Figura 1b muestra que el campo anómalo de TSM adicionado a la temperatura climatológica, es longitudinalmente simétrico: responde a una función monótona creciente con la latitud.

Numerosos estudios indican que la respuesta de la circulación atmosférica ante cambios impuestos en las TSM es fuertemente dependiente de la latitud en la cual se ubique dicho forzante. La circulación atmosférica parece ser altamente sensible a las anomalías impuestas en la TSM tropical. Sin embargo, cuando las anomalías son prescritas en latitudes extratropicales, los modelos tienden a reproducir respuestas más débiles (Kharin, 1995; Ferranti *et al.*, 1994).

La elección de la curva de calentamiento anómala impuesta para la integración de la experiencia A964911 se basa en la curva teórica de calentamiento global, según la predicción de los MCG acoplados (IPCC, 1995). Sin embargo, la diferencia básica entre ambas proyecciones de cambio climático es el calentamiento sobre el océano tropical: la anomalía impuesta en este experimento se concentra exclusivamente al sur de 30°S , a fin de aislar la respuesta atmosférica de los efectos inducidos por el calentamiento global en los trópicos (se analiza sólo la componente extratropical del calentamiento global).

La ventaja del uso de los MCG no acoplados para este tipo de estudios, es que los mismos permiten estudiar los mecanismos relevantes al sistema climático en forma más aislada. No obstante, las señales siempre van a ser confusas, puesto que más allá de la presencia o no de forzantes anómalos externos, son muchos los mecanismos que podrían contribuir a las fluctuaciones atmosféricas en su gran espectro de frecuencias.

Finalmente, cabe señalar que se utilizaron los análisis del ECMWF (día 1 de julio de 1988 a las 12 horas) como condiciones iniciales del sistema de ecuaciones. El modelo fue integrado por un período de 10 años y los resultados de las integraciones fueron comparados con el experimento de control (denominado Z964911).

3. Análisis de los resultados

El análisis de los resultados se realiza para el invierno del HS (JJA). En invierno, la respuesta de los modelos es más confiable (Carril *et al.*, 1997). Otros elementos que fortalecen la decisión de evaluar los resultados para el trimestre JJA son: i) la teoría de que tanto los mayores calentamientos como los mayores cambios en los gradientes de la TSM se esperan en latitudes altas en invierno; y ii) que el mejor rendimiento de la experiencia de control, también se obtiene en invierno (Carril, 1998).

La Figura 2 presenta la componente zonal del viento en 300 hPa, así como su promedio zonal, según los experimentos Z964911 y A964911. Como se observa en la figura, al perturbar la TSM se produce un notorio debilitamiento del jet polar (en aproximadamente 50°S), y el mismo se torna más barotrópico (se debilita más en niveles altos que en niveles bajos). La disminución de los oestes con la altura en respuesta a la menor baroclinicidad, está de acuerdo

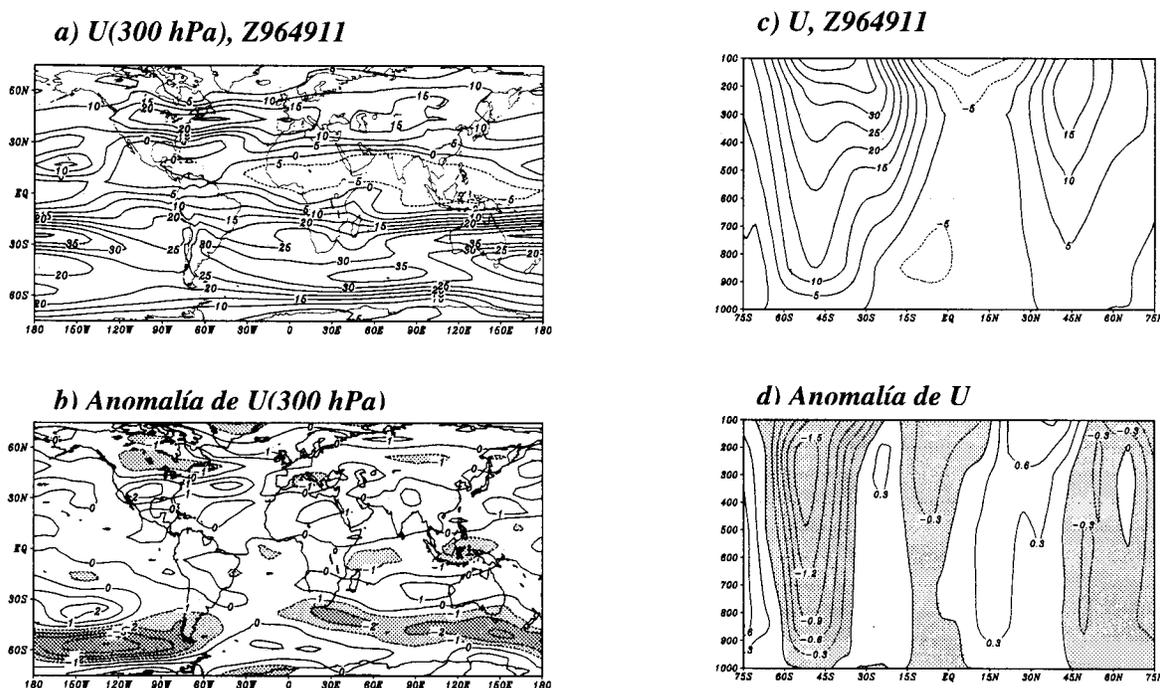


Fig. 2. Componente zonal del viento en 300 hPa (arriba) y promediada zonalmente (abajo): a y c) experimento de control; b y d) diferencia entre el experimento de sensibilidad y el control. En a) y c) las isolíneas se dibujaron cada 5 m/s, en b) cada 1 m/s, y en d) cada 0.3 m/s. En los mapas de anomalías, las regiones sombreadas representan los valores negativos.

con la relación del viento térmico. Se destaca el debilitamiento del jet polar sobre los océanos del sur, a excepción del Océano Atlántico, donde resulta levemente fortalecido. En general, el Atlántico Sur presenta un comportamiento diferenciado del resto de los océanos (Labraga, 1997a y 1997b; Mitchell, 1989). Asimismo, algún otro mecanismo está actuando en favor de fortalecer levemente a la rama subtropical del jet (en aproximadamente 30°S). El jet subtropical resulta levemente fortalecido entre Africa, Australia y el Pacífico central. De este modo, se observa que la circulación atmosférica responde al forzante anómalo impuesto en latitudes extratropicales con el desplazamiento del jet hacia el norte, como en estudios previos de remoción de hielo marino (Menéndez *et al.*, 1998).

Vale la pena aclarar que se obviaron consideraciones acerca del incremento de los oestes al sur de 70°S, dado que este cambio no es más que el resultado del fuerte gradiente térmico meridional inducido por el contraste entre las elevadas TSM impuestas (que acaban por superar los 0°C) y el límite de los hielos. Las elevadas temperaturas en latitudes medias fortalecerían a la celda de latitudes altas, y consecuentemente al transporte de cantidad de movimiento. No obstante, se requeriría de experimentos acoplados mar-atmósfera-hielo para evaluar el potencial efecto del ajuste de estos gradientes.

Como en Hoskins y Valdes (1990), la Figura 3 presenta la tasa de crecimiento de Eady (Eady, 1949), un parámetro utilizado para cuantificar la inestabilidad baroclínica media de la atmósfera:

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

donde f es el parámetro de Coriolis y N es la frecuencia de Brunt-Väisälä. Depende de la cortante vertical del viento (o del gradiente horizontal de temperatura), de la variación en gran escala de la estabilidad estática y de la latitud. Tal como se observa en la Figura 3, el debilitamiento del gradiente térmico meridional provoca la disminución de la baroclinicidad en latitudes medias, excepto sobre el océano Atlántico, el que nuevamente presenta un comportamiento diferenciado. Asimismo, la inestabilidad se incrementa levemente sobre la región del dominio del jet subtropical (áreas no sombreadas en la Fig. 3) y sobre los límites de los hielos, debido al mayor contraste térmico mar-hielo.

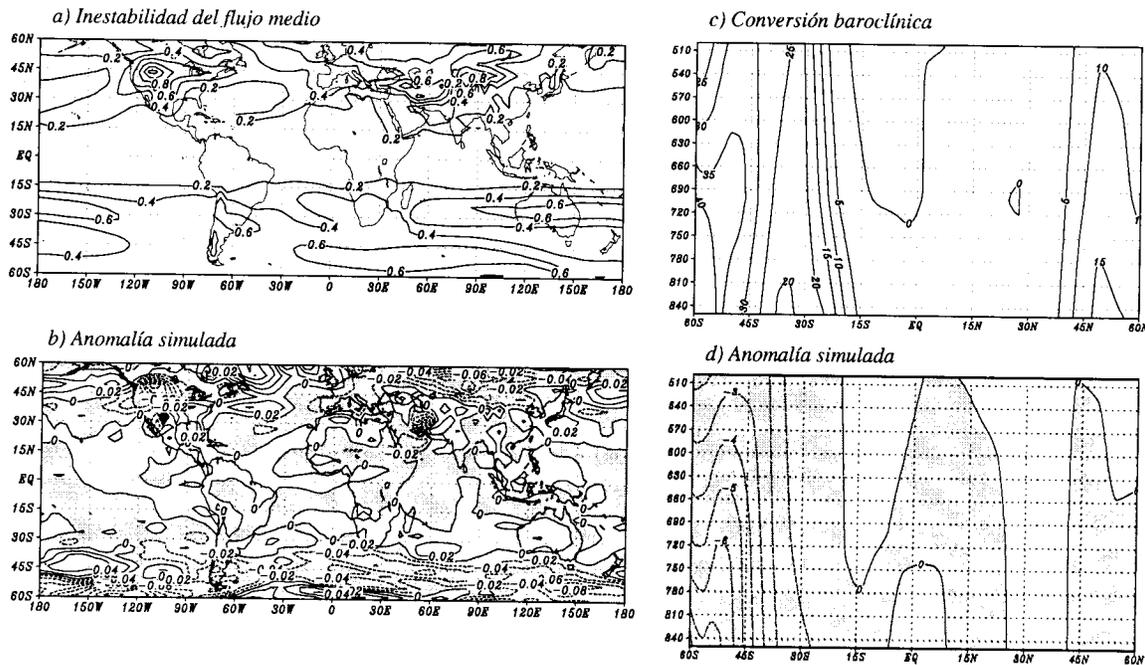


Fig. 3. A la derecha, se presenta la tasa de crecimiento de Eady: a) control (isolíneas cada 0.1/día) y b) diferencia entre el experimento A964911 y el control (cada 0.02/día). A la izquierda se muestra el término de conversión baroclínica promediado zonalmente: c) control (cada 5 m²/s²/día) y d) anomalía simulada (2 m²/s²/día). Para b) y d) se sombreadon las regiones con valores negativos.

Al modificar la TSM extratropical no sólo disminuye la baroclinicidad del flujo medio, sino que también disminuye el término de conversión baroclínica. Dicho término, es el principal contribuyente al crecimiento de las perturbaciones sobre el HS donde la contribución de la conversión barotrópica es despreciable (ver por ejemplo James, 1994). Como se observa en la ecuación (2), el término de conversión baroclínica (que expresa la conversión de energía potencial disponible del flujo medio en energía potencial disponible de las perturbaciones), depende del transporte de calor por las perturbaciones transitorias, del gradiente de temperatura y de la estabilidad atmosférica:

$$\bar{\alpha} \left(\theta \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)^{-1} \overline{v' \theta'} \cdot \nabla \theta \quad (2)$$

Asimismo, alcanza valores máximos en niveles bajos, donde el campo térmico está desfasado con respecto del campo de movimiento.

Como se observa en la Figura 3, en latitudes medias, donde el valor típico medio zonal de la conversión baroclínica simulada por el experimento de control es de aproximadamente 30 m²/s²/día, se produce un debilitamiento del orden de los 4 m²/s²/día (es decir, superior al 10%). La disminución de la baroclinicidad sobre esta región y el debilitamiento del flujo de energía para el crecimiento de las perturbaciones, finalmente incidirían en la intensidad del jet, a través de las interacciones entre las perturbaciones y el flujo medio.

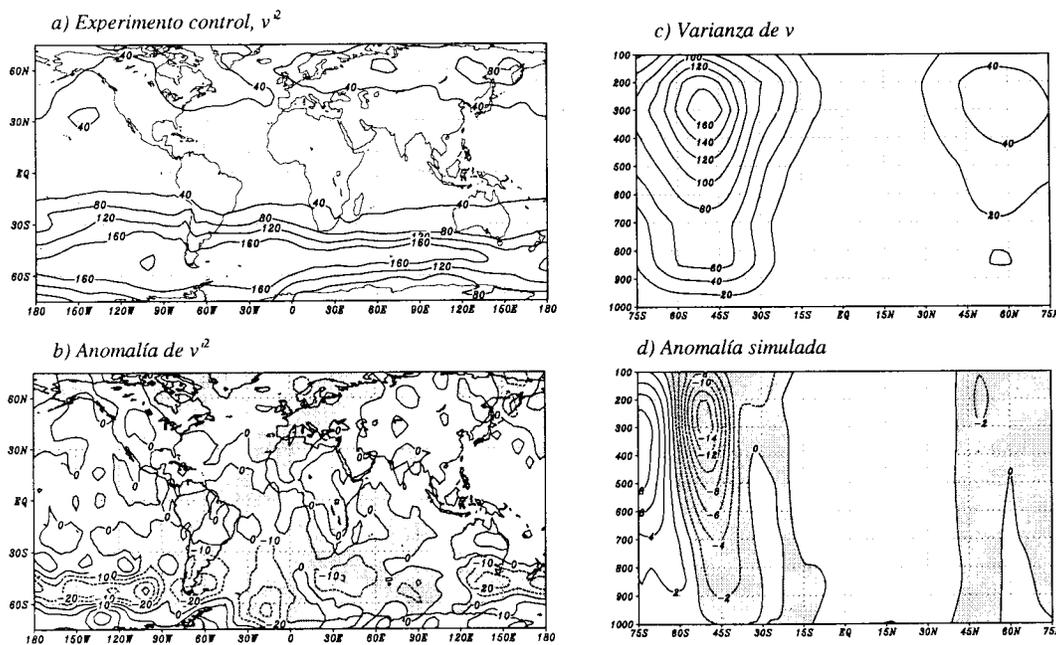


Fig. 4. Variabilidad de la componente meridional del viento en 300 hPa a) control (cada 40 m²/s²), y b) anomalía (cada 10 m²/s²). La variabilidad de v en promedio zonal c) control (cada 20 m²/s²) y d) anomalía (cada 1 m²/s²).

En la Figura 4, se advierte la disminución de la actividad ciclónica extratropical asociada a las storm tracks (el debilitamiento de la variabilidad del viento meridional es superior al 10% en promedio zonal). En la Figura 5 también se advierte el desplazamiento del jet hacia el norte, a

partir del debilitamiento de la varianza del viento zonal sobre las latitudes centrales de ambas ramas del jet, y su incremento hacia el norte (la mayor variabilidad en latitudes altas está asociada a la intensificación de contraste hielo-mar inducido por la definición del experimento). Se destaca la estructura de las anomalías descritas, las cuales tienden a concentrarse por bandas de latitud. En particular, los signos opuestos alternados en los campos de anomalías de viento y de su varianza, sugieren el desplazamiento del jet y el debilitamiento de las *storm tracks* (Menéndez *et al.*, 1998; Simmonds y Xu, 1993; Menéndez, 1994).

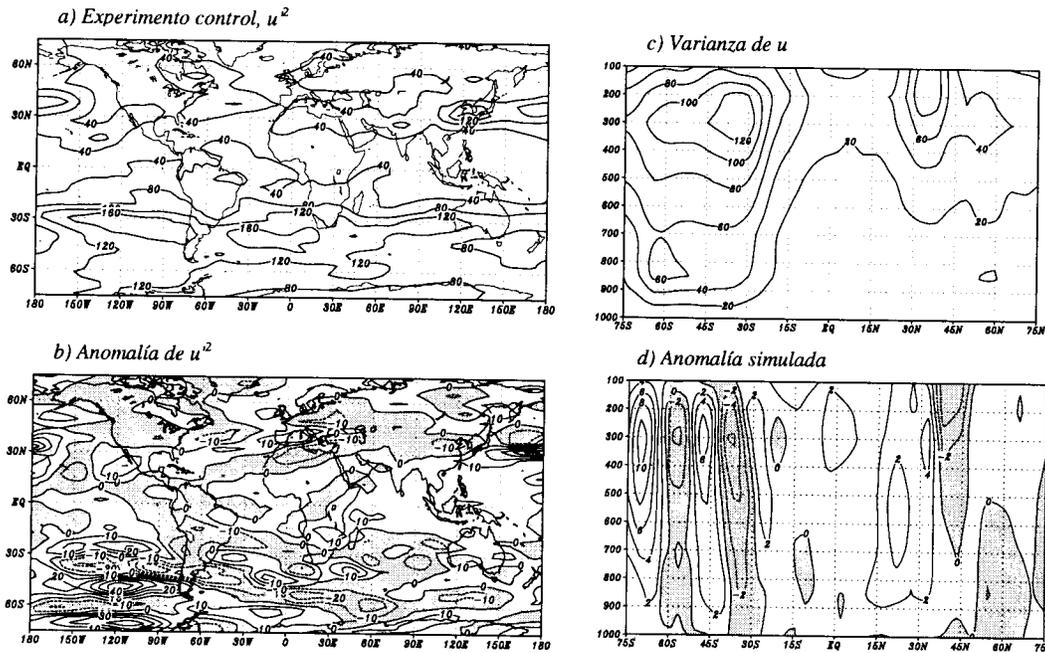


Fig. 5. Idem de 4 para la componente zonal del viento, pero en d) las isóneas están dibujadas cada $2 \text{ m}^2 \text{ s}^2$.

Asimismo, es notorio el debilitamiento del transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transitorias (Fig. 6). El cambio de signo del campo anómalo al sur de 55°S (los valores negativos/positivos de la Fig. 6b se corresponden con los valores positivos/negativos de la Fig. 6a), es consistente con el debilitamiento general de este campo. Como resultado de la divergencia de cantidad de movimiento en latitudes extratropicales, se debilita la rama polar del jet al tiempo que se fortalece la rama subtropical (Sadourny, 1997). El diagrama 1 ilustra este proceso: las perturbaciones transportan menos cantidad de movimiento desde latitudes subtropicales a latitudes medias. Estos resultados también coinciden con los expuestos por otros autores (Menéndez *et al.*, 1998).

La Figura 7 muestra el promedio zonal de la divergencia horizontal de los flujos de Eliassen-Palm. Como en Trenberth (1986), los flujos de Eliassen-Palm (vector \mathbf{E}_u) se definen de la siguiente manera:

$$\mathbf{E}_u = \left[\frac{1}{2}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}); -\overline{u'v'} \right] \quad (3)$$

En las regiones donde \mathbf{E}_u es divergente, las perturbaciones transitorias interactúan con el flujo

medio zonal intensificando los oestes (tal como se muestra en la relación 4):

$$\frac{d\bar{u}}{dt} - \frac{\bar{u} \bar{v} \tan \varphi}{a} - f v^* = \frac{1}{\cos \varphi} \nabla \cdot E_u + \bar{F} \quad (4)$$

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

Como se ilustra en el Diagrama 1, las perturbaciones contribuyen a acelerar al flujo medio en latitudes medias del HS y a desacelerarlo en latitudes tropicales. Al incrementar el gradiente meridional de la TSM en la región extratropical, las perturbaciones transitorias pierden fuerza debido a la disminución de la baroclinicidad, y este debilitamiento se refleja en la disminución del potencial de las perturbaciones para acelerar al flujo medio en los extratropicos. En latitudes más bajas, los cambios son poco significativos.

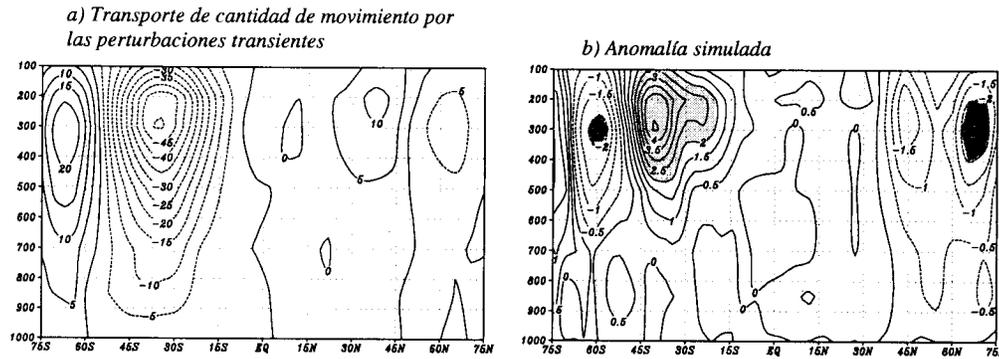


Fig. 6. Promedio zonal del transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transitorias: a) experimento control (cada $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y b) anomalía simulada (cada $0.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$). Las regiones sombreadas destacan las anomalías superiores a $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (en valor absoluto).

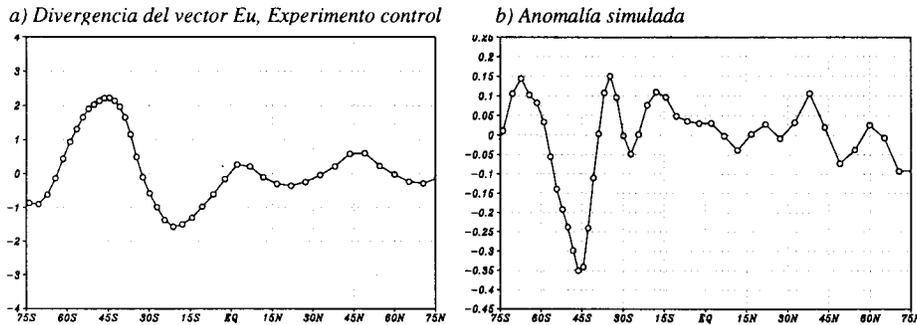


Fig. 7. Divergencia del vector E_u en promedio zonal. a) experimento de control, b) anomalía simulada.

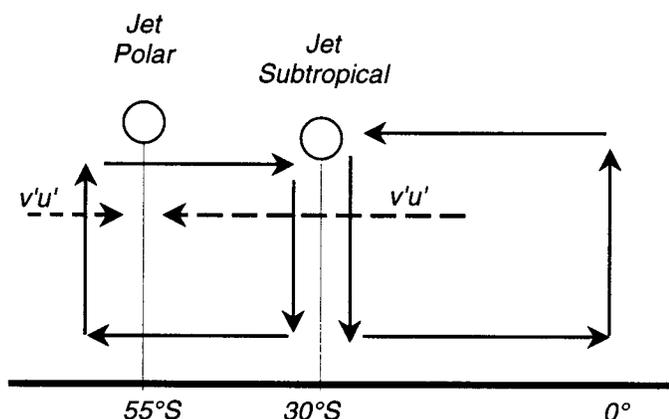


Diagrama 1. Mecanismos de manutención del jet.

4. Conclusiones

En el presente trabajo se estudió la respuesta de la circulación atmosférica del HS, ante un potencial cambio en la TSM extratropical. El análisis de los resultados se llevó a cabo para el trimestre JJA.

Se observó que la circulación atmosférica responde al forzante anómalo impuesto en latitudes extratropicales con el desplazamiento del jet polar hacia el norte. Particularmente se advierte que el debilitamiento del transporte de cantidad de movimiento en latitudes extratropicales sería el responsable del debilitamiento de la rama polar del jet y del fortalecimiento la rama subtropical.

Los resultados de este experimento son coincidentes con estudios previos de remoción del hielo marino en los alrededores del continente antártico, y diferentes de los resultados de experimentos de calentamiento global. La principal diferencia en el diseño de este experimento y un experimento de duplicación de CO_2 es el calentamiento del océano tropical. Esto significa que se estarían despreciando -al menos- los siguientes efectos que hacen al calentamiento global:

- El incremento de la evaporación sobre los océanos tropicales y el incremento de la humedad específica en latitudes medias (Hall *et al.*, 1994). Dicha fuente extra de vapor que emanaría de los océanos tropicales, podría ser una fuente energética determinante para el comportamiento de los sistemas extratropicales (por ejemplo, para el caso de la duplicación del CO_2 se esperaría la intensificación del patrón de las *storm tracks*, a pesar de la menor baroclinicidad en niveles bajos).
- Pfeffer (1981) mostró que el máximo gradiente de calentamiento en la atmósfera está en la región tropical, debido al calentamiento diferencial asociado a la circulación de Hadley. La liberación de calor latente asociado a las zonas de convección profunda, también se vería intensificada bajo hipótesis de calentamiento global, y jugaría en favor de intensificar el gradiente meridional de temperatura en altura.
- Se puede pensar que la primera pauta del cambio global debería ser el calentamiento de la superficie. Pero dada la gran capacidad calorífica de los océanos, el calentamiento inicial debería sentirse sobre los océanos tropicales y la forma en la cual se produjese este calentamiento no tendría por qué ser uniforme, pudiendo generar diferentes gradientes longitudinales de temperatura anómala en superficie.
- Asimismo, en este experimento no se estaría considerando el rol de la circulación at-

mosférica extratropical como posible forzante de la circulación sobre los océanos, y su posterior interacción (Lau, 1997).

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

Agradecimientos

Este trabajo fue parcialmente financiado por la Unión Europea, mediante el contrato CT94-0111.

REFERENCIAS

- Barros, V. R. and L. M. Scasso, 1994. Surface pressure and temperature anomalies in Argentina in connection with the Southern Oscillation. *Atmósfera*, **7**, 159-171.
- Barros, V. R., M. E. Castañeda y M. E. Doyle, 1996. Recent precipitation trends in southern south America to the east of the Andes: an indication of a mode of climatic variability. In *Greenhouse Gas Emissions under Developing Countries Point of View*, R. Luiz Pinguelli and M. A. Dos Santos (Eds.), 41-67.
- Camilloni, I., 1995. La influencia de la isla urbana de calor en las tendencias seculares de la temperatura media anual en la Argentina subtropical. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires.
- Castañeda, M. E. y V. Barros, 1994. Las tendencias de la precipitación en el cono sur de América al este de los Andes. *Meteorologica*, **19** (1), 23-32.
- Carril, A. F., 1998. Estudios de sensibilidad climática en el Hemisferio Sur de acuerdo al Modelo de Circulación General LMDZ/CIMA. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires.
- Carril, A. F., C. G. Menéndez and M. Nuñez, 1997. Climate change scenarios over the South American region: an intercomparison of coupled general atmosphere-ocean circulation models. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1613-1633.
- Duarte, M. L., 1993. Temporal variations of the vertical profile of temperatures of Argentina. *Int. J. of Clim.*, **13**, 437-445.
- Eady, E. T., 1949. Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33-52.
- Ferranti, L., F. Molteni and T. N. Palmer, 1994. Impact of localized tropical and extratropical SST anomalies in ensembles of seasonal GCM integrations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1613-1645.
- Gibson, T. T., 1992. An observed poleward shift of the Southern Hemisphere subtropical wind maximum - A greenhouse symptom? *Inter. J. of Clim.*, **12**, 637-640.
- Hall, N. M., B. J. Hoskins, P. J. Valdes and C. A. Senior, 1994. Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1209-1230.
- Hoffmann, J. A. J., S. E. Núñez and W. M. Vargas, 1997. Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century. *Meteorol. Zeitschrift*, **6**, 3-13.

- Hoffmann, J. A. J., S. Nuñez y A. Gomez, 1987. Fluctuaciones de la precipitación en la Argentina, en lo que va del siglo. Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología. V Congreso Argentino de Meteorología, Buenos Aires, Argentina.
- Hoskins, B. J. and P. J. Valdes, 1990. On the existence of storm-tracks. *J. of Atmos. Sci.*, **47**, 1854-1864.
- IPCC, 1998. The regional impacts of Climate Change. An assessment of vulnerability. A special report of IPCC Working Group II. R. T. Watson, M. C. Zinyowera, R. H. Moss and D. J. Dokken (Eds.). Cambridge University Press.
- James, I. N., 1994. Introduction to circulating atmospheres. A. J. Dessler, J. T. Houghton and M. J. Rycroft (Eds.). Cambridge Atmospheric and Space Sciences Series, N. Y.
- IPCC, 1995. Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (Eds.). Cambridge University Press, 572pp.
- IPCC, 1990. Climate Change, The IPCC Scientific Assessment. J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (Eds.), Cambridge University Press, 365pp.
- Kharin, V. V., 1995. The relationship between sea surface temperature anomalies and atmospheric circulation in GCM experiments. *Clim. Dyn.*, **11**, 359-375.
- Krepper, C. M., B. V. Scian and J. O. Pierini, 1989. Time and space variability of rainfall in central-east Argentina. *J. of Climate*, **2**, 39-47.
- Labraga, J. C., 1997a. The climate change in South America due to a doubling in the CO₂ concentration: intercomparison of general circulation model equilibrium experiments. *Int. J. of Clim.*, **17**, 377-398.
- Labraga, J. C., 1997b. A comparison of the climate response to increased carbon dioxide simulated by general circulation models with mixed-layer and dynamic ocean representations in the region of South America. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1635-1650.
- Lau, N. C., 1997. Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. *Bull. of Amer. Met. Soc.*, **78**, 21-32.
- Le Van, P., 1989. Description de directives pour l'utilisation de la nouvelle dynamique du modèle de Circulation Générale. Technical Report 147, Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, Paris.
- Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. of Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.
- Menéndez, C. G., V. Serafini y H. Le Treut, 1998. The effect of the sea-ice on the transient eddies of the Southern Hemisphere. *Clim. Dyn.* Trabajo enviado.
- Menéndez, C. G., A. F. Carril and M. N. Nuñez, 1997. Southern Hemisphere climate simulations using the General Circulation Model LMD/CIMA. Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Pretoria, South Africa, 380-381.
- Menéndez, C. G., 1994. Impacto del hielo marino sobre dos ciclones subantárticos. *Meteorologica*, **19**, 43-51.
- Mitchell, J. F. B., 1989. The greenhouse effect and climate change. *Rev. Geophys.*, **27**, 115-139.
- Nuñez, M. N., 1990. Cambio climático en Sudamérica. Uso de modelos de circulación general. *Geofísica*, **32**, 47-64.
- Pfeffer, R. L., 1981. Wave-mean flow interactions in the atmosphere. *J. of Atmos. Sci.*, **38**, 1340-1359.

- Rosenblüth, B. H., H. Fuenzalida-Ponce and P. Aceituno, 1997. Recent temperature variations in southern South America. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1-17.
- Sadourny, R. and K. Laval, 1984. January and July performance of the LMD general circulation model. In *New Perspectives in Climate Modeling*. Berger A. and Nicolis C. (Eds.), Elsevier, Amsterdam.
- Sadourny, R., 1997. Dynamique de l'atmosphère et de l'océan. Cours à Ecole Polytechnique, Chap. VIII, 17-23.
- Simmonds, I. and X. Xu, 1993. Cyclone behavior response to changes in winter Southern Hemisphere sea-ice concentration. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 1121-1148.
- Trenberth, K. E., 1986. An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. *J. of Atmos. Sci.*, **43** (19), 2070-2087.
- Vargas, W. M., 1987. El clima y sus impactos. Implicancias en las inundaciones del noroeste de Buenos Aires. Boletín Informativo Techint, 250, Buenos Aires.