

Uso de un modelo de aguas someras para analizar la influencia del Atlántico Tropical Norte y del Pacífico Ecuatorial del Este sobre la circulación atmosférica en los mares Intra-Americanos

Eric J. Alfaro¹, Daniel Hernández² y Arnoldo Bezanilla³

¹Escuela de Física, Centro de Investigaciones Geofísicas y Centro de Investigaciones en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad de Costa Rica. 2060-Ciudad Universitaria Rodrigo Facio, San José, Costa Rica. (ejalfaro@cariari.ucr.ac.cr)

²Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia. (dhernandezd@unal.edu.co)

³Centro de Física Atmosférica, Instituto de Meteorología. Habana, Cuba. (arnoldo.bezanilla@insmet.cu)

(Recibido: 12-Ago-2007. Publicado: 26-Sep-2007)

Resumen

Se usó un modelo numérico de aguas someras para simular la circulación anómala en la región de los Mares Intra-Americanos (MIA) inducida por dos funciones forzantes asociadas con fuentes de calor localizadas en las regiones oceánicas del Atlántico Tropical Norte y del Pacífico Ecuatorial del Este, respectivamente. A pesar de su simplicidad, el modelo de aguas someras representó algunas de las características principales de la circulación inducida sobre los MIA por las funciones forzantes descritas anteriormente. La principal respuesta, en términos de anomalías, se observó cuando estas fuentes de calor eran de signo opuesto, es decir, Atlántico Tropical Norte anómalamente frío (cálido) y Pacífico Ecuatorial del Este anómalamente cálido (frío). Estos patrones podrían estar asociados con una mayor (menor) cizalladura vertical del viento sobre los MIA.

Palabras Clave: Modelo de Aguas Someras, Mares Intra-Americanos, Variabilidad Climática, Atlántico Tropical Norte, Pacífico Ecuatorial del Este.

Abstract

A shallow water model was used to simulate the anomalous circulation over the Intra American Seas (IAS), due to heat forcing functions located at the Tropical North Atlantic and the Eastern Equatorial Pacific Oceans, respectively. Despite of its simplicity, the shallow water model represented the main features of the anomalous circulation over the IAS due to the heat forcing functions described previously. The main anomaly patterns were observed when heat sources have opposite signs across the IAS, e.g. Tropical North Atlantic cool (warm) and Eastern Equatorial Pacific warm (cool). Results imply an increase (a decrease) in the vertical wind shear over the IAS for a cool (warm) Tropical North Atlantic and a warm (cool) Eastern Equatorial Pacific. These patterns could be associated with a larger (smaller) vertical wind shear over the IAS.

Key Words: Shallow Water Model, Intra Americas Seas, Climate Variability, North Tropical Atlantic, Eastern Equatorial Pacific.

1. Introducción

Los modelos numéricos del sistema climático son representaciones numéricas de las ecuaciones fundamentales que describen el comportamiento de este sistema y las interacciones de/o entre algunos de sus componentes, a saber: la atmósfera terrestre, los océanos, la biosfera terrestre y marina, la criosfera y la superficie terrestre (Barry y Carleton, 2001). Estas herramientas han probado ser útiles para la simulación

de las características básicas de la circulación general y del comportamiento de los modos dominantes de la variabilidad climática como aquellos asociados a El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) o la Oscilación del Atlántico Norte (Ej. Orlanski, 2005; Rivière y Orlanski, 2007).

Dentro de estos modelos numéricos, el modelo de aguas someras es una herramienta útil, sencilla y de uso amplio que permite el estudio del desarrollo de una situación ideal dinámica cuasi estacionaria (ej.: GFDL, 2007b)¹. El conjunto completo de las ecuaciones del modelo de aguas someras describen la evolución de un flujo homogéneo (densidad constante) e incompresible sobre la superficie de una esfera y son aplicables cuando la escala horizontal del flujo es mucho más pequeña que la escala vertical de la capa del fluido considerado (Pedlosky, 1987). Estas ecuaciones son muy útiles para el estudio de las ondas Kelvin y Rossby en la atmósfera y el océano, así como ondas gravitacionales en un dominio más pequeño. El flujo que describen estas ecuaciones es el flujo horizontal causado por cambios en la altura del campo de la presión en superficie del fluido. Las ecuaciones de aguas someras son aplicables al modelado oceánico y atmosférico pero son mucho más simples que los modelos basados en ecuaciones primitivas (Rivera, 2006). Los modelos que se basan en las ecuaciones de aguas someras tienen sólo un nivel vertical, por lo que no pueden representar ningún parámetro que varíe con la altura. En general, casi todas las formas de estos modelos se refieren principalmente a tres variables y a su evolución, tanto en el tiempo como en la capa considerada. Estas variables son: velocidad zonal, u , velocidad en la dirección x ; velocidad meridional, v , velocidad en la dirección y ; y η , desviación de la altura del campo de presión horizontal en superficie de su media, H , por lo que la altura total del campo es $h(x,y) = \eta(x,y) + H(x,y)$.

Las ecuaciones de aguas someras para las variables antes descritas son:

$$\frac{du}{dt} - fv + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + bu = 0 \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + bv = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{V}(H + \eta) = 0 \quad (3)$$

donde b representa el arrastre viscoso que por lo general se desprecia, g es la aceleración de la gravedad, f es el parámetro de Coriolis, que es igual a $2\Omega \sin(\phi)$, donde Ω es la velocidad angular de la Tierra ($\pi/12$ radianes/hora), y ϕ es la latitud (GFDL, 2007b).

El modelo espectral de aguas someras le suma un término a la ecuación de aguas someras; éste se interpreta como una función forzante o como un término que puede trabajar como un amortiguamiento. Esta nueva función se suma a la ecuación de la altura para relajar el desplazamiento de la superficie libre hasta un valor determinado en ciertos lugares del dominio (GFDL, 2007a).

La ecuación de la tendencia, introducida por esta función forzante (f_o) en la ecuación (3) es de la forma:

$$\left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right)_{f_o} = -k[\eta(x,y) - \eta_{f_o}(x,y)] \quad (4)$$

donde k es un coeficiente de relajación. El término entre paréntesis del lado derecho de la ecuación (4) es la diferencia entre la altura del modelo, $\eta(x,y)$, y la altura a la cual se relaja, $\eta_{f_o}(x,y)$. Valores grandes de k significan un forzamiento mayor hacia $\eta_{f_o}(x,y)$. Nótese también que si $\eta(x,y) > \eta_{f_o}(x,y)$, la tendencia debido a la relajación es negativa, y viceversa.

¹La información sobre el modelo de aguas someras ha sido ampliamente divulgada, incluso en fuentes accesibles al público general; al respecto el lector puede consultar "Shallow water equations" en *Wikipedia. The Free Encyclopedia*. Disponible en: http://en.wikipedia.org/wiki/Shallow_water_equations (última visita: 09-06-2007)

La función forzante introducida en las ecuaciones (1) y (2) tiene la forma:

$$\left(\frac{\partial U}{\partial t}\right)_{fo} = -k_U[U(x,y) - U_{fo}(x,y)] \quad (5)$$

donde $U = u$ o v , y k_U es el coeficiente de relajación del campo de viento, el cual no necesariamente es igual a k . Al igual que el caso anterior, el término entre paréntesis del lado derecho en la ecuación (5) es la diferencia entre la velocidad y la velocidad de la función forzante. Si $U_{fo} = 0$, este término actúa como un término de amortiguamiento o de fricción en las ecuaciones del modelo.

La función forzante típicamente ha sido interpretada de dos maneras. Primeramente, la respuesta en niveles altos de una fuente de calor en la superficie, por lo que el forzamiento en niveles altos se podría interpretar como una respuesta a la liberación de calor latente debido al efecto de la convección u otro tipo de fuente de calor en superficie, incrementando la altura de la columna de fluido. El modelo luego simula cómo se propaga este efecto a través de la generación de ondas en la superficie libre. La segunda manera se puede interpretar como la respuesta en niveles altos a una barrera topográfica en superficie. En donde debido a la conservación de la vorticidad potencial se pueden generar movimientos ondulatorios a sotavento de esta barrera (Holton, 2004).

El objetivo de este trabajo consistió en usar un modelo numérico de aguas someras para simular la circulación anómala en la región del Mar Caribe y el Golfo de México, conocidos como los Mares Intra-Americanos (MIA), e inducida por dos funciones forzantes asociadas con fuentes de calor localizadas en las regiones oceánicas del Atlántico Tropical Norte y del Pacífico Ecuatorial del Este, respectivamente. Debido a lo anterior, en este trabajo interpretamos la función forzante de acuerdo a la primera forma descrita en el párrafo anterior. La siguiente sección describe la metodología empleada, mientras que la sección 3 muestra los principales resultados y su discusión general.

2. Metodología

En este trabajo se usó el modelo numérico de aguas someras desarrollado por el Laboratorio para el estudio de la Dinámica de Fluidos Geofísicos de la Agencia Nacional para la Atmósfera y el Océano (GFDL, NOAA, por sus siglas en inglés), EEUU (disponible en: <http://www.gfdl.noaa.gov/fms/>, última visita: 07-06-2007), descrito por Held y Suarez (1994), como parte del sistema de modelado flexible (Orlanski, 2003).

El código del modelo usa un esquema “leapfrog” semi-implícito estándar (Kowalik y Murty, 1993; Lin, 2004) seguido por un filtro temporal de Robert-Asselin, en donde si T representa el estado del sistema y el operador N aquel que describe la evolución de éste, la derivada temporal de T la podemos escribir como

$$\frac{\partial T}{\partial t} = N_E(T) + N_I(T) \quad (6)$$

donde N_E es un esquema “leapfrog” centrado y N_I es un esquema implícito. El modelo parte de un estado estacionario, en un sistema en rotación y con una altura del geopotencial uniforme Φ . El flujo es generado al relajar Φ a otro $\Phi_1(\lambda, \phi)$, donde λ es la longitud, usando una resolución T85 estándar, o sea, 155 km aproximadamente (Randall, 2003). El detalle de los pasos de integración del modelo espectral de aguas someras se describen con detalle en GFDL (2007b).

En este trabajo se realizaron 9 experimentos con el modelo antes descrito. El experimento de control correspondió a aquella simulación en la cual no se pusieron fuentes de calor distintas a la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT). Las otras 8 simulaciones correspondieron a diferentes combinaciones de fuentes de calor localizadas en el Pacífico Ecuatorial del Este y en el Atlántico Tropical Norte, centradas en [120°W, ecuador] y [38.5°W, 14°N]. Estos puntos se escogieron debido a que Enfield (1996), Amador (1998), Enfield y Alfaro (1999) y Taylor *et al.* (2002), entre otros, han demostrado que el comportamiento anómalo de distintas variables troposféricas, como la precipitación, la temperatura o el viento en la

región de los MIA, está influenciado fuertemente por anomalías en el campo de la TSM, que podrían asociarse a fuentes de calor en regiones oceánicas con fuerte variabilidad alrededor o cercanas a esos puntos antes descritos. Un ejemplo de lo anterior es la variabilidad observada en la piscina de aguas cálidas del hemisferio occidental descrita por Wang y Enfield (2003).

En todos los experimentos realizados, $H = 4$ km y el $\Delta t = 1200$ s (20 minutos). El valor de η asociado a la ZCIT fue también de 4 km sobre todo el ecuador, con un decaimiento hacia los polos del tipo $e^{-\left(\frac{\phi}{d}\right)^2}$, donde $d = 12^\circ$. Los valores de η usados para las dos fuentes de calor fueron [-4, 0, 4] km, que denotaremos como [BN, N, AN], respectivamente, para 9 combinaciones en total. El decaimiento de estas fuentes de calor fue del tipo $\exp\left[-\left(\frac{(\lambda - \lambda_0)/d_\lambda}{d_\lambda}\right)^2 - \left(\frac{(\phi - \phi_0)/d_\phi}{d_\phi}\right)^2\right]$, donde los puntos $[\lambda_0, \phi_0]$ son los puntos en que se centraron las fuentes de calor, ya descritos en el párrafo anterior. Los valores de $[d_\lambda, d_\phi]$ para el Pacífico Ecuatorial del Este y el Atlántico Tropical Norte fueron $[25^\circ, 5^\circ]$ y $[32^\circ, 8^\circ]$, respectivamente. En la tabla 1, se presenta un esquema de los experimentos realizados.

El criterio de estabilidad empleado en las simulaciones fue una especie de “scree test” (Wilks, 1995), en donde se consideró que los experimentos habían alcanzado el estado estacionario si los valores de las variables en un tiempo t_{n-1} no se diferenciaban en menos de un 1 % con los observados en t_n (fig. 1). En general se observó que esta condición se alcanzó el día 75 de las simulaciones, por lo que los valores de las variables se promediaron luego entre los días 76 y 100 (25 días), lo cual constituye la solución para cada experimento.

Tabla 1: Esquema general de los experimentos realizados. Los puntos donde se centraron las fuentes de calor, para el Pacífico Ecuatorial del Este y el Atlántico Tropical Norte fueron $[120^\circ\text{W}, \text{ecuador}]$ y $[38.5^\circ\text{W}, 14^\circ\text{N}]$, respectivamente. Los valores de η usados para las fuentes de calor fueron [-4, 0, 4] km, denotadas como [BN, N, AN], para 9 combinaciones en total. El experimento de control sería el correspondiente a la situación [N, N].

[Pacífico Ecuatorial del Este, Atlántico Tropical Norte]

[BN, BN]	[BN, N]	[BN, AN]
[N, BN]	[N, N]	[N, AN]
[AN, BN]	[AN, N]	[AN, AN]

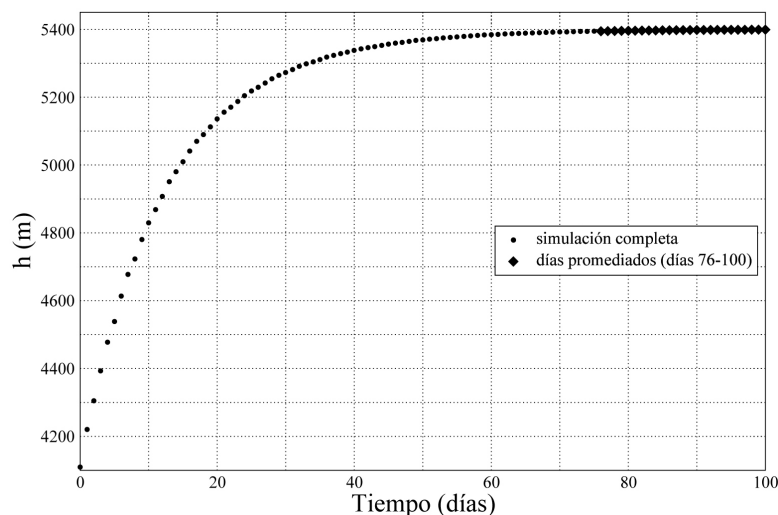


Fig. 1: Máximo del promedio zonal de $h(x,y)$ para ejemplificar el criterio de estabilidad empleado en las simulaciones. Se consideró que los experimentos habían alcanzado el estado estacionario si los valores de las variables en un tiempo t_{n-1} no se diferenciaban en menos de un 1 % con los observados en t_n . En general se observó que esta condición se alcanzó el día 75 de las simulaciones, por lo que los valores de las variables se promediaron luego entre los días 76 y 100.

Posteriormente se realizó la diferencia entre los experimentos realizados y el de control ([N, N], tabla 1), para todas las variables. Esto último permite que el análisis de los resultados se centre en los patrones anómalos inducidos por las fuentes de calor sobre los MIA.

3. Resultados y Discusión

La fig. 2 muestra la magnitud del viento asociada al experimento de control cuya única función forzante fue la ZCIT, nótese claramente la existencia de una corriente en chorro zonal en latitudes medias con un máximo localizado cerca de los 30°N, mientras que sobre el Caribe la magnitud de este viento oeste disminuye hacia el ecuador, provocando una fuerte cizalladura $\frac{\delta u}{\delta y} > 0$. Como se mencionó en la sección anterior, los resultados que se describen a continuación, serán la diferencia de la variable descrita con este experimento de control.

Los valores $\eta(x,y)$ y de las anomalías de la magnitud del viento del experimento [BN, AN] de la tabla 1, se muestran en la fig. 3. Nótese que sobre el Caribe $\frac{\delta \eta}{\delta y} < 0$ y $\frac{\delta \eta}{\delta x} > 0$ (fig. 3a), esto perturba la circulación del viento sobre la región al estar este modelo en balance geostrófico. En este trabajo, los resultados de las simulaciones son representativos de lo que sucede en la altura, debido a que están asociados al promedio de toda la capa vertical y la circulación superficial observada sobre los MIA es muy delgada (Muñoz *et al.*, 2002). La circulación del viento anómalo (fig. 3b) mostró un anticiclón en altura con oestes (estes) para latitudes mayores (menores) a los 30°N. Climáticamente sobre el Mar Caribe los vientos en altura son del oeste y en bajo nivel son del este asociados a los alisios del anticiclón subtropical del Atlántico Norte (Alvarado, 1999; Muñoz *et al.*, 2002; Taylor y Alfaro, 2005; Amador *et al.*, 2006), por lo que los vientos anómalos encontrados en este experimento suponen una disminución de la cizalladura vertical $\frac{\delta u}{\delta z}$ sobre el Mar Caribe. La anomalía de la magnitud del viento presentó dos máximos. El primero sobre la región central y este de Estados Unidos, asociado con un desplazamiento Norte de una corriente en chorro reforzada con máximo cerca de los 37°N. El segundo se ubicó cerca de los 20°N, sobre la península de Yucatán, entre la costa mexicana del Golfo de México y la isla de Gran Caimán.

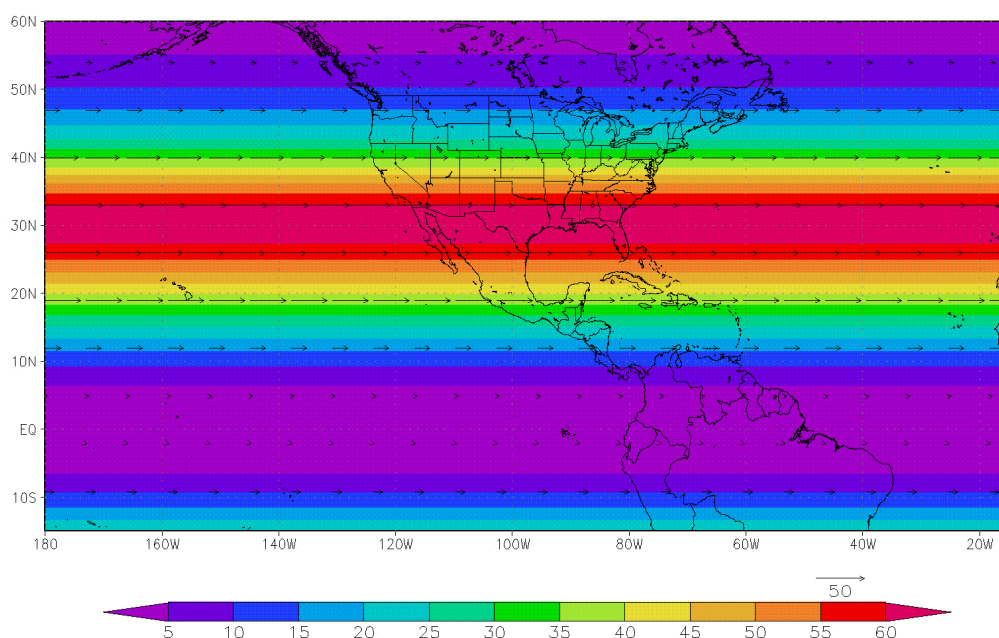


Fig. 2: Los colores representan la magnitud del viento asociada al experimento de control, para la condición [N, N] de la tabla 1, cuya única función forzante fue la ZCIT. Las flechas corresponden al vector del viento.

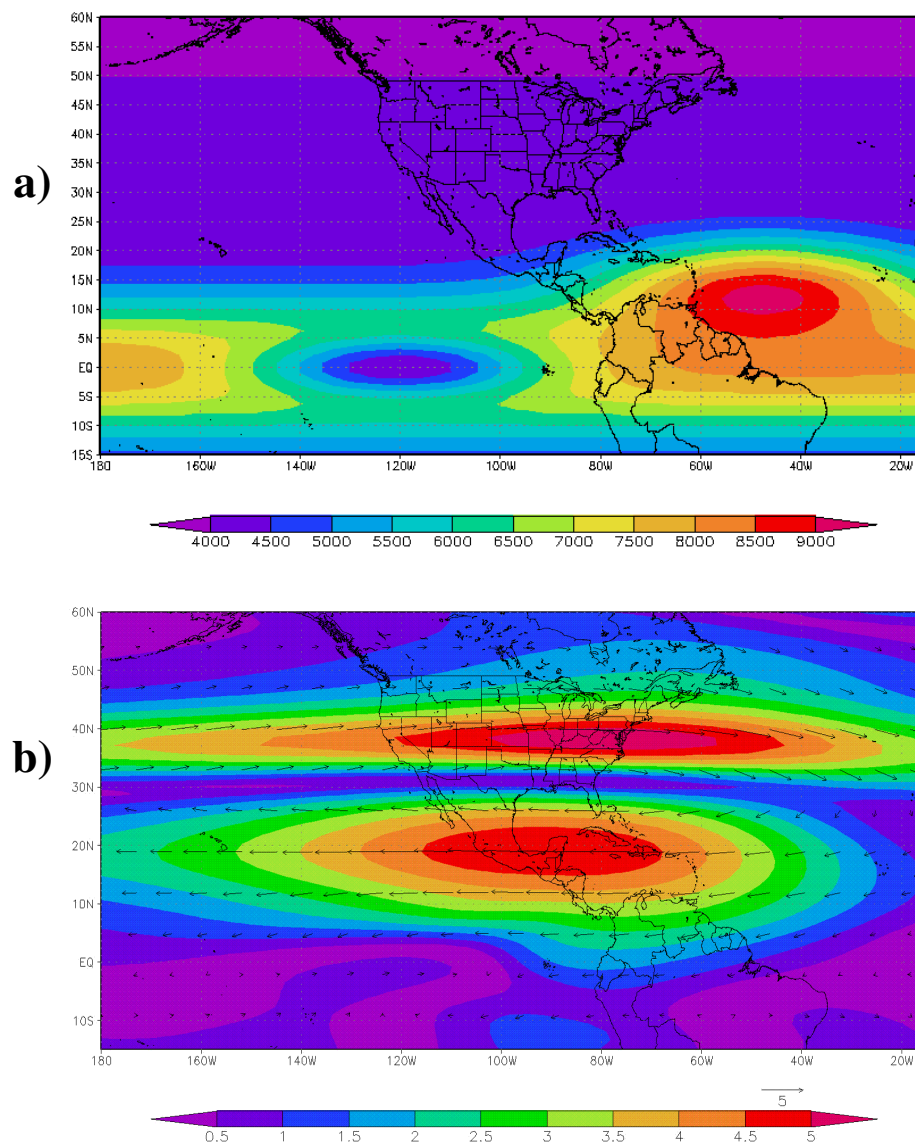


Fig. 3: a) Función forzante (m), correspondiente al experimento [BN, AN] de la tabla 1. Los valores de η para Pacífico Ecuatorial del Este y el Atlántico Tropical Norte fueron de -4 y 4 km, respectivamente. b) Los colores representan la anomalía de la magnitud del viento y las flechas corresponden al vector del viento anómalo, para este experimento.

Los resultados del experimento [AN, BN] de la tabla 1 se muestran en la fig. 4. Nótese que a pesar de que la magnitud de η asociada a las fuentes de calor es opuesta al experimento anterior, la distribución del campo $\eta(x, y)$ resultante no lo es, debido a la distribución geográfica no simétrica de estas fuentes. Sobre el Mar Caribe se observó que $\frac{\delta\eta}{\delta x} < 0$ pero $\frac{\delta\eta}{\delta y} \approx 0$ (fig. 4a). Contrariamente al experimento anterior, la circulación del viento anómalo muestra un ciclón en altura alrededor de los 30°N (fig. 4b). Para este experimento se nota más bien un debilitamiento de la corriente en chorro de latitudes medias y un reforzamiento de los vientos oestes en altura sobre el Mar Caribe. De acuerdo a lo descrito en el párrafo anterior, esto aumentaría la cizalladura vertical del viento sobre los MIA y no favorecería los procesos convectivos que tiendan a desarrollarse sobre el Mar Caribe. Los máximos de la magnitud del viento se ubicaron en las mismas latitudes que el experimento anterior, sin embargo estos fueron de menor magnitud. Además, se observó un corrimiento de estos hacia el este, unos 20° de longitud aproximadamente, respecto de aquellos descritos en la fig. 3b.

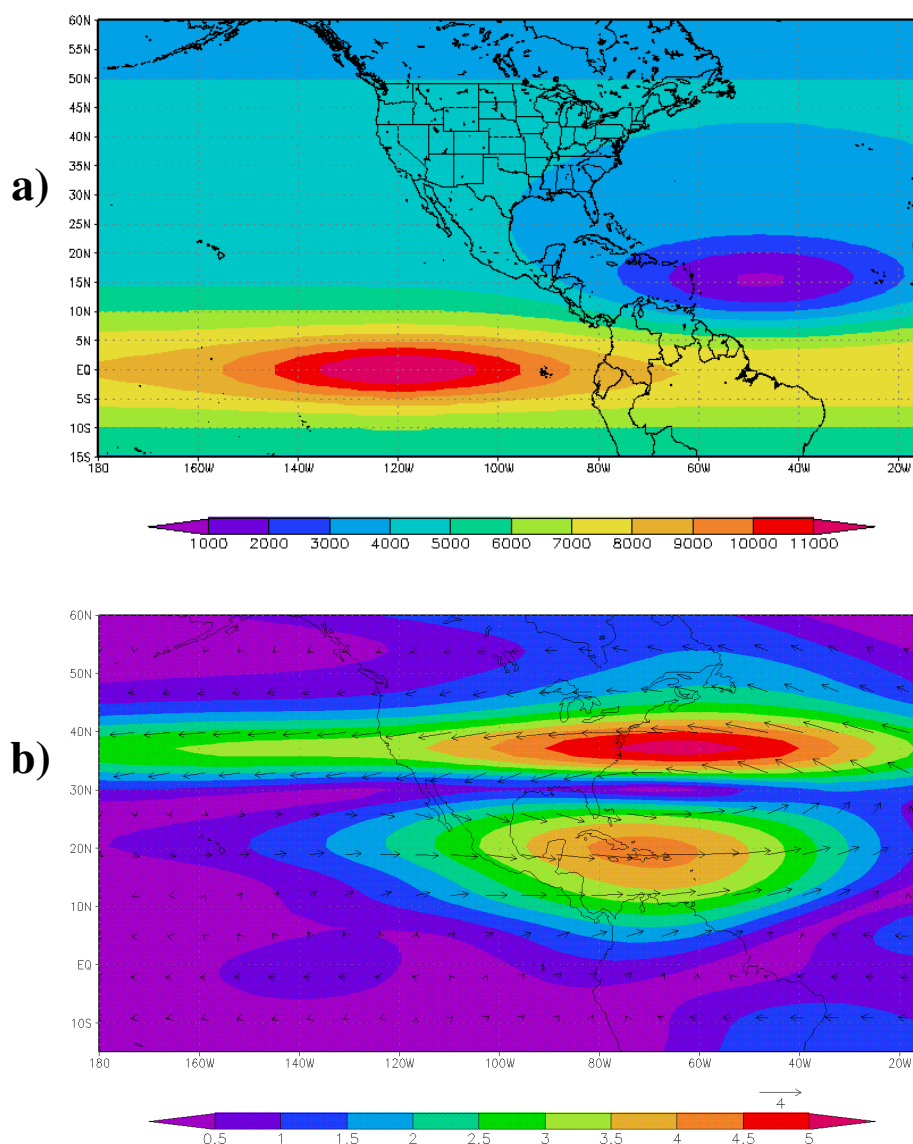


Fig. 4: a) Función forzante (m), correspondiente al experimento [AN, BN] de la tabla 1. Los valores de η para Pacífico Ecuatorial del Este y el Atlántico Tropical Norte fueron de 4 y -4 km, respectivamente. b) Los colores representan la anomalía de la magnitud del viento y las flechas corresponden al vector del viento anómalo, para este experimento.

Los experimentos para las condiciones [AN, AN] y [BN, BN], no mostraron anomalías del viento ni de la magnitud del viento sobre los MIA importantes, lo que implica patrones muy similares en magnitud a los observados en la fig. 2. Sin embargo hay una diferencia importante sobre la corriente en chorro de latitudes medias. Para el caso [AN, AN] (fig. 5a), esta corriente fue reforzada con dos máximos cerca de los 130 y 50°W, mientras que para el caso [BN, BN] (fig. 5b), la misma se debilitó aunque su patrón fue zonalmente más continuo.

En términos generales se observó que signos opuestos de las anomalías en las fuentes de calor contribuían constructivamente a las anomalías del viento zonal sobre el Mar Caribe, pero destructivamente a las anomalías observadas en la corriente en chorro de latitudes medias. A modo de ejemplo, la fig. 6a muestra las anomalías del viento zonal para el experimento [BN, AN]. Nótese que el patrón de anomalías negativas sobre los MIA concuerda con la fig. 3a. Este patrón se debe tanto a la contribución de la fuente fría ($\eta < 0$) de la condición [BN, N] en el Pacífico Ecuatorial del Este (fig. 6b), como de la fuente

caliente ($\eta > 0$) de la condición [N, AN] en el Atlántico Tropical Norte (fig. 6c). Ambas condiciones disminuyen los vientos oestes en altura sobre el Mar Caribe y por lo tanto su cizalladura vertical. Sin embargo, se observa que la condición [BN, N] de la fig. 6b produce anomalías negativas (vientos del este) en la corriente en chorro de latitudes medias, mientras que la condición [N, AN] de la fig. 6c produce anomalías positivas (vientos del oeste). Lo anterior está de acuerdo con el hecho de que las principales anomalías obtenidas en los experimento [BN, BN] y [AN, AN] de la fig. 5, se observaran asociados a la corriente en chorro de latitudes medias, aunque de signos opuestos.

Los patrones obtenidos en las figs. 3 y 4, coincidieron con una fuerte anomalía negativa y positiva de la altura del geopotencial (fig. 7) en niveles altos y que coincide a su vez con la posición de la vaguada tropical troposférica de altura descrita por Knaff (1997) durante los meses del verano boreal. De acuerdo a este autor, una vaguada tropical troposférica de altura más (menos) fuerte sobre los MIA, está relacionada con un aumento (disminución) de la subsidencia y una mayor (menor) inversión de los alisios, una mayor (menor) cizalladura vertical del viento sobre los MIA, lo que inhibe (favorece) la convección profunda. Lo anterior al tener un menor (mayor) aporte de humedad y un mayor (menor) enfriamiento radiativo infrarrojo en niveles medios, mientras que en niveles bajos concuerda con una mayor (menor) presión atmosférica y una menor (mayor) temperatura superficial del mar.

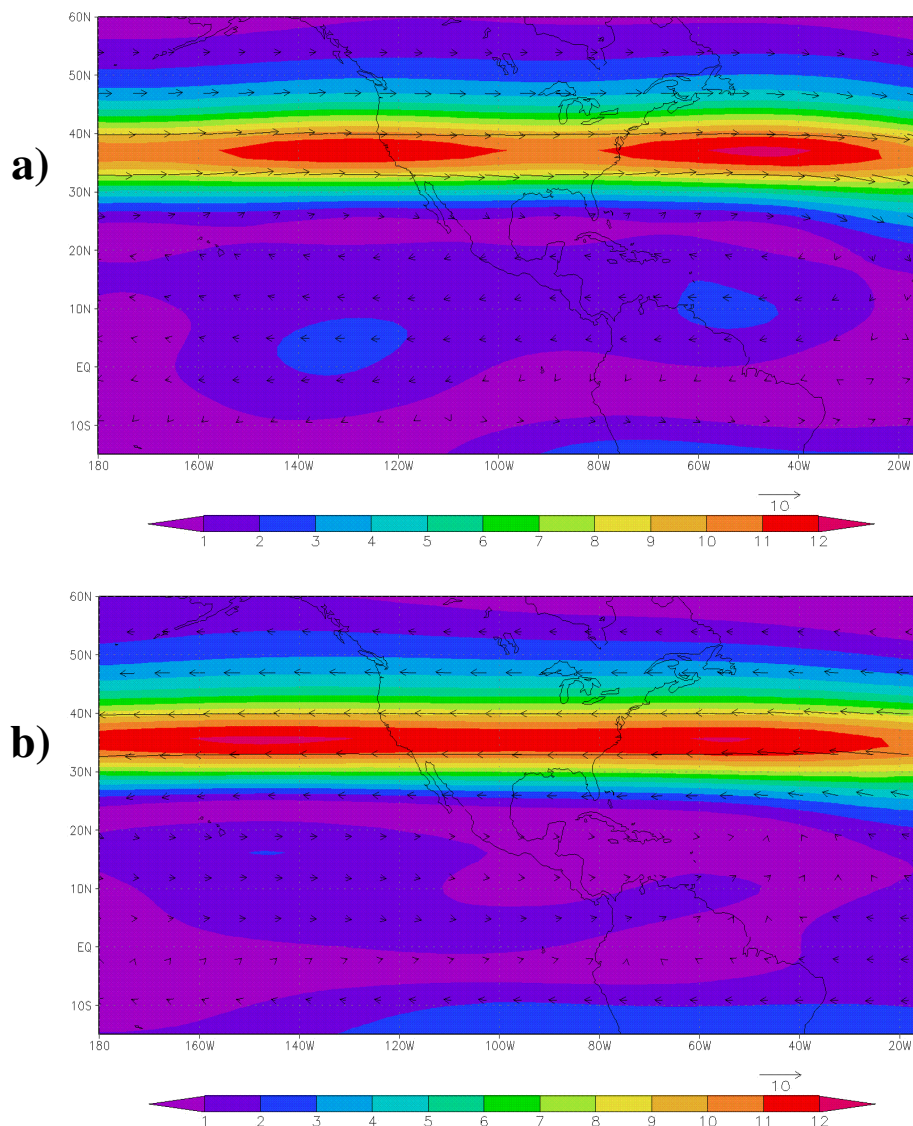


Fig. 5: Para los experimentos a) [AN, AN] y b) [BN, BN] de la tabla 1, los colores representan la anomalía de la magnitud del viento y las flechas corresponden al vector del viento anómalo.

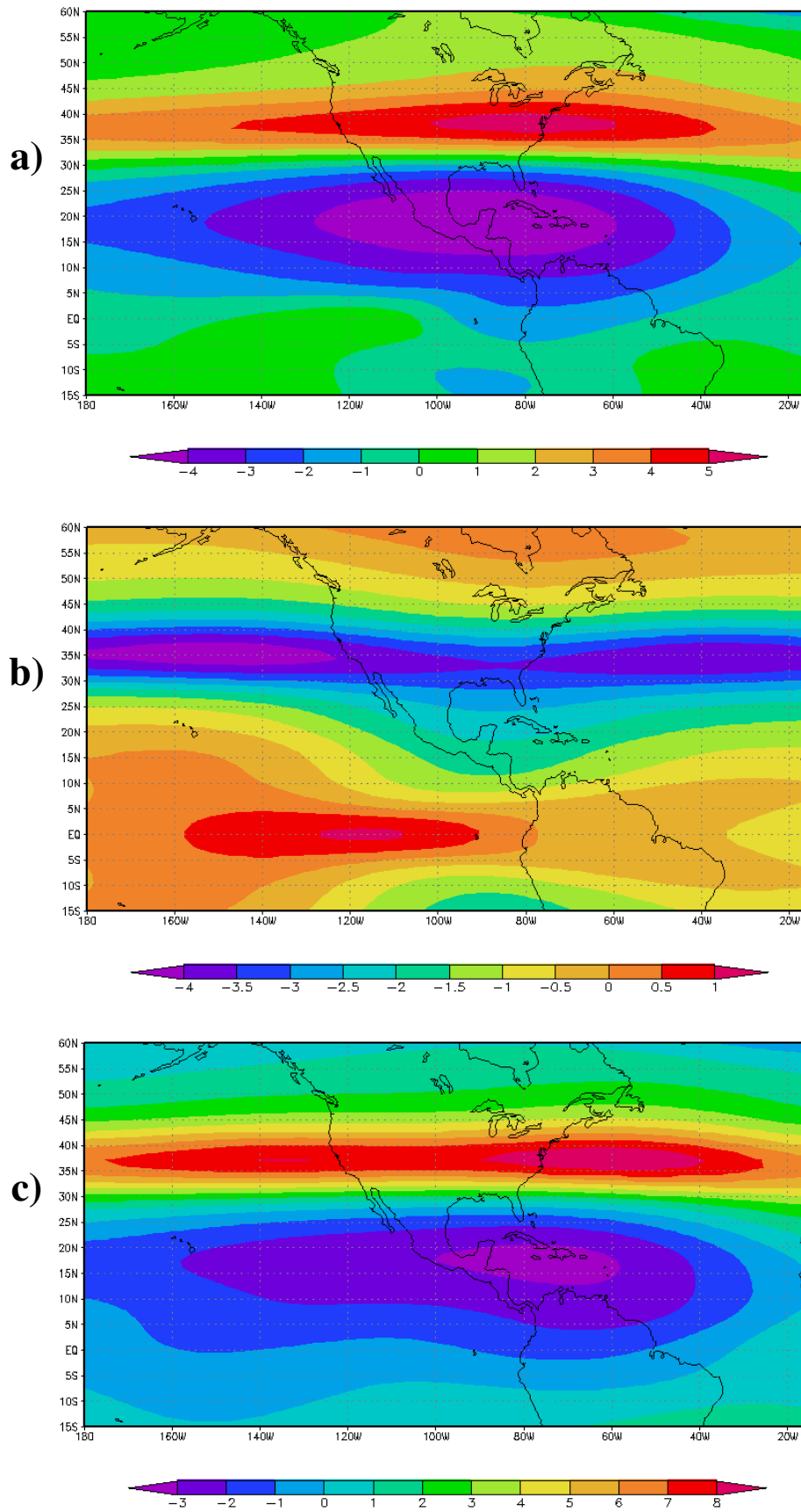


Fig. 6: Para los experimentos a) [BN, AN], b) [BN, N] y c) [N, AN] de la tabla 1, los colores representan la anomalía de la componente zonal del viento, u .

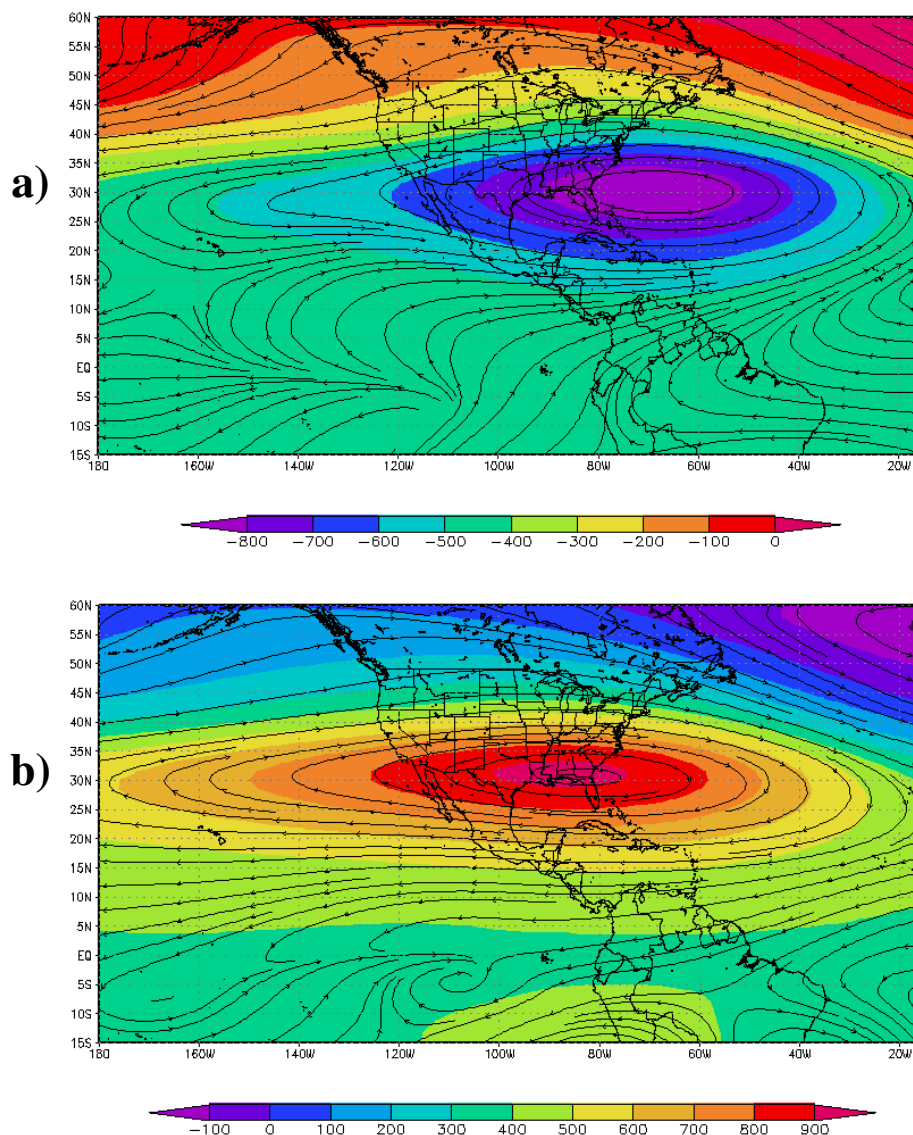


Fig. 7: Para los experimentos a) [AN, BN] y b) [BN, AN] de la tabla 1, los colores representan la anomalía de la altura del geopotencial. Se incluye también en la misma las líneas de corriente como un complemento de las figs. 3b y 4b.

En resumen, se encontró que la principal respuesta, en términos de las anomalías asociadas al viento sobre los MIA, se observó cuando las fuentes de calor eran de signo opuesto, es decir, Atlántico Tropical Norte anómalamente frío (cálido) y Pacífico Ecuatorial del Este anómalamente cálido (frío). Los demás experimentos realizados y descritos en la tabla 1 describen situaciones intermedias, en el campo de las anomalías. Lo anterior trabaja en contra (a favor) de los procesos convectivos que se desarrollen en la región, principalmente entre mayo y octubre, que es cuando se establece la estación lluviosa sobre los MIA (Taylor y Alfaro, 2005). Spence *et al.* (2004) encontraron resultados similares para los trimestres de ASO y NDJ al analizar la precipitación en la región del Caribe, sin embargo discuten que la principal influencia sobre la precipitación en el Caribe la ejerza el Atlántico Tropical Norte durante el trimestre de MJJ y el Pacífico Ecuatorial del Este durante el trimestre de ASO. Lo anterior está de acuerdo a lo mostrado por Enfield y Alfaro (1999) al estudiar el inicio y término de la estación lluviosa en Centroamérica, meses de abril-mayo y octubre-noviembre, aproximadamente; y también con el estudio realizado por Ashby *et al.* (2005) al utilizar modelos de regresión lineal para la predicción de la precipitación en el Caribe.

Por último, estos resultados también estarían relacionados con la formación de ciclones tropicales en los MIA debido a que una mayor (menor) cizalladura vertical no (si) favorece su formación durante la temporada del Atlántico, correspondiente a los meses de junio a noviembre (Goldenberg *et al.*, 2001).

Agradecimientos

Estos resultados fueron obtenidos por los autores como parte de las actividades desarrolladas durante el “Workshop on the Interdisciplinary Science of Climate Changes: Basic Elements”, celebrado en la Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina y organizado por el ICTP, la NOAA y la UBA del 12 de marzo al 4 de abril, 2007, por lo que se agradece a la organización del evento por esta oportunidad. También a los proyectos: CRN-2050-IAI, V.I. 805-A7-002, V.I. 808-A6-053 y ED-1977, UCR.

Bibliografía

Alvarado L (1999): *Alteración de la atmósfera libre sobre Costa Rica durante eventos de El Niño*. Tesis de Grado, Licenciatura. Escuela de Física. Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

Amador J (1998): A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 5:91102.

Amador J, Alfaro E, Lizano O, Magaña V (2006): Atmospheric forcing in the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69:101-142.

Ashby S, Taylor M, Chen A (2005): Statistical models for predicting rainfall in the Caribbean. *Theor. Appl. Climatol.*, DOI 10.1007/s00704-004-0118-8.

Barry R, Carleton A (2001): *Synoptic and dynamic climatology*. Routledge, NY. 620pp.

Enfield D (1996): Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophys. Res. Lett.*, 23:33053308.

Enfield D, Alfaro E (1999): The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *J. Climate*, 12:2093-2103.

GFDL (2007a): Flexible modelling system (FMS) – Spectral shallow water dynamica core. En: Memorias del “Workshop on the Interdisciplinary Science of Climate Changes: Basic Elements”, celebrado en la Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, del 12 de marzo al 4 de abril, 2007. Documento Técnico, 6 pp. Disponible en: http://www.fcen.uba.ar/ictp1877/ICTP_tutorial.pdf (última visita: 02-07-2007).

GFDL (2007b): *The shallow water equations*. Documento Técnico, GFDL, NOAA, 9 pp. Disponible en: http://www.gfdl.noaa.gov/fms/pubrel/m/atm_dycores/src/atmos_spectral_shallow/shallow.pdf (última visita: 07-06-2007).

Goldenberg S, Landsea C, Mestas-Núñez A, Gray W (2001): The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and Implications. *Science*, 293:474-479.

Held I, Suarez M (1994): A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75:1825-1830.

Holton J (2004): *An Introduction to Dynamic Meteorology*, fourth ed. Academic Press, New York, 535 pp.

Knaff J (1997): Implications of summertime sea level pressure anomalies in the Tropical Atlantic region. *J. Climate*, 10:789-804.

Kowalik Z, Murty T (1993): *Numerical modeling of ocean dynamics*. World Scientific Publishing. Singapore. 481 pp.

- Lin S-J (2004): A “vertically Lagrangian” finite-volume dynamical core for global models. *Monthly Weather Review*, 132:2293-2307.
- Muñoz A, Fernández W, Gutiérrez J, Zárate E (2002): Variación estacional del viento en Costa Rica y su relación con los regímenes de lluvia. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 9:113.
- Orlanski I (2005): A new look at the Pacific storm track variability: sensitivity to tropical SST's and to upstream seeding. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62:1367-1390.
- Orlanski I (2003): Bifurcation in eddy life cycles: Implications for storm track variability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60:993-1023.
- Pedlosky J (1987): *Geophysical fluid dynamics*, 2nd ed. Springer-Verlag, New York, 710 pp.
- Randall D (2003): Spectral methods, Chapter 12. In *An Introduction to Atmospheric Modeling*. Department of Atmospheric Science, Colorado State University, pp. 264-280. Disponible en (última visita: 02-07-2007): <http://kiwi.atmos.colostate.edu/group/dave/at604.html>
- Rivera E (2006): *El problema y aplicaciones de la reducción de escala dinámica para la predicción climática estacional en Centroamérica*. Tesis de Grado, Maestría en Ciencias Atmosféricas. Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica. 107 pp.
- Rivière G, Orlanski I (2007): Characteristics of the Atlantic storm-track eddy activity and its relation with the North Atlantic Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64:241-266.
- Spence J, Taylor M, Chen A (2004): The effect of concurrent sea-surface temperature anomalies in the tropical Pacific and Atlantic on Caribbean rainfall. *Int. J. Climatol.*, 24:1531-1541.
- Taylor M, Alfaro E (2005): Climate of Central America and the Caribbean. In *Encyclopedia of World Climatology* (J. Oliver, Ed.), Springer, Netherlands, pp. 183-189.
- Taylor M, Enfield D, Chen A (2002): The influence of the tropical Atlantic vs. the tropical Pacific on Caribbean Rainfall. *J. Geophys. Res.*, 107:3127, doi:10.1029/2001JC001097.
- Wang C, Enfield D (2003): A further study of the tropical Western Hemisphere warm pool. *J. Climate*, 16:1476-1493.
- Wilks D (1995): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, San Diego, EEUU. 465 pp.