

PATRONES DE VARIABILIDAD DE LAS TEMPERATURAS SUPERFICIALES DEL MAR EN LA COSTA CARIBE COLOMBIANA

por

Gladys Bernal¹, Germán Poveda¹, Paola Roldán¹, Carlos Andrade²

Resumen

Bernal G., G. Poveda, P. Roldán & C. Andrade. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la Costa Caribe Colombiana. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* **30** (115): 195-208. 2006. ISSN 0370-3908.

Se analizó la variabilidad espacio temporal de la temperatura superficial del mar (TSM) a lo largo de la zona costera del Caribe Colombiano, mediante el estudio de series de tiempo mensuales entre 1982 y 2000. El análisis abarcó la variación espacial con relación al ciclo anual, al fenómeno de El Niño – Oscilación Sur, la oscilación del Atlántico Norte (NAO), la tendencia de largo plazo y los dos chorros tropicales superficiales atmosféricos que afectan la climatología de la esquina noroccidental de Sudamérica (chorros superficiales de San Andrés y del Chocó). Se encontró una diferenciación entre los sectores suroccidental y nororiental del Caribe asociada con las piscinas cálida del SW (giro de Panamá-Colombia) y fría del NE (surgencias de la Guajira).

Palabras clave: temperatura superficial del mar (TSM), El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), Caribe Colombiano, Chorro superficial de San Andrés, Chorro superficial del Chocó.

Abstract

The space – time variability of sea surface temperature (SST) along the Colombian Coastal Caribbean Zone was analyzed with monthly time series spanning the period 1982- 2000. Analyses included the spatial variability associated with the annual cycle, and interannual timescales associated with El Niño Southern Oscillation (ENSO), the North Atlantic Oscillation (NAO), as well as long-term trends. Analysis were included to study two tropical low-level atmospheric jets affecting the climatology of the north western corner of South America (the so-called “Choco” and “San Andres” low level jets). Two separate regions have been found along the Caribbean Sea to exhibit quite different climatic behavior: the southwestern region with a warm pool directly related to Panamá Colombia Gyre, and the northeastern region with a cold pool related to the Guajira upwelling system.

Key words: Sea surface temperature, El Niño/Southern Oscillation (ENSO), Colombian Caribbean, San Andres low level jet, Choco low level jet.

¹ Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia. AA. 1027, Medellín. Correo electrónico: gbernal@unalmed.edu.co

² Grupo de Investigación en Oceanología, Escuela Naval de Cadetes “Almirante Padilla”.

Introducción

La temperatura superficial del mar (TSM) es una de las variables oceanográficas más utilizadas como indicador ambiental por estar relacionada con aspectos físicos como corrientes marinas, intensidad de los vientos superficiales, dinámica de la capa de mezcla, precipitación e intensidad de la radiación solar, surgencias y cambios del nivel del mar. Por otro lado se relaciona con los ciclos de vida, metabolismo, factores poblacionales, estrés de los organismos, y en general con toda la variabilidad biológica relacionada con los factores físicos mencionados. Por esa razón, el estudio de la variabilidad espacial y temporal de la TSM en la Costa Caribe colombiana es importante y relevante desde los puntos de vista tanto físico y climático, como biológico y ambiental.

El patrón climático de la esquina al noroccidental (NW) de Sudamérica se encuentra controlado por la dominancia de corrientes de vientos en chorros superficiales atmosféricos (Arias, 2005), entre los que se distinguen la Corriente de los Andes Orientales (CAO, Montoya *et al.*, 2001), también conocida como Corriente de Bajo Nivel de Sudamérica (South America Low Level Jet, SALLJET, Liebmann *et al.*, 2004); el Chorro del Occidente Colombiano (chorro del CHOCO, Poveda, 1998; Poveda y Mesa, 1999, 2000) y el Chorro de San Andrés (Poveda, 1998; Poveda & Mesa, 1999), también denominado el chorro de bajo nivel del Caribe (Magaña *et al.*, 1999; Amador & Magaña, 1999). Los chorros superficiales tropicales son vientos con velocidades máximas entre los 900 y los 1000 hPa, asociados con fuertes gradientes de temperatura Océano-Tierra-Atmósfera (Hastenrath, 1991; Stensrud, 1996), de creciente interés en la investigación científica debido a su fuerte impacto sobre la superficie del mar y la tierra (South America Low Level Jet Experiment, <http://www.joss.ucar.edu/salljex/dm.html>).

La costa Caribe colombiana cubre un amplio rango latitudinal, comprendido entre 8° N hasta 13° N, desde el límite con Panamá en el suroeste (SW) en longitud 79° W, hasta la alta Guajira al noreste (NE) en longitud 71° W. En el Caribe colombiano el sistema climático se considera dependiente de los vientos alisios del NE y las oscilaciones de la Zona de Convergencia Intertropical (Vernette, 1985; Nystuen & Andrade, 1993). Mas específicamente, en este litoral se conjuga la acción de dos de los chorros superficiales, contrarios en su dirección, el chorro superficial de San Andrés y el chorro superficial del Chocó. El chorro de San Andrés, asociado directamente con los alisios de NE, está localizado entre la latitud 13 y 15° N, con un núcleo más intenso debajo de los 900 hPa, con veloci-

dades máximas mayores a 10 m/s en los trimestres de diciembre-enero-febrero (DEF) y junio-julio-agosto (JJA) y mínimas de 6 m/s en el trimestre septiembre-octubre-noviembre (SON). A su vez, el chorro del Chocó, localizado en 5°N, también de bajo nivel (850hPa), está asociado directamente con los alisios del SE sobre el océano Pacífico oriental, el cual es mínimo en el trimestre marzo-abril-mayo (MAM) con velocidades de 2 m/s y máximo en el trimestre SON, con velocidades de 6 m/s (Poveda, 1998). Además, éste último es el responsable de la advección de humedad desde el Pacífico sobre el continente y por tanto está directamente relacionado con los patrones de precipitación y la ocurrencia de Sistemas Convectivos de Mesoescala en Colombia (Poveda & Mesa, 2000), mientras que el chorro de San Andrés es responsable del clima seco sobre la región de la Guajira (Poveda, 1998), por la alta divergencia de humedad asociada con la dinámica del chorro.

La principal estación seca en el Caribe colombiano se presenta de diciembre a abril y la estación húmeda durante el resto del año, interrumpida por un mínimo relativo en julio y agosto conocido popularmente en Colombia como el “veranillo de San Juan” (Pujos & Le Tareau, 1988; Mesa *et al.*, 1997). La estación seca, así como el “veranillo”, están asociados con el chorro de San Andrés y los alisios del NE. Cuando el chorro de San Andrés es más fuerte se presenta la época seca en toda la costa Caribe que coincide con alisios del NE muy intensos. Asimismo, durante el “veranillo” el chorro de San Andrés presenta las velocidades más altas del ciclo anual. En cambio, la estación húmeda coincide con la época de mayor intensidad del chorro del Chocó y menor intensidad del chorro de San Andrés. A lo largo de toda la costa Caribe el mes más lluvioso del año es octubre y los más secos son febrero y marzo; sin embargo, hay una variación espacial importante de este parámetro. La zona SW, más cerca latitudinalmente del chorro del Chocó, es una región muy húmeda (el Golfo de Urabá presenta lluvias medias anuales de 4300 mm) y pasa transicionalmente hacia a una región desértica en el NE (la Guajira, con lluvias medias anuales de 460 mm). (Mesa *et al.*, 1997).

Las dominancias de las dos direcciones de alisios y por tanto de los chorros se relacionan con los desplazamientos de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). De diciembre a marzo, la ZCIT está localizada sobre Sudamérica y en el Caribe los centros de alta presión son fuertes y los vientos alisios del NE son máximos, lo que concuerda con la época seca principal en la región Caribe. De julio a septiembre la localización de la ZCIT cambia hacia el centro del Caribe, los vientos alisios se

debilitan y dominan vientos del SW que son más débiles pero pueden traer fuertes borrascas hacia la región del Caribe. (**Vernette**, 1985; **Andrade & Barton**, 2000). Estos períodos anuales coinciden con máximos en el chorro de San Andrés y del Chocó respectivamente. Sin embargo, el segundo máximo del chorro de San Andrés, que se presenta en julio-agosto asociado con el llamado “veranillo”, no está relacionado directamente con la ZCIT sino con una intensificación temporal del sistema de alta presión del Atlántico Norte (**Giannini et al.**, 2000). Algunos autores en Centroamérica han asociado el origen del “veranillo” (o canícula) con cambios de los vientos sobre la piscina caliente del Pacífico oriental (**Magaña et al.**, 1999a y b; **Waylen & Quesada**, 2001). Estos autores indican que el proceso para explicar el “veranillo” sobre México y Centroamérica podría ser diferente del mecanismo en el Caribe.

En la circulación general del mar Caribe colombiano se destacan la corriente Caribe, el centro de surgencias de la Guajira y el giro ciclónico de Panamá Colombia, localizado en el Golfo del Darién (**Fajardo**, 1979; **Dillon et al.**, 1988; **Andrade & Barton**, 2000, 2005; **Andrade et al.**, 2003). La contracorriente del Darién ha sido considerada como la porción costera del giro ciclónico de Panamá – Colombia. Constituye un contraflujo semi-continuo a lo largo de la margen continental desde Panamá hasta Venezuela. Esta contracorriente disminuye en intensidad hacia el E, desde 6 sv (1 sverdrup = $10^6\text{m}^3/\text{s}$) en Panamá hasta 1 sv en la Guajira. Esto es debido a que la mayor parte del transporte de la corriente recircula en el Giro ciclónico de Panamá-Colombia. En la Guajira, la contracorriente se sumerge para ser una corriente subsuperficial bajo el centro de surgencias, con el núcleo de máxima velocidad a 200 m de profundidad. La dinámica de la contracorriente – corriente subsuperficial está controlada principalmente por los vientos. Durante la época en la que los alisios del NE son máximos la surgencia de la Guajira es máxima y la contracorriente es subsuperficial, mientras que en la época húmeda sucede lo contrario y la contracorriente puede manifestarse en superficie a lo largo de toda la costa Caribe colombiana. (**Andrade & Barton**, 2000, 2005).

Sobre la variabilidad interanual de la TSM se ha mostrado que el Atlántico Nortropical y el Caribe experimentan anomalías positivas débiles durante los eventos El Niño (**Curtis & Hastenrath**, 1995; **Nobre & Shukla**, 1996, **Enfield & Mayer**, 1997), mucho más fuertes en los meses de marzo a mayo. Según **Poveda & Mesa** (1997) la TSM del Caribe tiene correlación con el SOI (Índice de la Oscilación del Sur), máxima con un desfase de 5 y 6 meses. Es

decir, las anomalías positivas de temperatura en el Caribe se presentan con un retraso respecto a los eventos de El Niño en el Pacífico.

Las asociaciones de la TSM con patrones climáticos y oceanográficos a escala anual e interanual permiten suponer que la definición de patrones temporales y espaciales de las series de TSM a lo largo de la costa Caribe Colombiana puede revelar o destacar puntos clave en el sistema climático de la esquina SW de Sudamérica. En el presente estudio se hace un análisis de las características de las TSM a lo largo de la costa Caribe colombiana con el fin de mostrar su variabilidad espacio temporal en relación con el sistema climático y oceanográfico de la región y buscar su relación con los dos chorros de la climatología colombiana. Para esto se presentan análisis de series mensuales a lo largo de la costa para los años comprendidos entre 1982 y 2000. Se muestran el ciclo anual y su variabilidad del SW al NE, así como un análisis de la variabilidad interanual y sus diferencias espaciales SW-NE.

Datos y métodos

Se usaron las series de temperatura superficial del “Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set” (COADS), base de datos 277 (**Reynolds & Smith**, 1994), con resolución mensual, correspondientes al período 1981- 2000. Se extrajeron las series mensuales de TSM para cuadrantes de $1^\circ \times 1^\circ$ sobre la costa colombiana, tal como se muestra en la Figura 1. A cada cuadrante se le asignó un nombre de acuerdo con su ubicación geográfica continental más cercana: Panamá, Morrosquillo, Cartagena 1, Cartagena 2, Ciénaga, Sierra, Baja Guajira y Alta Guajira. En los casos de Panamá, Morrosquillo y Baja Guajira se hicieron promedios de los datos de dos cuadrantes, previa comprobación de su consistencia espacial, ya que la línea de costa en estos sectores deja fragmentos de cuadrante poco representativos. Se efectuaron análisis estadísticos descriptivos de las series, se calcularon las medias de cada mes para obtener un ciclo anual promedio en cada localidad, se estimaron las correlaciones con índices de variabilidad climática globales tales como el SOI (índice de la Oscilación Sur, **Bjerknes**, 1969), el MEI (índice multivariado del ENSO, **Wolter & Timlin**, 1993; **Wolter & Timlin**, 1998) y la NAO (oscilación del Atlántico Norte, **Hurrell**, 1995; **Jones et al.**, 1997) y se compararon los ciclos estacionales de años de ocurrencia de El Niño, La Niña y normales. Los índices de variabilidad climática fueron obtenidos de la página web de la National Oceanic and Atmospheric Administration, (NOAA; www.noaa.gov/, www.cdc.noaa.gov/, www.cpc.ncep.noaa.gov/). Además se obtuvieron series de tiempo

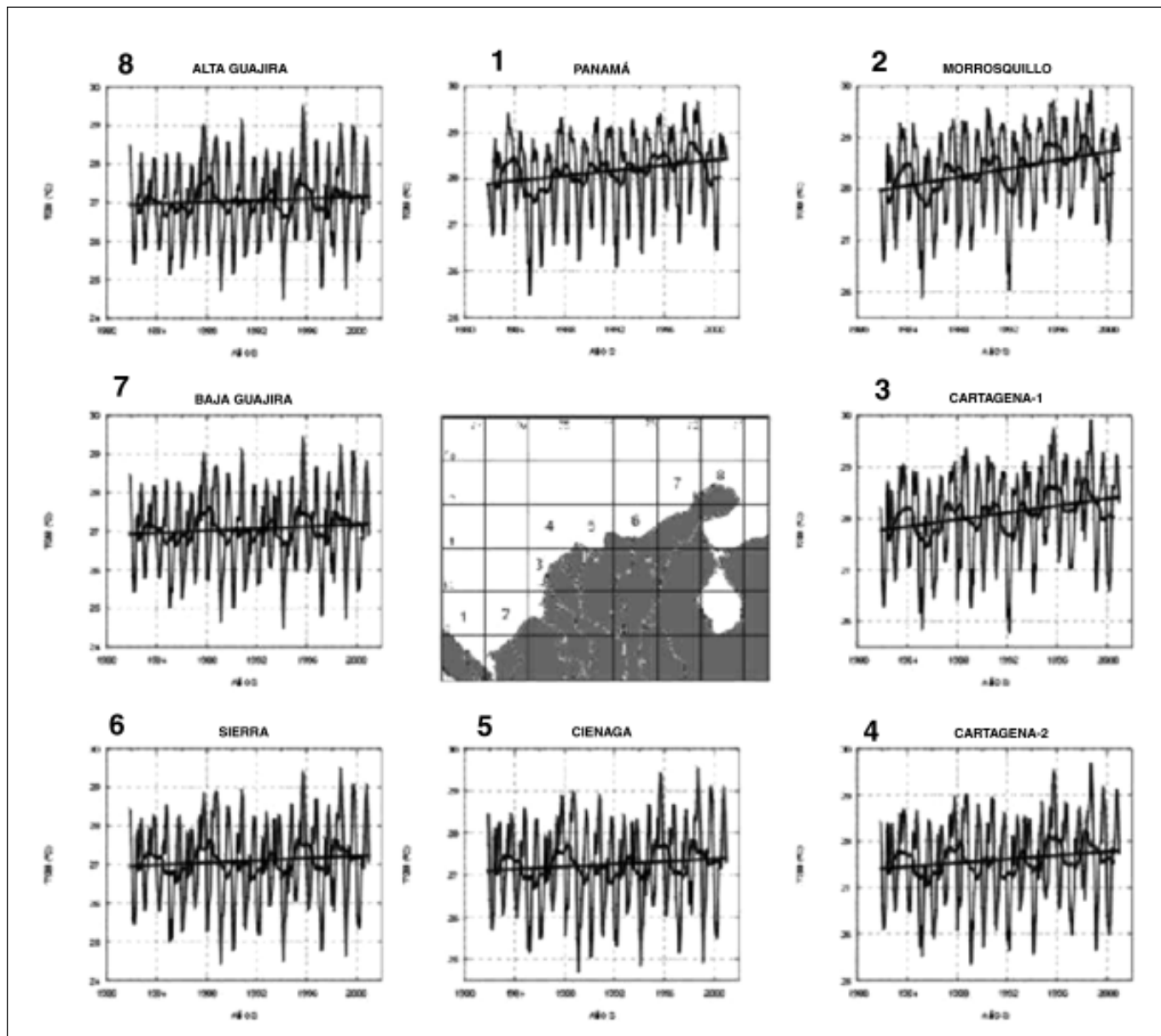


Figura 1. Series de tiempo de temperatura superficial del mar (TSM) y cuadrantes correspondientes. (1) Panamá (2) Morrosquillo (3) Cartagena 1 (4) Cartagena 2 (5) Ciénaga (6) Sierra (7) Baja Guajira (8) Alta Guajira. Las series se presentan con un filtro de 12 meses y la tendencia lineal.

de los vientos a 925 hPa del Reanálisis de NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) en regiones representativas del chorro de San Andrés (15°N, 72°W) y del chorro del Chocó (5°N, 80°W), que fueron correlacionadas con las series de TSM del Caribe colombiano.

Análisis de resultados

Según las series analizadas, el ciclo anual de la TSM en los distintos cuadrantes de la costa Caribe colombiana

(Figura 2) muestra una variabilidad consistente con la climatología y oceanografía de la región. Las temperaturas son bajas en la época seca, de diciembre a abril, cuando los vientos alisios y la surgencia en la Guajira son más fuertes. Las TSM son altas en la época húmeda, de mayo a noviembre, cuando los vientos alisios se encuentran débiles y la contracorriente del Darién al nivel superficial está más desarrollada. En la época húmeda hay un mínimo relativo centrado en agosto que coincide con el “veranillo” y que denominaremos enfriamiento de julio-agosto.

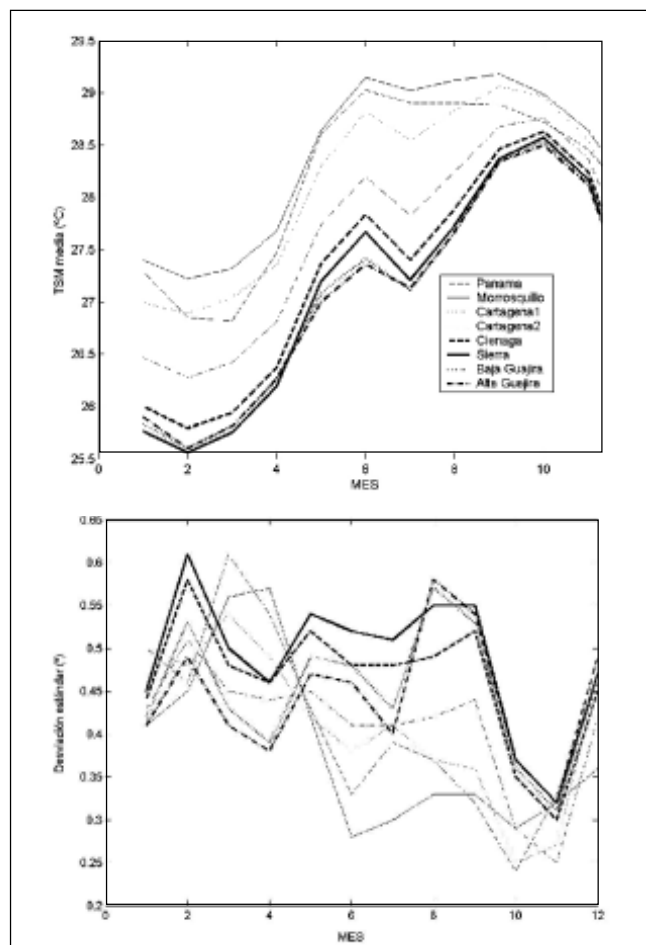


Figura 2. Ciclo medio anual de las series de TSM entre 1982 y 2000 (a) y desviación estándar de cada mes en los 19 años estudiados (b). Los ciclos se organizaron espacialmente con temperaturas más altas, menor intervalo anual y un enfriamiento julio-agosto menos definido hacia el SW. En las series del SW (líneas delgadas) la variabilidad fue mayor de diciembre a mayo y menor de junio a noviembre. En las series del NE la variabilidad fue alta en general excepto por los meses de octubre y noviembre.

La variabilidad espacial en el ciclo estacional está muy bien definida de SW a NE (Figura 2a y Tabla 1). Las series del SW presentaron temperaturas más altas que las del NE, menor amplitud anual y un enfriamiento de julio-agosto menos intenso. En la Figura 2a se observa que los ciclos estacionales se agrupan espacialmente. Un primer grupo, más cálido, está conformado por las series del SW, Panamá, Morrosquillo y Cartagena 1. Un segundo grupo, más frío, está conformado por las series del NE, Ciénaga, Sierra, Baja y Alta Guajira. La serie de Cartagena 2, al centro de la región, se comportó de forma intermedia. La principal diferencia entre los dos grupos ocurre en los meses secos, de más baja TSM, cuando se presentan surgencias en el extremo NE del Caribe colombiano. En los meses de alta TSM, especialmente octubre y noviembre, las temperaturas a lo largo de toda la costa se observan más homogéneas. La mayor variabilidad en las series a lo largo de la costa, calculada por la desviación estándar del promedio mensual, se presentó para los meses de enero, febrero y junio ($ds > 0.7$), y la menor variabilidad a lo largo de la costa en los meses de octubre y noviembre ($ds < 0.25$).

La variabilidad interanual de cada mes observada a partir de la desviación estándar de las TSM en los 19 años de las series (Figura 2b), mostró que en general los meses de TSM mínima, febrero y marzo, tuvieron mayor variabilidad y los meses de TSM máxima, octubre y noviembre, menor variabilidad. También se nota un patrón espacial donde las series del NE (Sierra, Alta y Baja Guajira) muestran alta variabilidad en los meses del enfriamiento de julio-agosto hasta septiembre. Los patrones interanuales de variabilidad mensual de las series de Morrosquillo y Cartagena 1 mostraron diferencias con respecto a las demás series con el pico de máxima variabilidad en los meses de marzo abril (para las demás series este pico se concentra en febrero) y variabilidad mínima de junio a diciembre.

Tabla 1. Estadística descriptiva de las series de TSM

	Serie	TSM media	TSM mínima	TSM máxima	Intervalo anual
SW	Urabá	28.16	25.51	29.69	4.18
	Morrosquillo	28.37	25.89	29.93	4.04
	Cartagena 1	28.09	25.80	29.92	4.12
	Cartagena 2	27.60	25.35	29.69	4.34
NE	Ciénaga	27.25	24.70	29.57	4.87
	Sierra	27.09	24.43	29.50	5.07
	Baja Guajira	27.06	24.50	29.45	4.95
	Alta Guajira	27.05	24.50	29.54	5.04

Para determinar los cambios en el ciclo anual durante años de El Niño y La Niña, se cuantificaron las TSM mensuales de los años El Niño ocurridos durante el período de estudio (82-83, 86-87, 91-92, 94-95, 97-98) y los años La Niña (88-89, 98-99, 99-00) para cada serie, según el año hidrológico definido de junio del año 0 a mayo del año +1. Como ilustración se presentan las dos series extremas, la de Panamá que representa el grupo del SW y la de la Alta Guajira que representa el grupo NE (Figura 3). Se encontró que en el NE (serie de Alta Guajira) las anomalías de TSM durante los eventos El Niño fueron negativas al comienzo del año hidrológico, entre los meses de junio a octubre, con un enfriamiento de julio-agosto más marcado, y positivas en la época seca, especialmente de enero a abril. Por el contrario, durante los eventos La Niña las anomalías de temperatura fueron positivas en la primera mitad del año hidrológico y negativas en la época seca. En cambio en el SW (serie de Panamá), en la primera mitad de año hidrológico no se manifestaron anomalías características de El Niño o La Niña y sólo en marzo, abril y mayo del año +1 los ciclos de años El Niño se diferenciaron de los años La Niña con anomalías positivas de temperatura. Los años normales tuvieron un comportamiento intermedio entre estos dos extremos.

Las correlaciones cruzadas entre el MEI y las series de TSM estandarizadas (no mostradas) indicaron que todas las series presentan un rezago de 7 meses con respecto al índice de El Niño, con valores positivos significativos entre 0.35 y 0.44. Correlaciones mayores que 0.4 se presentan en las series de Panamá y Cartagena 2. Todas las correlaciones fueron estadísticamente significativas en un 95%. Por su parte, las correlaciones cruzadas con el SOI (Figura 4) fueron menores, con valores negativos entre 0.21 y 0.3, estadísticamente significativos. Los rezagos de las series con respecto al SOI mostraron un patrón espacial definido, donde la primera serie que respondió fue La Guajira con un retraso de 5 meses, que pasó a 6 meses en las series de Morrosquillo y Panamá. Los mayores valores de la correlación se presentaron en Panamá nuevamente. Las correlaciones cruzadas mensuales del NAO con las series de temperatura (no mostradas) indicaron correlaciones estadísticamente significativas con valores muy bajos. Fueron máximas y negativas para un rezago de 0 meses, con valores entre -0.16 y -0.20 . Sólo en Panamá el máximo se presentó para un rezago de 1 mes.

Para el análisis estacional, se calcularon las correlaciones de las series de los promedios trimestrales para cuatro épocas del año: diciembre-enero-febrero (DEF), marzo-abril-mayo (MAM), junio-julio-agosto (JJA) y sep-

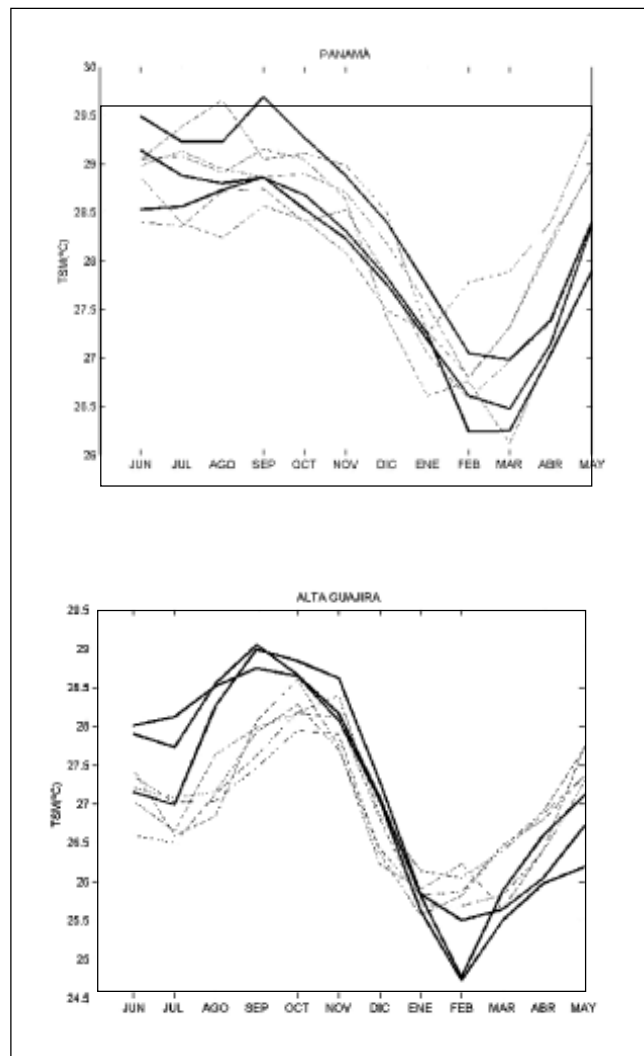


Figura 3. Ciclo anual para el año hidrológico (de junio del año 0 a mayo del año +1) de los eventos Niño (línea punteada) y Niña (línea continua gruesa) para dos localidades extremas del Caribe colombiano: Panamá y Alta Guajira. En Panamá (extremo SW) durante eventos cálidos (Niño) sólo hubo anomalías positivas de temperatura visibles en marzo, abril y mayo del año +1, mientras que en la Guajira (extremo NE) hubo anomalías negativas de junio a octubre del año 0 con un enfriamiento de julio-agosto más marcado y anomalías positivas en la época seca, de enero a abril del año +1.

tiembre-octubre-noviembre (SON). Nuevamente las mayores correlaciones con El Niño se encontraron para el índice MEI. Las mayores correlaciones significativas de las series trimestrales entre el MEI y las TSM se obtuvieron para DEF con MAM, respectivamente, con valores de 0.4 y 0.5 para las series del SW y de 0.7 para las demás (Figura 5). Para DEF y JJA (junio-julio-agosto) las correlaciones en todas las estaciones fueron de 0.5 con excepción de Panamá (0.6) y Morrosquillo (0.4). Entre el NAO y

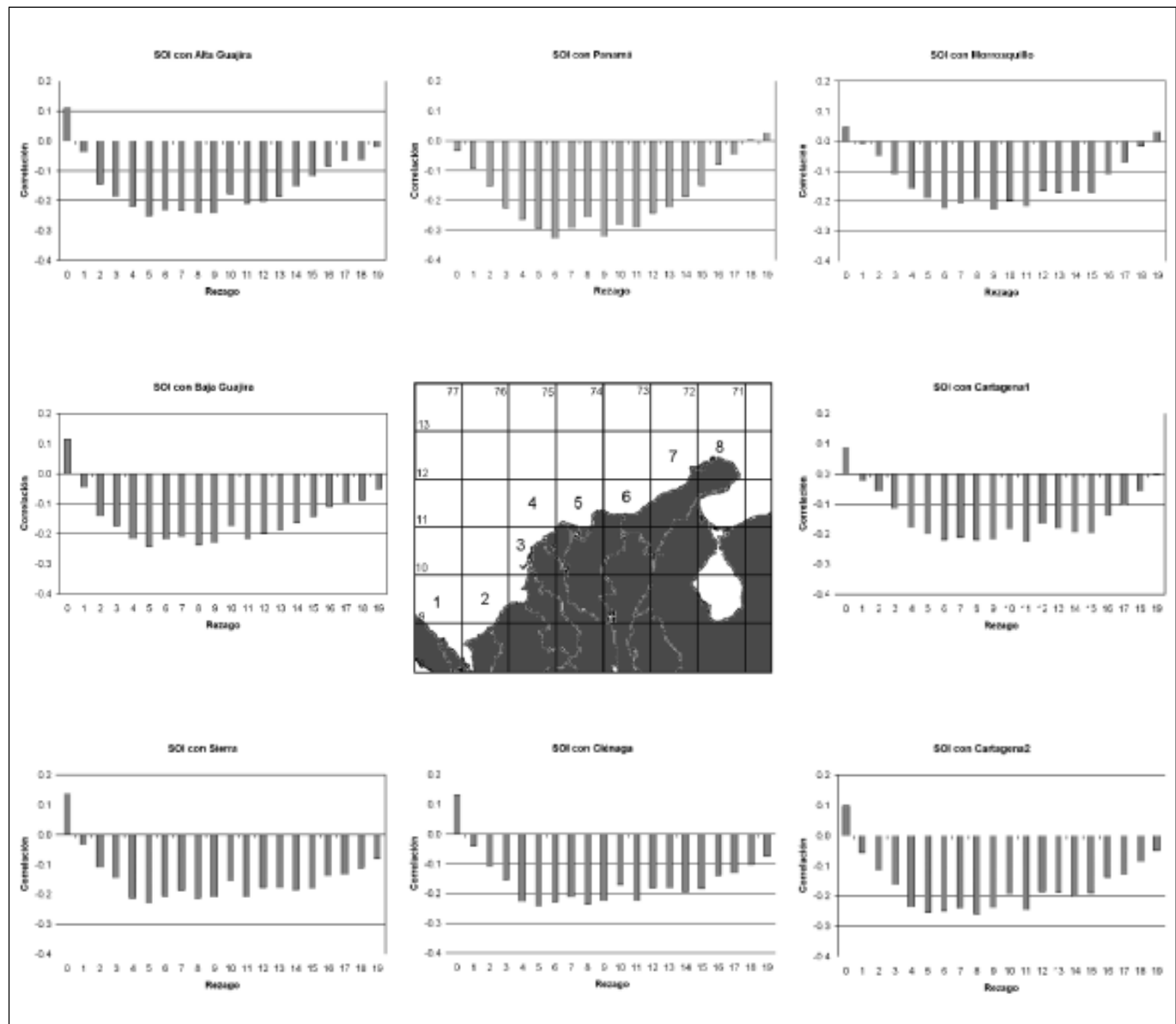


Figura 4. Correlaciones cruzadas entre las series de TSM y el SOI. El rezago de la máxima correlación fue menor para las series del NE (5 meses) y mayor para las series extremas del SW (6 meses).

las TSM las mayores correlaciones de las series trimestrales se obtuvieron para MAM del NAO con JJA de las TSM, con valores entre -0.4 y -0.5, estadísticamente significativas (95%), con excepción de la serie de la Alta Guajira y Morrosquillo (Figura 6).

Las tendencias de largo plazo se visualizaron en las tendencias lineales de las series (Figura 1) y en la gráfica de las medias anuales (Figura 7). Se encontró nuevamente la agrupación de las series del SW, más cálidas, las series del NE, más frías, y la serie de Cartagena 2 con

un comportamiento intermedio. En las series del SW fue evidente una tendencia creciente en la temperatura media anual, estimada del orden de 0.6°C en los 19 años estudiados. Esta tendencia no se presentó en las series del NE. Además de la evidencia gráfica, tres pruebas estadísticas de tendencia lineal (prueba T para detección de tendencias lineales, prueba de Mann-Kendall y prueba de Sen) indicaron una tendencia de largo plazo significativa al 95% en las series Panamá, Morrosquillo y Cartagena 1.

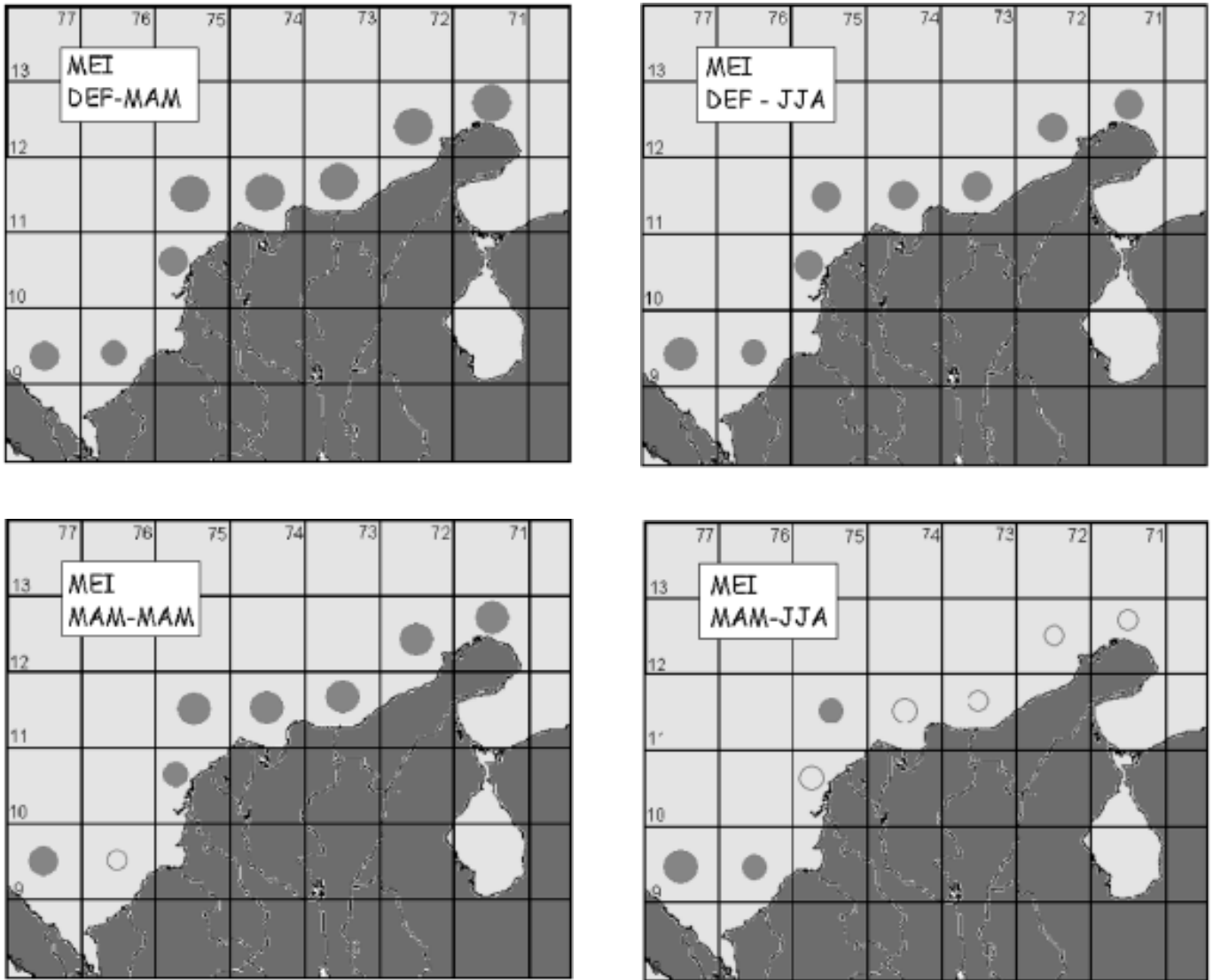


Figura 5. Correlaciones trimestrales entre el MEI y las series de TSM. El tamaño del círculo representa el valor de la correlación, desde 0.4 el más pequeño, hasta 0.7 el mayor. Círculos rellenos indican valores significativos al 95%, los círculos vacíos indican valores no significativos.

La comparación entre los ciclos anuales de TSM con las series de la componente zonal de la velocidad del viento de los dos chorros superficiales de viento en el Caribe colombiano (Figura 8) mostró que el ciclo anual del chorro de San Andrés es inverso al ciclo anual de las TSM en las series del NE para los meses entre julio y diciembre. En cambio el ciclo anual del chorro del Chocó corresponde de manera directa con las TSM, especialmente en las series del NE. Cuando no se considera el ciclo anual, la relación entre las series de vientos en el núcleo de los chorros y las TSM es diferente (Tabla 2). Por ejemplo, las correlaciones de las series de vientos y temperaturas completas (incluido el ciclo anual) fueron positivas y muy

altas para el chorro del Chocó y negativas y más bajas para el chorro de San Andrés, el cual no mostró ninguna relación con las temperaturas del SW. La misma correlación entre las series estandarizadas por el ciclo anual indicó que la única correlación significativa se presenta inversa entre el chorro de San Andrés y las TSM del NE.

Las correlaciones de los promedios trimestrales (DEF, MAM, JJA, y SON) de los vientos en los núcleos de los chorros y las TSM extremas de la Guajira, y Panamá (Tabla 3) revelaron que las TSM en la piscina cálida SW tienen más relación con el chorro del Chocó que con el de San Andrés. Cuando el chorro del Chocó fue más intenso,

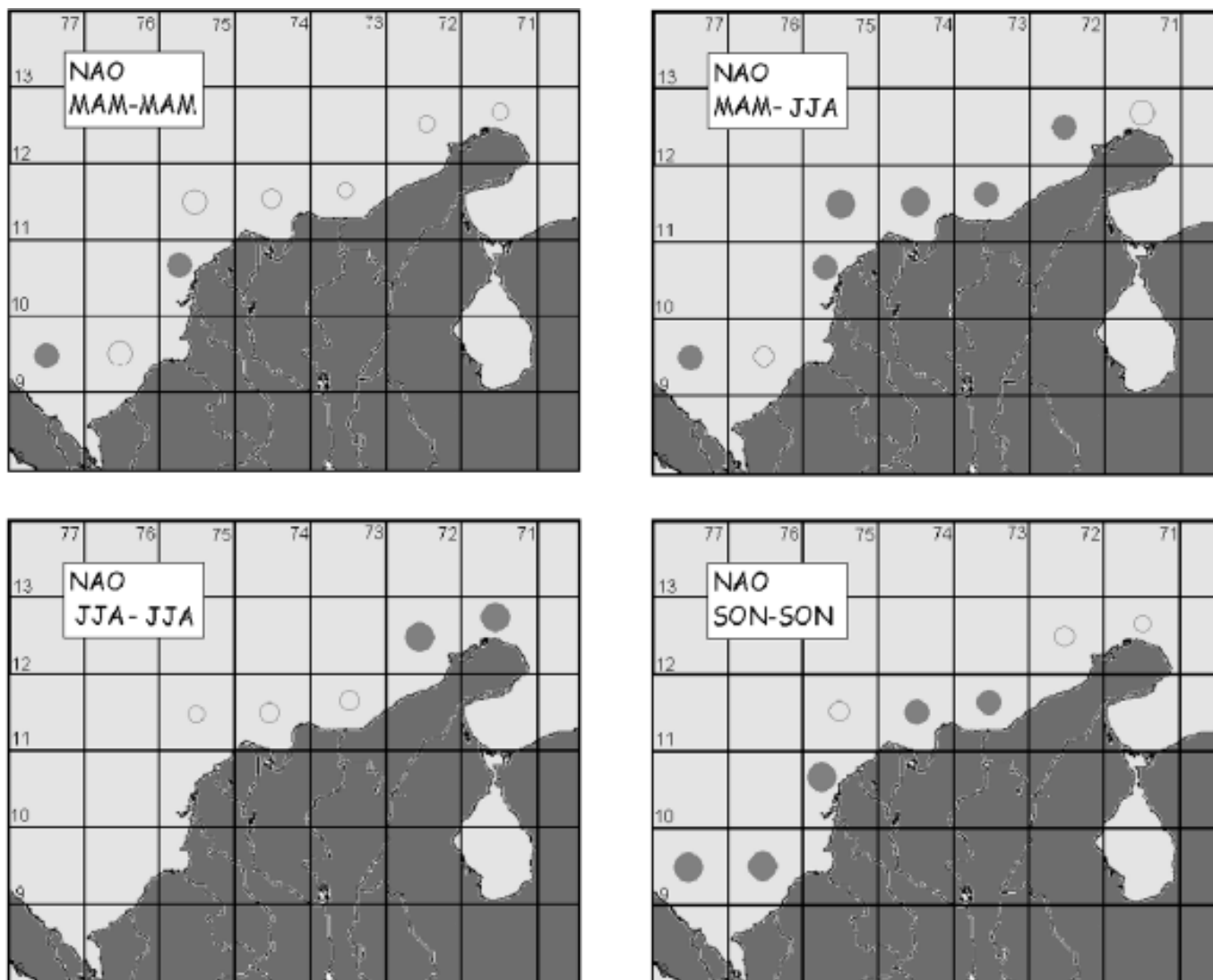


Figura 6. Correlaciones trimestrales entre el NAO y las series de TSM. El tamaño del círculo representa el valor de la correlación, desde -0.2 el más pequeño, hasta -0.4 el mayor. Círculos rellenos indican valores significativos al 95%, los círculos vacíos indican valores no significativos.

Tabla 2. Coeficientes de correlación entre las series de TSM y rapidez de los vientos zonales en el núcleo de los chorros del Chocó y San Andrés. Los valores resaltados son estadísticamente significativos en un 95%. Las dos primeras columnas corresponden a las series originales y las dos últimas a las series estandarizadas por el ciclo anual.

SERIE TSM	U CHOCÓ	U SAN ANDRÉS	U CHOCÓ	U SAN ANDRÉS
Panamá	0.69	-0.01	-0.1	-0.02
Cartagena 2	0.76	-0.35	0.02	-0.44
Alta Guajira	0.78	-0.45	0.07	-0.48

en JJA y SON, el agua en la esquina SW del Caribe fue más fría en SON. La intensidad del chorro del Chocó en DEF también tuvo relación con las TSM en toda la costa (JJA y SON en el extremo SW, MAM y JJA en el extremo NE). La

intensidad del chorro de San Andrés en DEF afectó la TSM de la piscina cálida del SW en DEF y MAM. Esta parece ser la única influencia de este chorro en el extremo SW. En cambio, la influencia sobre la piscina fría de la Guajira

Tabla 3. Correlaciones entre las series trimestrales estandarizadas por su ciclo anual (DEF, MAM, JJA, SON) de los vientos zonales en los núcleos de los chorros (U CH=Chocó, U SA=San Andrés) y las TSM extremas (PAN=Panamá, AG=Alta Guajira). Los valores resaltados son significativos en un 90%.

	DEF TSM PAN	MAM TSM PAN	JJA TSM PAN	SON TSM PAN
DEF U CH	0.20	-0.29	-0.51	-0.49
MAM U CH		0.02	-0.29	-0.33
JJA U CH	-0.45		-0.32	-0.42
SON U CH	-0.29	-0.35		-0.45
	DEF TSM AG	MAM TSM AG	JJA TSM AG	SON TSM AG
DEF U CH	0.25	-0.56	-0.43	-0.25
MAM U CH		0.08	0.00	0.04
JJA U CH	-0.13		0.18	0.37
SON U CH	-0.16	-0.12		0.04
	DEF TSM PAN	MAM TSM PAN	JJA TSM PAN	SON TSM PAN
DEF U SA	-0.64	-0.45	-0.19	-0.16
MAM U SA		-0.01	-0.18	-0.02
JJA U SA	-0.11		-0.21	-0.14
SON U SA	0.09	0.23		0.17
	DEF TSM AG	MAM TSM AG	JJA TSM AG	SON TSM AG
DEF U SA	-0.70	-0.04	-0.07	-0.09
MAM U SA		-0.69	-0.35	-0.01
JJA U SA	0.10		-0.58	-0.43
SON U SA	-0.09	0.49		-0.69

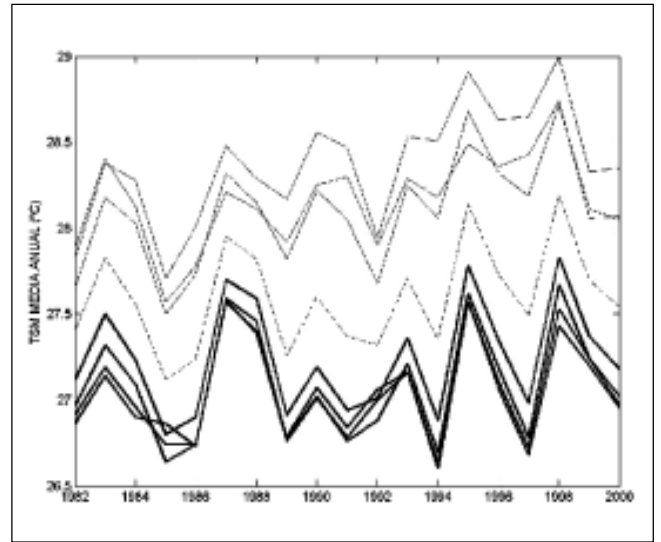


Figura 7. Medias anuales de TSM. Línea continua delgada: grupo de series del SW (Panamá, Morrosquillo, Cartagena 1). Línea continua gruesa: grupo de series del NE (Ciénaga, Sierra, Baja y Alta Guajira). Línea discontinua: serie intermedia (Cartagena 2).

fue muy fuerte e inmediata en los cuatro trimestres del año. El viento del chorro de San Andrés durante el “veranillo” (JJA) también afectó la TSM en la Guajira el siguiente trimestre (SON).

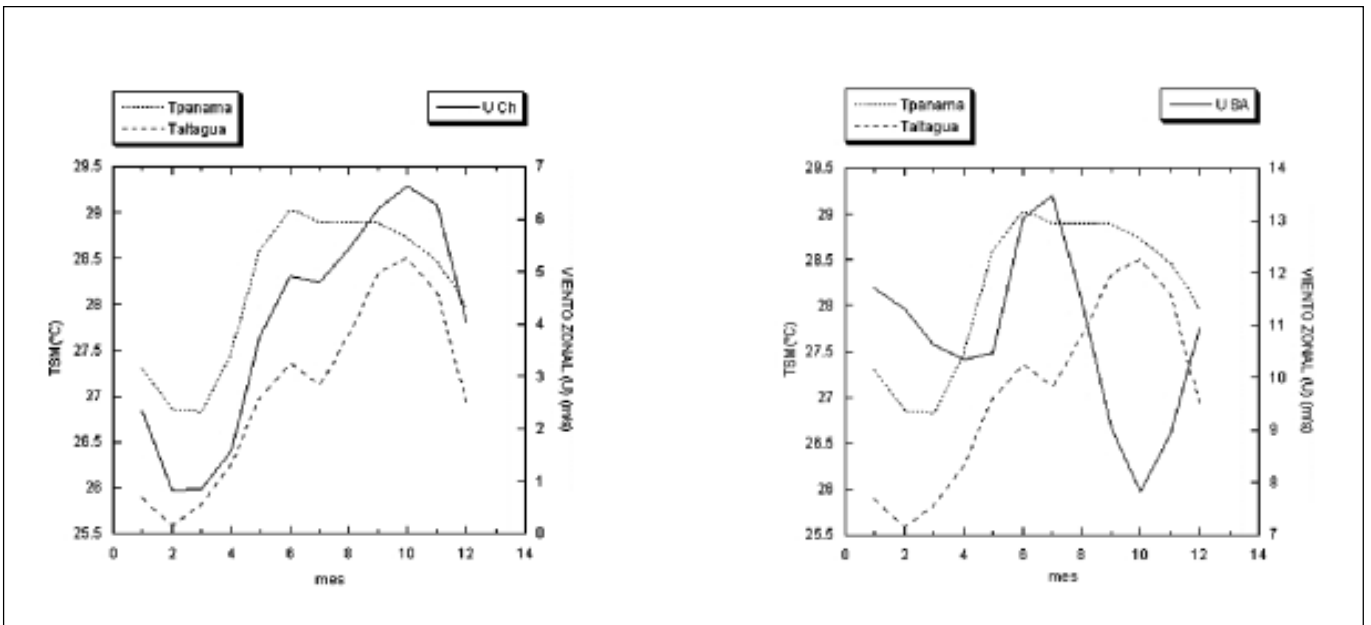


Figura 8. Comparación entre el ciclo anual de la intensidad de los Chorros del Chocó y San Andrés (representados por el ciclo anual de la velocidad zonal de los vientos en 925 hPa, coordenadas 15°N, 72°W para el chorro de San Andrés y 5°N, 80°W para el chorro del Chocó) y el ciclo anual de las TSM en Panamá y Alta Guajira.

Discusión

El agrupamiento de las series del SW y del NE está relacionado con la oceanografía costera (piscina cálida al SW controlada por el giro de Panamá Colombia y piscina fría al NE controlada por surgencias costeras) y la orientación de la línea de costa. Las series del NE pertenecen a localidades donde la línea de costa tiene una orientación NEE directamente expuestas a la acción de los vientos alisios del NE (chorro de San Andrés) y sometidas a un centro de surgencias, lo que las hace más frías y con una variabilidad anual mayor. Las series del SW están en localidades con dirección de línea de costa NNE, de cierta forma protegidas de los vientos, que no presentan surgencias y están más afectadas por la influencia continental de ríos y oceanográficamente por el giro ciclónico de Panamá Colombia. Estas series fueron más cálidas y con una variabilidad anual menor. La serie más cálida, en el golfo de Morrosquillo, pertenece a la zona donde la plataforma continental de la costa Caribe es más amplia, lo que pudo permitir un calentamiento local de las aguas más intenso. La variabilidad de la ZCIT que permite la llegada de sistemas atmosféricos del NE y el SW, es una razón más para el gradiente espacial encontrado en las series de tiempo.

Ahora bien, la variabilidad interanual fue mayor para los meses de la estación seca que para los meses de la estación húmeda. Asimismo, en la estación húmeda se hacen homogéneas las TSM a lo largo de la costa, mientras que en la estación seca el gradiente se hizo más marcado. Este comportamiento concuerda con la supresión de las surgencias, intensificación del giro Panamá Colombia y superficialización de la contracorriente del Darién en la época húmeda y con las surgencias del NE durante la época seca (Andrade *et al.*, 2003; Andrade & Barton, 2005).

Los años de El Niño y la Niña se manifestaron en las series con anomalías positivas y negativas, tal como se esperaba según trabajos anteriores (e.g. Poveda & Mesa, 1997). El rezago en las TSM del Caribe con respecto a ENOS fue mayor en las series del SW, es decir, la señal debida al ENOS se comenzó a sentir primero en las series del NE. También las anomalías positivas de TSM sólo se encontraron en la estación seca y fueron mucho más claras en las series del NE. Como vimos, esta estación es la más susceptible a cambios interanuales. En las series del NE también se observó un enfriamiento característico en la estación húmeda durante años de El Niño (año 0), posiblemente causado por la intensificación del viento.

Sin embargo, según las correlaciones trimestrales entre los vientos y las TSM encontradas en este estudio, las anomalías en el chorro del Chocó pueden explicar las anomalías positivas en las series del SW en MAM del año +1. En cambio, las anomalías de las series del NE no pueden ser explicadas por su comportamiento con respecto a los vientos. De acuerdo con Poveda (1998, fig. 2.33) la diferencia en la velocidad del viento en los chorros atmosféricos superficiales colombianos entre eventos cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) revela que en MAM ambos chorros son más fuertes durante eventos El Niño. En JJA y SON ambos chorros se debilitan en años El Niño con respecto a años La Niña, especialmente el chorro de San Andrés. Y en DEF, mientras el chorro del Chocó se debilita en años Niño el chorro de San Andrés se intensifica. Las TSM del NE fueron inversas a la intensidad del chorro de San Andrés en todos los trimestres del año. Si los vientos en San Andrés se debilitan en JJA y SON de años El Niño, las TSM deberían presentar anomalías positivas en estos trimestres de años El Niño, y fueron negativas. Precisamente en JJA y SON se encontró la mayor relación entre las TSM y la NAO. El efecto de la oscilación del Atlántico Norte sobre los eventos en el Caribe durante estos meses pudo afectar en mayor medida que el ENOS la respuesta de las TSM.

Precisamente de julio a septiembre se presenta el mínimo relativo, acorde con el llamado “veranillo”, mucho más pronunciado en las series del NE. Esta es la época de mayor energía rotacional del viento en el Caribe (Nystuen & Andrade, 1993). Asimismo, la mayoría de los huracanes más intensos en el Atlántico y el Caribe ocurren en agosto, septiembre y octubre (Landsea *et al.*, 1999) y en Colombia, en septiembre y noviembre se presentan con mayor intensidad los llamados “mares de leva” (Vernette, 1985). Lo que se observó en las series de TSM del Caribe colombiano es que durante años de El Niño el enfriamiento debido al “veranillo” es más intenso en las series del NE que durante años de La Niña (año 0 y +1). Se ha comprobado que durante los años de El Niño la generación de tormentas tropicales en el Caribe disminuye con respecto a los años Niña o normales (Gray & Sheaffer, 1991; Magaña *et al.*, 1999b). Es curioso, que si los huracanes están asociados con altas temperaturas del mar, no se intensifiquen durante años de El Niño, cuando hay anomalías positivas de TSM. Posiblemente la respuesta está en la energía del viento. Los trimestres JJA y SON coinciden con la época de mayor intensidad del chorro de San Andrés (JJA) y del Chocó (SON). De acuerdo con Poveda (1998) en JJA y SON ambos chorros se debilitan en años El Niño con respecto a años La Niña. Esta menor energía del viento durante años Niño en el trimestre del “veranillo”

puede ser responsable de la menor ocurrencia de huracanes en el Caribe. Lo que no está claro es por qué, si durante el Niño se debilita el chorro de San Andrés en JJA, se presenta un enfriamiento más marcado en el agua.

La tendencia de calentamiento de largo plazo sólo fue evidente en las series del SW. Estas series fueron las más cálidas y las de menor variabilidad en el ciclo anual estacional e interanual (entre eventos El Niño y La Niña). Un calentamiento de largo plazo de esta zona ha sido señalado por otros investigadores con respecto al aumento del nivel del mar. **Pabón** (2003) indica aumentos del nivel del mar para el Caribe colombiano del orden de 1-2 mm por año, mayor para el SW. **González et al.** (1997) analizaron un total de 80 estaciones de mareógrafos en el mar Caribe y Golfo de México y encontraron que el ascenso máximo del nivel del mar en el Caribe se presentaba en Cartagena, con un valor de 5.3 ± 0.1 mm por año en una serie de 42 años (registran la media para el Caribe en 2 mm por año). Sin embargo, el hecho de que este calentamiento no fuera evidente en las series del NE puede indicar que este proceso de largo plazo tiene su origen en la esquina SW del Caribe, asociado con la piscina cálida y el giro ciclónico de Panamá Colombia.

Hay que considerar que los resultados fueron obtenidos a partir de datos de viento producidos por un Reanálisis Climático que no tuvo en cuenta datos del Caribe y Pacífico colombianos, porque no se han realizado estas mediciones. Asimismo, los datos de TSM provienen de mediciones satelitales calibradas con observaciones in situ de boyas y barcos. En Colombia no se han implementado sistemas de medición continuos de variables oceanográficas, por lo cual la calibración en nuestras aguas es más pobre que en otras localidades. El hecho de que los resultados sean consistentes y comparables con otras investigaciones indica que si existen los patrones encontrados en los datos. Sin embargo, estos podrían ser mucho más precisos y exactos si se implementan sistemas de medición adecuados en el sistema Océano – Atmósfera del territorio colombiano.

Conclusiones

El análisis de las TSM de la costa Caribe colombiana entre 1982 y 2000 reveló una diferenciación espacial en las escalas anual e interanual entre dos componentes extremos: la piscina cálida en el SW y la piscina fría en el NE. Las aguas del SW fueron más cálidas, con un intervalo anual menor, no presentaron enfriamiento de julio-septiembre, tuvieron una marcada tendencia de largo plazo al calentamiento y mostraron mayor relación con el chorro de viento bajo del Chocó que con el de San Andrés. Además

su respuesta a ENOS fue más tardía (rezago de 6 meses), las anomalías positivas de TSM no fueron marcadas y se presentaron principalmente en el trimestre MAM del año +1. La correlación trimestral con el MEI fue mucho más baja que para el grupo del NE y fue mayor en MAM y JJA.

Las aguas del NE fueron más frías, presentaron un intervalo anual menor con mayor variabilidad interanual, un enfriamiento de julio-septiembre más marcado y sin tendencia de calentamiento de largo plazo. Las TSM estuvieron inversamente relacionadas con el chorro de viento bajo de San Andrés y respondieron a la intensidad del viento de manera inmediata. Tuvieron mayor relación con los eventos ENOS del Pacífico, con un rezago de 5 meses y altas correlaciones trimestrales (0.7 con MEI), especialmente para el trimestre MAM.

Las anomalías de TSM durante eventos El Niño tuvieron un comportamiento espacial diferenciado. Para las series del SW sólo se presentan ligeras anomalías positivas en MAM del año +1, mientras que para las series del NE se presentan anomalías negativas al principio del año hidrológico (JJA y SON del año 0) y positivas al final (DEF y MAM año 0 y +1). En las series del NE se encontró que el enfriamiento de julio-septiembre fue más marcado durante años El Niño. Este enfriamiento al principio del año hidrológico no pudo ser explicado por la rapidez del viento en el núcleo de los chorros. Las anomalías de años Niño en las series del SW pueden explicarse por la relación con los chorros, no así las de las series del NE.

La correlación de las series con el índice NAO mostró que aunque baja, hay relación entre ellas. Mayor en el trimestre JJA para las series del NE y en SON para las series del SW. La mayor correlación en estos trimestres y la relación de la climatología del Atlántico Norte en la ocurrencia del “veranillo” reveló que la NAO puede ser clave en el entendimiento de las anomalías de TSM en años Niño no explicadas y en la ocurrencia de huracanes en el Caribe.

El aumento sostenido de la TSM en el SW del Caribe colombiano parece estar relacionado con la persistencia de la circulación ciclónica del giro Panamá-Colombia en ese sector.

Agradecimientos

A la NOAA, NCEP/NCAR, y COADS por las bases de datos que hicieron posible este análisis. Especialmente al Scientific Computing Division's Data Support Section, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, por las series de temperatura superficial del mar

de Reynolds, Stoke and Smith. A las Ingenieras Paola Andrea Arias y Catalina Goez por su colaboración con la obtención de las series de velocidad del viento del Reanálisis NCEP-NCAR y los análisis de tendencias lineales. A todos los colegas y amigos que colaboraron con sus comentarios y sugerencias.

Bibliografía

- Amador, J. A., & V. Magaña.** 1999. Dynamics of the low level jet over the Caribbean, 23th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, AMS., Dallas, 868-869.
- Andrade, C.A. & Barton, E.D.** 2005. The Guajira Upwelling System, *Continental Shelf Research*, 25, (9), 1003-1022.
- _____. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, **105**(C11): 26,191-26,201.
- Andrade, C.A., E.D. Barton & C.N.K. Mooers.** 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research*, **108**(C6), 11 p.
- Arias, P. A.** 2005. Diagnóstico y predicción de la variabilidad intra-anual de la hidrología colombiana. Tesis de grado, Magíster en Ingeniería – Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 192 p.
- Bjerknes, J.** 1969. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 97: 163-172.
- Curtis, S. & S. Hastenrath.** 1995. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the Tropical Atlantic during Pacific warm events. *Journal of Geophysical Research*, **100** (C8): 15835-15847.
- Dillon, W.P., N.T. Edgar, K.M. Scanlon & K.D. Klitgord.** 1988. *Geology of the Caribbean*. Oceanus, 30 (4): 42-52.
- Enfield, D.B. & D.A. Mayer.** 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño – Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C1): 929-945.
- Fajardo, E.G.G.** 1979. Surgencia costera en las proximidades de la Península colombiana de la Guajira. *Boletín Científico del CIOH*. p. 7-19.
- Giannini, A., Y. Kushnir & M.A. Cane.** 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13: 297-311.
- González, J.I., J. Ochoa & P. Ripa.** 1997. Variación estacional del nivel del mar en el Golfo de México y Mar Caribe. *GEOS. Unión Geofísica Mexicana*, 17 (33): 168-171.
- Gray, W.M. & J.D. Sheaffer.** 1991. El Niño and QBO influences on Tropical Cyclone Activity. From: Glantz et al. (eds): *Teleconnections linking worldwide climate anomalies*. Cambridge University Press, 257-284.
- Hastenrath, S.** 1991. *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands. 488 p.
- Hurrell, J.W.,** 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676-679.
- Jones, P.D., Jonsson, T. & Wheeler, D.** 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433-1450.
- Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebsuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne & D. Joseph.** 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-470.
- Landsea, C.W., R.A. Pielke Jr., A.M. Mestas-Núñez & J.A. Knaff.** 1999. Atlantic basin hurricanes: indices of climatic changes. *Climatic Change*, 42: 89-129.
- Liebmann, B., G. Kiladis, G., C. Vera, A. C. Saulo & L. M. V. Carvalho.** 2004. Subseasonal Variations of Rainfall in South America in the Vicinity of the Low-Level Jet East of the Andes and Comparison to Those in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, 17 (19): 3829–3842.
- Magaña, V., J.L. Pérez, J.L. Vázquez, E. Carrisoza & J. Pérez.** 1999a. El Niño y el clima. En: Magaña V. (ed). *Los impactos de El Niño en México*. UNAM. pp 23-66.
- Magaña, V., J.A. Amador & S. Medina.** 1999b. The Midsummer drought over México and Central America. *Journal of Climate*, 12(6): 1577-1578.
- Montoya, G.J., J. Pelkowski & J.A. Eslava.** 2001. Sobre los alisios del noreste y la existencia de una corriente en el piedemonte oriental Andino. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 25(96): 363-370.
- Mesa S, O., G. Poveda J & L.F. Carvajal S.** 1997. *Introducción al Clima de Colombia*. Universidad Nacional de Colombia, Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Medellín. 390 p.
- Nobre, P. & J. Shukla.** 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9: 2464-2479.
- Nystuen, J.A. & C.A. Andrade.** 1993. Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using geosat altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 98(C5): 8389-8394.
- Pabón, J.D.** 2003. El aumento del nivel del mar en las costas y área insular de Colombia. En: Montañez G., G., N.H. Campos, F. Avella y J. Polanía (eds). *El Mundo Marino de Colombia: Investigación y Desarrollo de Territorios Olvidados*. Universidad Nacional de Colombia, REMAR. pp 75-82.
- Poveda, G.** 1998. Retroalimentación dinámica entre el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur y la hidrología de Colombia. Tesis como requisito para el título de Doctor en Ingeniería en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia.
- _____. & **O.J. Mesa.** 1997. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale ocean – atmospheric phenomena. *Journal of Climate*, 10(10): 2690-2702.
- _____. & _____. 1999. La corriente de chorro superficial del Oeste (“DEL CHOCÓ”) y otras dos corrientes de chorro en Colombia: Climatología y variabilidad durante las

fases del ENSO. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 23(89): 517-528.

- Poveda, G. & O.J. Mesa.** 2000. On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): enhanced ocean land atmosphere interaction by a low level jet. *Geophysical Research Letters*, 27(11): 1675-1678.
- Pujos, M. & J.Y. Le Tareau.** 1988. Hydrogeologie de la plateforme continentale Caraibe colombienne au large du delta du Dique en saison des pluies: Consequence sur la circulation (Hydrogeology of the Colombian Caribbean continental platform around the Dique Delta in the rainy season: Consequences on circulation. *Bulletin de l'Institut de Geologie du Bassin d'Aquitaine*, 44: 97-107.
- Reynolds, R.W. & T.M. Smith.** 1994. Improved global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, 1:75-86.
- Stensrud, D. J.** 1996. Importance of low level jets to climate: A review. *Journal of Climate*, 9: 1698-1711.
- Vernette, G.** 1985. La plata-forme continentale Caraibe du Colombie (du débouché du Magdalena au golfe de Morrosquillo).

Importance du diapirisme argileux sur la morphologie et la sedimentation. Thèse de doctorat d'état ès Sciences presentee a l'Université de Bordeaux I. 381 p.

- Waylen, P.R. & M.E. Quesada.** 2001. Anomalías en las Temperaturas Superficiales en los Océanos Pacífico y Atlántico y su Relación con las Lluvias de Julio y Agosto en Costa Rica. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 8: 55-64.
- Wolter, K., & M.S. Timlin.** 1993: Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57.
- _____. 1998: Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? *Weather*, 53, 315-324.

Recibido el 15 de febrero de 2005.

Aceptado para su publicación el 10 de abril de 2006.