

Análisis de las Anomalías en el inicio y el término de la estación lluviosa en Centroamérica y su relación con los océanos Pacífico y Atlántico Tropical.

ERIC J. ALFARO¹

Escuela de Física, Centro de Investigaciones Geofísicas y Laboratorio de Investigaciones Atmosféricas y Planetarias, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica

LUIS CID

Departamento de Estadística, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

(Recibido 23 de febrero, 1999; aceptado 15 de abril de 1999)

ABSTRACT

It is estimated the start, end and duration of the rainy season for 37 gauge stations located mainly on the Pacific Slope in Central America. The relation of these aspects with the sea surface temperature of the Tropical North and South Atlantic and Tropical Eastern Pacific was studied by means of a cross correlation and an anomalies analysis. The start of the rainy season was influenced mainly by the Tropical North Atlantic with early (late) starts related with warm (cold) conditions in this index. The Tropical Eastern Pacific was related mainly with the end of the rainy season with early (late) ends related with warm (cold) conditions in this oceanic zone. Finally, the Tropical North Atlantic was the main influence on the duration of the rainy season. It was observed a longer (shorter) period of rains related with warm (cold) conditions on this index.

1. Introducción

La evaporación del agua desde el océano es un proceso continuo, por lo que los niveles bajos de la atmósfera siempre contienen cantidades apreciables de vapor de agua, especialmente sobre aquellas zonas de temperatura superficial del mar (TSM) alta como la región centroamericana. En estos niveles, la temperatura del aire es el único limitante en la cantidad de vapor de agua que puede ser contenido en la atmósfera ya que, a cada temperatura corresponde una presión máxima de vapor de agua, conocida como presión de saturación. Cualquier exceso de vapor que ejerza una mayor presión que aquella de saturación, es condensado y por lo general pasa a formar parte de algún sistema precipitante, si se establecen condiciones adecuadas de inestabilidad atmosférica. Según Amador (1984) y Gray (1993), en la región de Centroamérica y el Caribe, la evaporación potencial media fluctúa entre los 5-8 mm por día durante todo el año. Lo anterior ayuda a la definición de

estación lluviosa como aquel período en donde la precipitación excede a la evapotranspiración (Yao, 1981). La importancia de este proceso reside en que al no tener suficiente precipitación que satisfaga las necesidades hídricas de una región determinada, se pierde cobertura vegetal y, en consecuencia, se incrementa la reflectividad de la superficie (albedo) por la fuerte radiación solar incidente en esta región.

El objetivo de este trabajo es cuantificar el inicio, término y duración de la estación lluviosa en Centroamérica y establecer su relación con índices asociados a variaciones interanuales en los Océanos Pacífico y Atlántico Tropical. Este análisis es importante pues muchos de los extremos climáticos y sus impactos resultantes sobre las poblaciones humanas en la región centroamericana se derivan de las variaciones interanuales e interdecadales del clima en el Pacífico y el Atlántico Tropical, incluyendo sus interacciones con la troposfera suprayacente. Una manifesta-

¹Corresponding autor address: Dr Eric J. Alfaro, Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, E-mail: ejalfaro@cariari.ucr.ac.cr

País	No	Nombre	gg-mm	gg-mm	Alt
===	=====	=====	=====	=====	=====
417	102002	Nueva California	08 47	82 39	1400
417	106002	Alanje	08 24	82 34	32
417	108003	Planta Caldera	08 43	82 28	920
417	108006	Potreriillo Arriba	08 41	82 31	930
417	114002	Camaron Tabasara	08 03	81 38	20
417	118001	El Cobrizo	08 27	81 23	400
417	118002	Cañazas	08 19	81 13	200
417	118003	Sona	08 01	81 18	20
417	128003	Las Minas	07 47	80 44	350
417	128004	Macaracas	07 44	80 33	80
417	128005	La Mesa de Macaracas	07 38	80 37	180
417	132003	Los Valles	08 27	81 12	550
417	132006	Laguna La Yeguada	08 27	80 51	640
417	132007	Laguna San Juan	08 29	80 50	800
417	132009	El Flor	08 27	80 51	550
417	132010	Calobre	08 19	80 50	120
417	132014	San Francisco	08 15	80 58	87
417	132033	Santa Fe	08 28	81 05	463
417	134001	El Cortezo	08 21	80 36	60
417	134002	El Harino	08 37	80 33	185
417	134003	Río Grande	08 25	80 29	20
417	148001	Chepo	09 10	79 05	30
413	2600306	Acajutla	13 35	89 49	ND
413	3800510	Ilopango	13 48	89 06	ND
415	45031	Estelí	13 17	86 21	815
413	4600112	Santa Ana-El Palmar	14 06	89 30	ND
415	55001	Corinto Finca	13 10	85 53	1070
415	55003	La Reina	12 55	85 48	700
415	55006	Los Robles	13 10	85 57	990
412	60100	INSIVUMEH	14 36	90 36	ND
414	78700	Amapala	13 17	87 39	6
414	78714	Catacamas	14 50	85 52	387
414	78717	Santa Rosa	14 47	88 48	1083
414	78720	Tegucigalpa	14 03	87 13	1000
414	78724	Choluteca	13 14	87 09	39
416	84023	Fabio Baudrit	10 01	84 16	840
416	98002	Palmar Sur	08 57	83 28	16

Cuadro 1. Número local, nombre y ubicación geográfica de las estaciones, con registro pluviométrico diario usadas en el análisis (ND = no hay dato, 417 = Panamá, 416 = Costa Rica, 414 = Honduras, 415 = Nicaragua, 413 = El Salvador, 412 = Guatemala, 411 = Belice).

ción importante de estas interacciones se refleja en la duración e intensidad de las estaciones seca y lluviosa, lo cual se traduce en impactos significativos para sectores sociales claves, tales como la agricultura, la energía, los recursos hídricos, y la pesca (Fernández y Ramírez; 1991; Maul 1993; Waylen et al. 1996b).

En la próxima sección se describen algunos trabajos pre-

liminarios, los Datos y Metodología empleados se encuentran en la sección 3 y la sección 4 contiene los los Resultados y Discusión. Esta última comprende un análisis lineal de correlaciones entre los índices oceánicos y aspectos antes descritos de la estación lluviosa (sec. 4.1) y un análisis, por separado, de las anomalías provocadas por eventos cálidos y fríos de un determinado índice oceánico (sec. 4.2). Por último, las conclusiones se encuentran en la sección 5.

2. Anomalías de los campos de precipitación, algunos trabajos preliminares

Las anomalías climáticas interanuales en Centroamérica están asociadas con movimientos meridionales anómalos de la Zona de convergencia intertropical (ZCIT) y fluctuaciones asociadas al régimen de vientos alisios, las cuales afectan el clima desde el sur de México hasta Panamá (Gray, 1993). Estas desviaciones climáticas se explican por la existencia de teleconexiones que se definen como correlaciones significativas entre anomalías climáticas que ocurren separadas por una gran distancia (Philander, 1990). Según Díaz y Kiladis (1993), la naturaleza de las teleconexiones entre Centroamérica y regiones oceánicas remotas, es muy diferente a aquellas encontradas en latitudes medias. Los mecanismos de teleconexión en la troposfera de latitudes bajas incluyen cambios tanto en la intensidad de los vientos alisios, como en los patrones de convergencia troposférica alrededor de las fuentes de calor superficial o en regiones con alta temperatura superficial del mar (TSM) y en los patrones de divergencia de las altas presiones subtropicales donde ocurre subsidencia. También esta región es geostróficamente débil y el viento tiende a fluir a través de las isobaras desde áreas frías de subsidencia hasta áreas calientes.

La región Centroamericana tiene una fuerte asociación climática, a través de teleconexiones, con el Pacífico Tropical Este (El Niño-Oscilación del Sur o ENOS, principalmente) y el Atlántico Tropical Norte (e.g. Enfield y Mayer, 1997; Enfield, 1996; Hastenrath, 1978; Waylen et al., 1996a).

Uno de los primeros estudios de las anomalías de la precipitación en Centroamérica en relación con las variaciones interanuales del campo de TSM en el Pacífico Ecuatorial, se debe a Hastenrath (1976). Hastenrath, a través de un índice con 48 estaciones de Centroamérica y El Caribe, determinó que la mayoría de los años secos en Centroamérica y El Caribe coincidían con años de El Niño² y la mayoría de los años húmedos con años de La Niña. También, Hastenrath (1978), encontró que ciertas sequías en Centroamérica, se debían a un corrimiento hacia el ecuador de la alta presión del Atlántico Norte, el que a su vez coincidía con la aparición de una banda de aguas frías anómalas en ese sector, simultáneamente con una banda de aguas cálidas anómalas en el Pacífico Tropical Este. Posteriormente, Ropelewski y Halpert (1987) encontraron que la región centroamericana muestra la coherencia más baja entre las anomalías negativas del Índice de Oscilación del Sur (IOS) y la precipitación. Ellos encontraron una leve disminución de la precipitación durante el período de Jul(0) a

Oct(0)³ y algunas correlaciones importantes en Jul(-1) y Ene(0).

	IELL (0)	TELL (0)		IELL (0)
DELL (-1)	0,04	0,11	TELL (-1)	-0,17
DELL (0)	- 0,59*	0,72*	TELL (0)	0,12
DELL (+1)	0,17	0,15	TELL(+1)	- 0,005

Cuadro 2. Valores de la Función de Correlación Cruzada (FCC) de IELL y TELL vs. DELL, e IELL vs. TELL para los años (-1), (0) y (+1). Los asteriscos denotan las dos correlaciones mayores.

Aceituno (1988), también observó la existencia de una tendencia hacia condiciones secas en El Caribe y Centroamérica durante las fases calientes del ENOS, encontrando una correlación positiva entre la precipitación en San José y el IOS para los meses de May(0) a Dic(0), y concluye que la deficiencia de lluvias sobre el noroeste de Sur América en las fases negativas del IOS, parece estar relacionada con altas presiones en el área del Gran Caribe, pero no cerca de Centroamérica, donde en general la varianza explicada por la Oscilación del Sur (OS) es muy pequeña.

Rogers (1988), encontró que los registros de precipitación mensuales en Centroamérica eran significativamente mayores para los meses de Jul(0) a Dic(0) durante los años de La Niña y mayores, aunque no estadísticamente significativos, durante los meses de Ene(0) a Jun(0). Concluye también, que llueve más durante La Niña, pero no se puede concluir que llueve menos durante El Niño.

Ropelewski y Halpert (1989), determinaron la existencia de una tendencia hacia valores de precipitación sobre lo normal entre los meses de Ago(0) a Nov(0) para los años de La Niña en la región centroamericana, aunque esto no es muy claro debido a que esta región se caracteriza por regímenes de precipitación de pequeña escala, reflejando las relaciones complejas entre orografía y variaciones estacionales en los patrones de circulación.

Kiladis y Díaz (1989), encontraron una tendencia hacia condiciones húmedas en el Caribe durante los meses de Jun(-1) a Ago(-1), en las estaciones de San José y Panamá durante las fases calientes del ENOS, y concluyen que esto podría deberse a la ocurrencia de un evento previo de La Niña. A pesar de que la relación encontrada por ellos no es muy fuerte, hay cierta tendencia hacia condiciones secas durante el año (0). Sin embargo, en concordancia con una fase caliente del ENOS, Díaz y Kiladis (1993) no encuentran evidencia de que la región centroamericana se pueda clasificar como seca o húmeda durante el año (0).

² Partiendo del índice Niño3, en este estudio se usaron los términos de El Niño y La Niña para describir las fases cálidas y frías del ENOS respectivamente, las cuales están correlacionadas con anomalías negativas y positivas del Índice de Oscilación del Sur.

³ Se adopta de notación de (-1), (0), (+1), para describir los años antes, durante y después de un evento ENOS.

Índice	IELL (0)		TELL (0)		DELL (0)	
	Trimestre de máxima correlación	Correlación promedio toda la región sur 11°	Trimestre de máxima correlación	Correlación promedio toda la región sur 11°	Trimestre de máxima correlación	Correlación promedio toda la región sur 11°
ATN	1)-Feb(0)	-0,20(-0,30)*	Mar(0)-May(0)	0,15(0,22)	Feb(0)-Abr(0)	0,24(0,36)*
ATS	Ene(0)-Mar(0)	0,10(0,12)	Ago(-1)-Oct(-1)	-0,14(-0,16)	Dic(-1)-Feb(0)	-0,13(-0,16)
Niños 3	Dic(-1)-Feb(0)	-0,09(-0,15)	Ene(0)-Mar(0)	-0,28(-0,36)*	Feb(0)-Abr(0)	-0,14(-0,21)
Niño 1&2	Nov(-1)-Ene(0)	-0,09(-0,07)	Ene(0)-Mar(0)	-0,28(-0,38)*	Feb(0)-Abr(0)	-0,16(-0,24)
IOS	O(-1)-Dic(-1)	0,07(0,04)	Nov(-1)-Ene(0)	0,13(0,36)*	Dic(-1)-Feb(0)	0,16(0,23)

Cuadro 3. Valores de la Función de Correlación Cruzada (FCC) para el trimestre de máxima correlación, los valores entre paréntesis se estimaron para las estaciones ubicadas al Sur de 11° N. Los asteriscos señalan aquellas correlaciones significativas al 90% o más.

Waylen et al. (1994), hallaron, para la estación de San José, que entre los meses de Ago(0) a Dic(0) llueve menos en los años de El Niño y más entre los meses de Abr(0) a Ago(0) para los años de La Niña. En los otros períodos del año la relación no es muy clara.

Más recientemente, Ropelewski y Halpert (1996) encontraron que Centroamérica y El Caribe presentan una leve disminución de la precipitación (alrededor del 5% ó aproximadamente 30 mm menos en los acumulados de precipitación para todas las clases de percentiles) durante los episodios cálidos en el Pacífico Ecuatorial Este (IOS bajo). Sin embargo, la mezcla de estaciones insulares en el Caribe, el número pequeño de estaciones en Centroamérica, las deficiencias en los datos y las complejidades geográficas de la región, ayudan a la falta de consistencia de los resultados anteriores entre la ocurrencia de eventos fríos y cálidos (IOS alto y bajo respectivamente). A pesar de la existencia en la región de patrones definidos durante los eventos fríos y cálidos, éstos presentan comportamientos opuestos entre sí, por lo que podría considerarse a Centroamérica como una zona de transición (ver figuras 18 y 21 en Ropelewski y Halpert (1989; 1987) respectivamente).

Waylen et al. (1996a), usando datos anuales, determinaron que en Centroamérica las estaciones del Pacífico, especialmente aquellas en el suroeste, muestran correlaciones positivas de la precipitación durante los años (-1) y (0), y correlaciones negativas en los años (+1) y (+2) con el IOS. Por el contrario, Waylen et al. (1996b), hallaron que los patrones de precipitación mensual sugieren una cadena compleja de interacciones entre los océanos, la

atmósfera y la precipitación en el área de Costa Rica lo que hace su descripción complicada, dependiendo fuertemente de la vertiente en que se encuentre la estación.

Estudiando las variaciones interanuales del clima en el Atlántico Tropical, Hastenrath (1984), encontró que el Caribe y Centroamérica, presentan precipitación abundante asociada con anomalías negativas en la presión de la parte ecuatorial del anticiclón del Atlántico Norte, un desplazamiento hacia el polo de los vientos alisios, aguas anómalamente cálidas en el Atlántico Tropical Norte (ATN, básicamente entre 10-20° N y desde África hasta las Américas) y un incremento en la convergencia y la nubosidad sobre el Caribe y el Atlántico adyacente de baja latitud. Hastenrath et al. (1987), encontraron evidencia de condiciones opuestas para los años secos.

Análisis pasados de los campos de TSM del Atlántico Tropical han sugerido un comportamiento dipolar oscilatorio entre la parte tropical sur y la norte (Philander, 1990). Enfield y Mayer (1997) y Houghton y Tourre (1992), probaron que estos modos de oscilación son independientes para las escalas estacionales e interanuales y Metha y Delworth (1995), sugirieron que el comportamiento dipolar está limitado a escalas de tiempo interdecadales, como lo muestra la relación de la TSM con la lluvia sobre el NE de Brasil y el NW de África (ej. Lough, 1986; Moura y Shukla, 1981). Estas configuraciones en los campos de TSM, dipolares o no, tienen el efecto de perturbar los desplazamientos de la ZCIT y la posición del anticiclón del Atlántico Norte. Estos dos sistemas perturban a su vez los campos de lluvias en la región centroamericana. En un ciclo estacional regular, la ZCIT comienza su traslación hacia el

ATN \ (N3,ATS)	C	F	C	F
C	21 ¹ ₂₀	2 ¹ ₁	5 ⁰ ₅	6 ¹ ₅
N	3 ³ ₀	4 ⁴ ₀	10 ¹⁰ ₀	6 ¹ ₅
F	10 ⁷ ₃	10 ⁹ ₁	0 ⁰ ₀	6 ⁶ ₀

N3 \ (ATN,ATS)	C	F	C	F
C	15 ¹ ₁₄	5 ⁴ ₁	15 ¹ ₁₄	12 ¹² ₀
N	3 ⁰ ₃	2 ¹ ₁	5 ⁵ ₀	6 ⁰ ₆
F	4 ³ ₁	7 ⁶ ₁	11 ¹¹ ₀	5 ² ₃

ATS \ (N3,ATN)	C	F	C	F
C	3 ⁰ ₃	6 ⁵ ₁	3 ³ ₀	3 ² ₁
N	6 ⁰ ₆	5 ⁴ ₁	15 ⁰ ₁₅	11 ¹¹ ₀
F	4 ³ ₁	3 ² ₁	4 ⁰ ₄	4 ³ ₁

Cuadro 4. Frecuencia condicional de casos para el IELL, el superíndice indica retrasos y el subíndice adelantos.

ATN \ (N3,ATS)	C	F	C	F
C	18 ¹⁸ ₀	8 ⁶ ₂	5 ⁴ ₁	15 ¹⁴ ₁
N	6 ⁰ ₆	5 ⁰ ₅	8 ⁰ ₈	1 ⁰ ₁
F	14 ¹ ₁₃	1 ⁰ ₁	1 ¹ ₀	4 ⁰ ₄

N3 \ (ATN,ATS)	C	F	C	F
C	0 ⁰ ₀	13 ¹ ₁₂	14 ² ₁₂	7 ¹ ₆
N	6 ⁵ ₁	2 ⁰ ₂	4 ¹ ₃	9 ⁸ ₁
F	5 ⁴ ₁	3 ¹ ₂	2 ⁰ ₂	5 ⁴ ₁

ATS \ (N3,ATN)	C	F	C	F
C	2 ¹ ₁	9 ³ ₆	2 ⁰ ₂	5 ¹ ₄
N	3 ² ₁	6 ⁶ ₀	11 ¹⁰ ₁	5 ¹ ₄
F	3 ² ₁	3 ³ ₀	10 ¹⁰ ₀	4 ⁰ ₄

Cuadro 6. Frecuencia condicional de casos para la DELL, el superíndice indica estaciones lluviosas más largas y el subíndice más cortas.

ATN \ (N3,ATS)	C	F	C	F
C	3 ¹ ₂	11 ¹¹ ₀	4 ² ₂	6 ⁵ ₁
N	6 ¹ ₅	5 ⁴ ₁	7 ⁰ ₇	4 ³ ₁
F	7 ⁰ ₇	0 ⁰ ₀	2 ⁰ ₂	6 ¹ ₅

N3 \ (ATN,ATS)	C	F	C	F
C	1 ⁰ ₁	5 ¹ ₄	2 ⁰ ₂	3 ⁰ ₃
N	3 ³ ₀	2 ¹ ₁	4 ¹ ₃	3 ³ ₀
F	4 ⁴ ₀	0 ⁰ ₀	1 ¹ ₀	9 ⁹ ₀

ATS \ (N3,ATN)	C	F	C	F
C	5 ⁰ ₅	0 ⁰ ₀	2 ² ₀	4 ⁰ ₄
N	7 ³ ₄	3 ¹ ₂	4 ⁰ ₄	3 ¹ ₂
F	4 ¹ ₃	21 ²⁰ ₁	15 ¹⁴ ₁	4 ¹ ₃

Cuadro 5. Frecuencia condicional de casos para el TELL, el superíndice indica retrasos y el subíndice adelantos.

norte en abril o mayo, cuando la temperatura de la superficie del mar comienza a descender en el Atlántico Tropical Sur (ATS), pero cuando se presenta un episodio frío y seco en el ATN, la ZCIT no inicia su viaje hacia el norte sino hasta junio, lo que podría retardar la entrada de la estación lluviosa en algunas regiones de Centroamérica (Philander, 1990). Enfield (1996), encontró que la serie de Niño3 precede los eventos del ATN por 4.5 meses con 0.5 de correlación y al ATS por 4 meses con 0.3 de correlación (25 y 9 % de la varianza respectivamente). Aunque en general los resultados con la precipitación en El Caribe y Centroamérica no son muy claros, se nota algún exceso de lluvia en la costa Caribe de Centroamérica durante eventos cálidos del Niño3, pero el tamaño de la grilla usada, en relación con la compleja orografía de la zona, enmascara las sequías de la costa Pacífica. Durante los eventos cálidos del ATN hay un patrón robusto hacia un aumento de la precipitación en el Caribe centroamericano y no hay un patrón definido con las correlaciones del ATS. Este incremento de la precipitación es asociado a un incremento en la intensidad del flujo alisio, lo que a su vez es propuesto por Chacón y Fernández (1985), Fernández y Ramírez (1991), Ramírez (1983) y Waylen et al. (1996b) como causante de sequías en la vertiente Pacífica.

Esta asociación entre el Pacífico Ecuatorial y el Atlántico Tropical, ya había sido estudiada por Hastenrath (1978) y Hastenrath et al. (1987), al relacionar la aparición

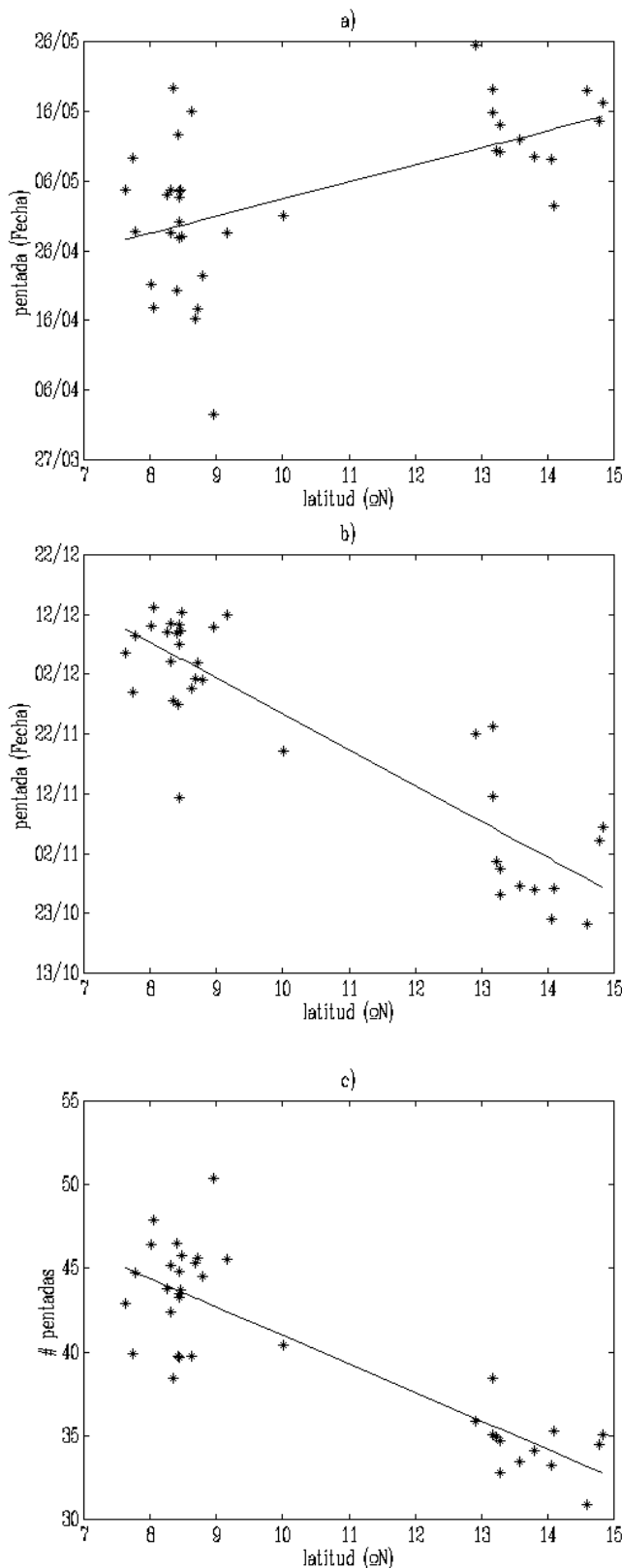


Figura 1. Fecha promedio del IELL para las estaciones usadas en el análisis en función de la latitud (la línea recta representa una tendencia del tipo $IELL = 0.49 \text{ lat} + 20.58$, $\alpha = 0.01$, con $1 \leq IELL \leq 73$, IELL en pentadas, $r = 0.57$).

de aguas cálidas en el Pacífico Ecuatorial Este con la posición del anticiclón del Atlántico Norte y las sequías en Centroamérica. También fue señalada por Gray (1984a), al estudiar la relación entre la frecuencia de huracanes en el Atlántico Tropical y ENOS. Gray propuso que el patrón de convección de los cumulonimbus en el Pacífico Ecuatorial Este, está asociado con presiones superficiales mayores (Gray, 1984b) y con anomalías de viento oeste a 200 hPa en el Caribe y el Atlántico Tropical Oeste circundante, lo que inhibe la formación de huracanes durante el verano-otoño. En cuanto a la precipitación, Gray (1984a), encontró que ésta se ve muy poco alterada por los eventos ENOS.

En resumen, estos trabajos concluyen que:

a) La pluviometría en Centroamérica presenta una baja correlación con ENOS, especialmente durante el primer semestre del año(0).

b) Durante el segundo semestre del año(0) de los eventos cálidos del ENOS, la evidencia sugiere que Centroamérica muestra tendencia hacia condiciones secas en la vertiente Pacífica y húmedas sobre la vertiente Caribe. Hay también un comportamiento más débil y opuesto durante las fases frías.

c) El ENOS está correlacionado positivamente con los posteriores eventos en el ATN, durante el invierno-primavera boreal, y en forma más débil y negativa con el ATS.

d) Las fluctuaciones anómalas en el ATN y el ENOS afectan los patrones de precipitación en Centroamérica en forma indirecta, al afectar las relaciones dinámicas entre los elementos de los sistemas de la ZCIT y del anticiclón del Atlántico Norte, pues repercute en su posición relativa a la región.

3. Datos y Metodología

Los índices del ATN (6-22° N, 15-80° W), ATS (22° S - 2° N, 15° E - 35° W), Niño3 (6° S - 6° N, 90-150° W), Niño1&2 (10 - 0° S, 80-90° W), IOS (presión estandarizada de Tahití menos la de Darwin) y los datos de precipitación (ver Cuadro 1), fueron los mismos que se usaron en Alfaro (1998); Alfaro et al. (1998) y Enfield y Alfaro (1998). A pesar de que los índices Niño1&2 e IOS representan el mismo fenómeno (ENOS) que el Niño3, se incluyeron en el análisis para estudiar un posible desfase temporal entre sus máximos o variaciones en la intensidad de los mismos. El período utilizado de estos índices y de los registros de precipitación, comprendió de enero de 1950 a diciembre de 1994. Los índices fueron obtenidos del AOML, NOAA, EUA y los datos de precipitación del Centro de Investigaciones Geofísicas de la Universidad de Costa Rica y del Instituto Meteorológico Nacional de Costa Rica.

El criterio de selección de las estaciones de precipitación se describe con detalle en Alfaro (1998) y Alfaro et al. (1998). Básicamente se buscaron estaciones que presentaran una marcada estación seca durante el año (menos

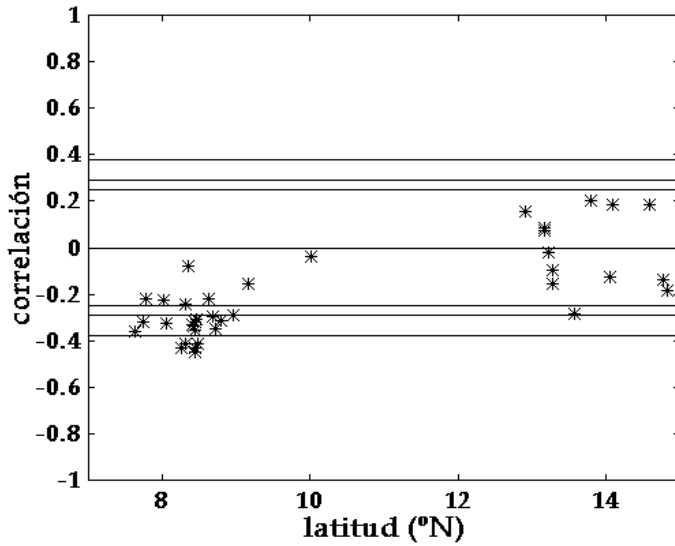


Figura 2. Función de Correlación Cruzada (FCC) para el promedio de los meses de Dic(-1)-Feb(0) del índice ATN vs. IELL(0), en función de la latitud de las estaciones. Los niveles de confianza son para 1.7σ , 2σ y 2.6σ .

de 5 mm de acumulado de precipitación diario) y que su estación lluviosa se ubicara entre los meses de abril a noviembre. La distribución de estaciones por países fue: 22 de Panamá, 5 de Honduras, 4 de Nicaragua, 3 de El Salvador, 2 de Costa Rica y 1 de Guatemala (ver Cuadro 1).

Para calcular el inicio de la estación lluviosa, año por año, se usó una modificación del método propuesto por Amador (1984) y empleado anteriormente por Alfaro (1998); Alfaro et al. (1998) y Enfield y Alfaro (1998). Primero, el conjunto de datos de acumulados diarios fue reducido a pentadas (precipitación acumulada durante 5 días) para filtrar variaciones de escala sinóptica aproximadamente. El primer día del año que se usó para producir las pentadas fue el 1° de enero. No se tomó en cuenta el día 29 de febrero de los años bisiestos, por lo que se obtuvo siempre 73 pentadas por año. El criterio para el cálculo del inicio de la estación lluviosa o IELL (típicamente entre abril-mayo) fue el siguiente:

Se considera que la estación lluviosa se ha iniciado cuando una pentada presenta un valor de 25 mm o más (5 mm/día) de lluvia, al menos una de las dos pentadas siguientes (en orden creciente) también presenta(n) un valor de 25 mm o más de lluvia y que las pentadas anterior y posterior a esta última, tengan más de 0.5 mm de lluvia acumulada. Esto último, porque la resolución del instrumento es de 0.1 mm, esta medida se reporta usualmente como traza de precipitación. Lo anterior se puede escribir como $t = IELL$ sí

$$a) x(t) \geq 25 \text{ mm} \wedge x(t+1) \geq 25 \text{ mm} \wedge x(t+2) > 0.5 \text{ mm}, \text{ o,}$$

$$b) x(t) \geq 25 \text{ mm} \wedge x(t+2) \geq 25 \text{ mm} \wedge x(t+1) > 0.5 \text{ mm} \wedge x(t+3) > 0.5 \text{ mm},$$

donde $x(t)$ es la precipitación acumulada en la pentada t , con $1 \leq t \leq 73$.

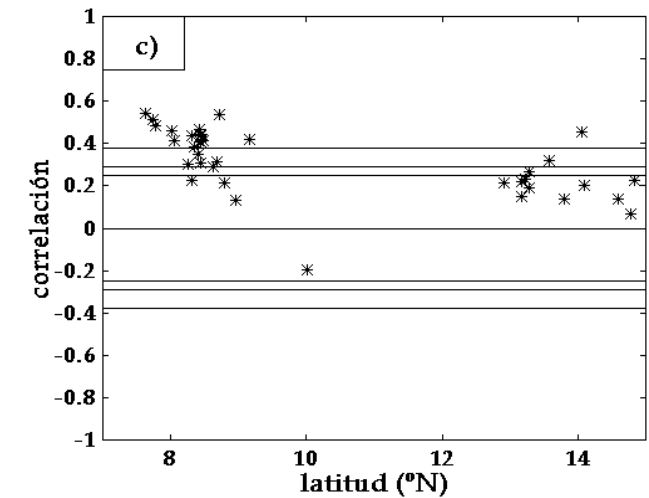
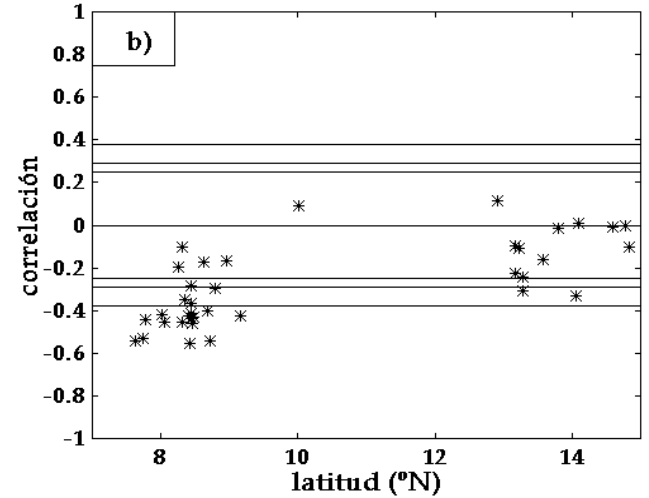
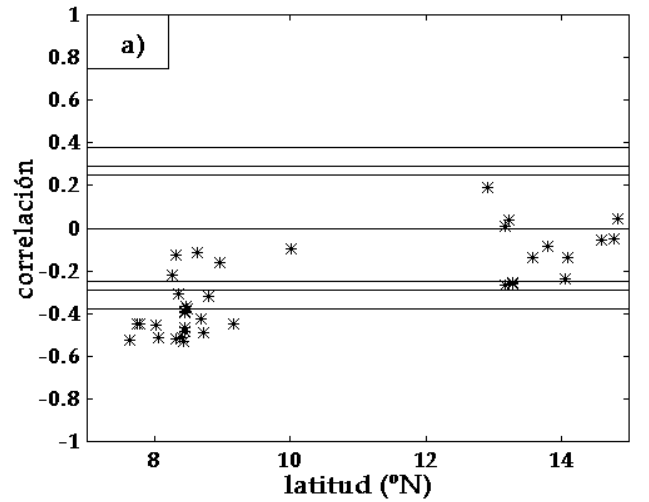


Figura 3. a) Función de Correlación Cruzada (FCC) para el promedio de los meses de Ene(0)-Mar(0) del índice Niño1&2 vs. TELL(0), en función de la latitud de las estaciones. Los niveles de confianza son para 1.7σ , 2σ y 2.6σ . b) Idem Fig. 3a pero para Niño3 vs. TELL(0). Los meses del índice Niño3 con los cuales se realizó la FCC fueron Ene(0)-Mar(0). c) Idem Fig. 3a pero para IOS vs. TELL(0). Los meses del índice IOS con los cuales se realizó la FCC fueron Nov(-1)-Ene(0).

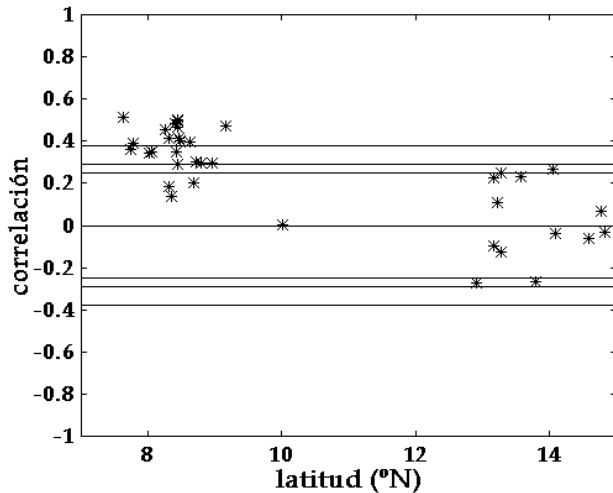


Figura 4. Función de Correlación Cruzada (FCC) para el promedio de los meses de Feb(0)-Abr(0) del índice ATN vs. DELL(0) en función de la latitud de las estaciones. Los niveles de confianza son para 1.7σ , 2σ y 2.6σ .

Si se cumplió con alguno de los criterios anteriores, entonces se escoge preliminarmente t como la pentada de inicio de la estación lluviosa o IELL. Una vez determinado el IELL por medio de los criterios a) ó b), y debido a que la selección de los días que conforman las pentadas es arbitraria, o sea, depende del criterio con que se empezaron a agrupar, se revisó las pentadas anteriores a t de modo de que si el promedio de la suma de $x(t-1)$, $x(t)$ y $x(t+1)$ era mayor que 5 mm día^{-1} y $x(t-1) > 0.5 \text{ mm}$, para el caso a), ó si el promedio de la suma de $x(t-1)$, $x(t)$ y $x(t+2)$ era mayor que 5 mm día^{-1} y $x(t-1) > 0.5 \text{ mm}$, para el caso b), se redefine $t-1 = \text{IELL}$. Este proceso de revisión de las pentadas anteriores fue repetitivo hasta que el promedio fuera menor a 5 mm día^{-1} o que la pentada anterior tuviera un acumulado menor a 0.5 mm .

Para el cálculo del término de la estación lluviosa, o TELL (típicamente entre noviembre-diciembre), el proceso de revisión fue casi idéntico al anterior pero las pentadas fueron revisadas en orden decreciente; es decir, de la 73 hacia la 1. Para el final de la estación lluviosa debe tomarse en cuenta que el suelo está saturado, por lo que la ausencia de lluvias durante una pentada, puede no-significar que exista una deficiencia hídrica en la región. Los criterios para la determinación del TELL fueron los siguientes:

Sea $x(t)$ la precipitación en la pentada t , consideraremos que $74 - t = \text{TELL}$ sí:

$$\text{a) } x(73-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(72-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(71-t) > 0.5 \text{ mm},$$

$$\text{b) } x(73-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(72-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(70-t) > 0.5 \text{ mm},$$

$$\text{c) } x(73-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(71-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(70-t) > 0.5 \text{ mm},$$

$$\text{d) } x(73-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(71-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(69-t) > 0.5 \text{ mm},$$

$$\text{e) } x(73-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(70-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(72-t) > 0.5 \text{ mm} \text{ \Ã } x(71-t) > 0.5 \text{ mm} \text{ \Ã } x(69-t) > 0.5 \text{ mm},$$

$$\text{f) } x(73-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(70-t) \geq 25 \text{ mm} \text{ \Ã } x(72-t) > 0.5 \text{ mm} \text{ \Ã } x(71-t) > 0.5 \text{ mm} \text{ \Ã } x(68-t) > 0.5 \text{ mm}.$$

Si se cumplió con alguno de los criterios anteriores, entonces se escoge preliminarmente $74-t$ como la pentada de término de la lluviosa o TELL. Nuevamente, debido a que la designación de los días que conforman una pentada son arbitrarios, se revisa el promedio de la suma de la pentada posterior al TELL preliminar, más las pentadas que tengan un acumulado mayor a 25 mm en alguno de los criterios a-f) y si su promedio es mayor a 5 mm día^{-1} , se redefine la pentada posterior como el TELL, siempre y cuando la pentada posterior al TELL preliminar sea mayor a 0.5 mm . Al igual que en el caso del IELL, este proceso se realiza reiterativamente hasta tener un promedio menor a 5 mm día^{-1} ó que la pentada posterior sea menor a 0.5 mm .

De los cálculos anteriores, se obtuvieron dos series de tiempo anuales por estación, una del IELL y la otra del TELL. Después de obtener las series del IELL y del TELL se revisó si éstas presentaban tendencia significativa ($\alpha = 0.05$) en caso de una respuesta afirmativa, la serie fue diferenciada.

Una vez obtenidas las series de tiempo del IELL y del TELL sin tendencias se procedió a obtener la diferencia $\text{DELL} = \text{TELL} - \text{IELL}$, la que puede considerarse como un valor estimado de la duración de la estación lluviosa para ese año.

A continuación se produjeron 12 series de tiempo por cada índice (ATN, ATS, Niño3, Niño1&2 e IOS); esto es, una por cada mes del año, para obtener la función de correlación cruzada (FCC) de los distintos meses de los índices con los valores de IELL, TELL y DELL, para los rezagos anuales de -2 , -1 , 0 , $+1$ y $+2$. Posteriormente, se reordenaron los valores de la FCC por estación, por índice, desde Ene(-2) hasta Dic(+2). El error muestral se calculó de acuerdo a la metodología sugerida por Sciremammano (1979).

Por último, como una forma de verificación, debido a que el patrón de correlaciones supone linealidad, o sea, que existen correlaciones inversas de la precipitación con los eventos cálidos y fríos de un índice, se examinaron los valores promedio de IELL, TELL y DELL asociados a los terciles superior (condiciones cálidas) e inferior (condiciones frías) de los meses de máxima correlación con los índices ATN, ATS y Niño3. Estos promedios de los terciles superior e inferior se compararon por medio de una prueba t -student

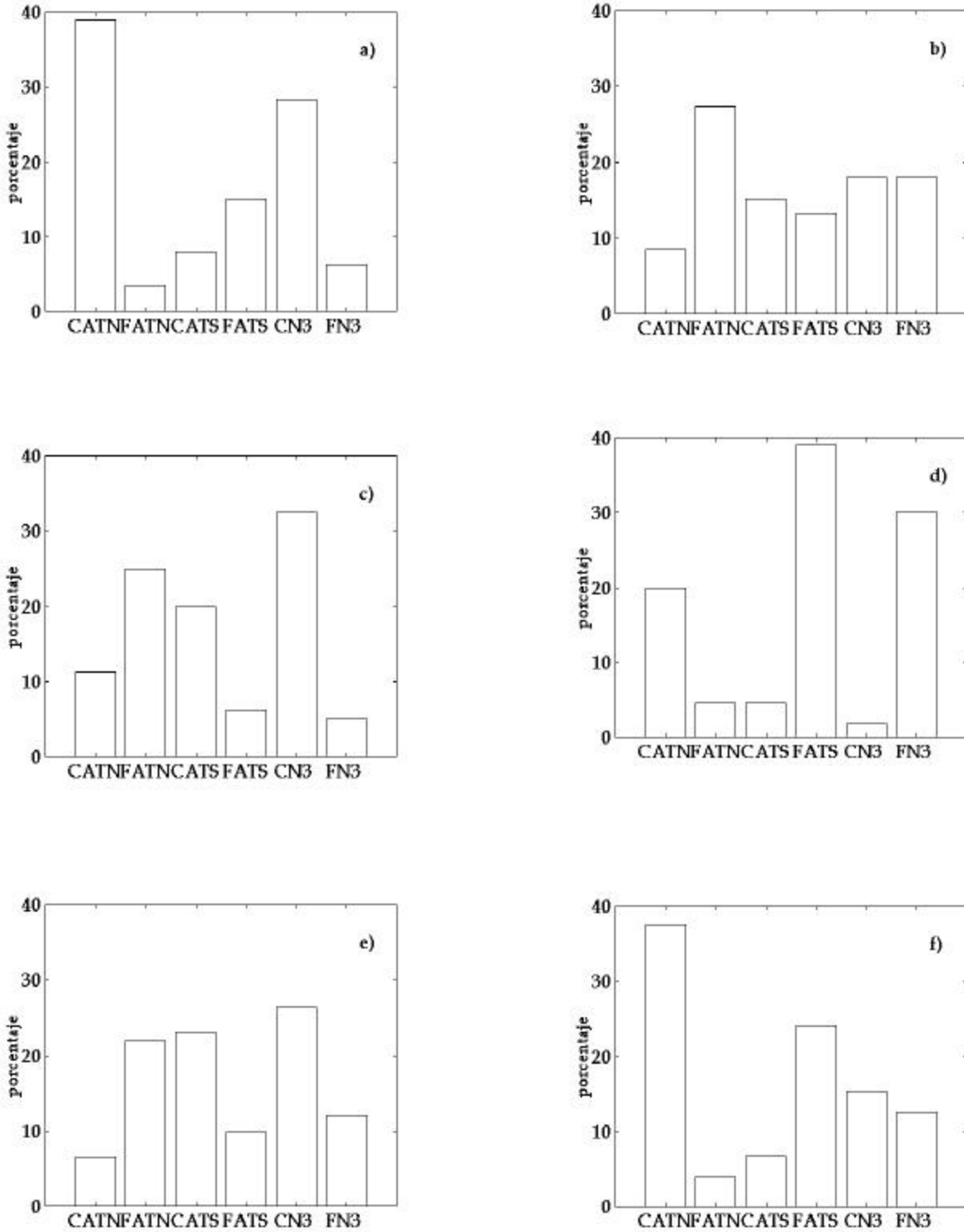


Figura 5. Porcentaje en el que un predictor, tomado en forma individual, coincidió con: a) y c) adelantos de IELL y TELL, b) y d) retrasos de IELL y TELL, y e) y f) duraciones más cortas y más largas de la DELL.

con el promedio de la serie, luego de hacer la prueba F de comparación de sus varianzas, para verificar homocedasticidad.

4. Resultados y Discusión

Sólo se corrigió la tendencia a dos series del IELL, una positiva y otra negativa, por lo que no se puede destacar ninguna tendencia regional. Por otro lado, 20 de 22 estaciones (91%) al sur de 10° N mostraron una tendencia negativa en sus series del TELL, por lo que se podría inferir cierta tendencia local hacia salidas tempranas de la estación lluviosa al sur de la región. Estas series fueron corregidas antes de producir las series de DELL, por lo que estas últimas no incluyen tendencias significativas. Sin embargo al graficar el promedio por estación de los valores de IELL, TELL y DELL vs. latitud se nota una tendencia positiva para el IELL y negativas para el TELL y la DELL, por lo que en general las estaciones al norte de la región describen estaciones lluviosas más cortas (Fig. 1).

Las estaciones más sensibles a las variaciones de TSM en las zonas estudiadas fueron las ubicadas en el sur de la región (Panamá y sur de Costa Rica, ver Fig. 2-4), por lo que nuestro análisis de resultados se concentrará en las estaciones al sur de 11° N.

4.1 Análisis de Correlaciones

El valor absoluto del error muestral, corregido por sus grados de libertad, fue de $\sigma = 0.146$ (47 grados de libertad efectivos). Debido a que ésta es una medida conservadora (Sciremammano, 1979), se muestran los resultados para valores de correlaciones $|\rho| \geq 1.7\sigma = 0.25$, $|\rho| \geq 2\sigma = 0.29$ y $|\rho| \geq 2.6\sigma = 0.38$ con 90, 95 y 99% de nivel de significancia respectivamente (ver leyendas de las figuras 2, 3 y 4).

El Cuadro 2 muestra los valores de la FCC para el IELL y el TELL vs. la DELL y el IELL vs. el TELL, como era de esperar, la DELL al ser calculada como TELL-IELL, muestra correlaciones altas para rezago 0, pero en general se notó relaciones no significativas entre las estaciones lluviosas de un año a otro.

La Fig. 2 muestra la FCC entre el índice ATN vs. IELL, para los tres meses del año que presentaron la mayor correlación promedio y que preceden a un evento de IELL, típicamente entre abril-mayo. De acuerdo al Cuadro 3, el patrón más fuerte para el IELL lo presentó el índice ATN para los meses de Dic(-1) a Feb(0), -0.30 de correlación promedio, significativo al 95% y Ene(0) como mes de máxima correlación. Este fuerte patrón se interpreta como que un evento cálido (frío) está correlacionado con un inicio temprano (tardío) de la estación lluviosa. El mecanismo físico por el cual esto sucede podría deberse a lo siguiente: Los eventos cálidos del ATN están asociados con bajas presiones (relativas al campo medio) en la región del Atlántico Tropical Norte (Hastenrath et al., 1987; Knaff, 1997). Según, Chacón y Fernández (1985), esto disminuye el flujo alisio del Noreste, asociado al anticiclón del Atlántico

Norte, sobre Centroamérica, favoreciendo así el establecimiento sobre la región de la ZCIT, con lo cual se tendrían condiciones propicias para el inicio temprano de la estación lluviosa sobre la región. Condiciones adversas se esperarían para los eventos fríos del ATN, en las cuales el anticiclón se refuerza (Hastenrath et al., 1987; Knaff, 1997). Los otros índices no mostraron un comportamiento definido que fuera significativo sobre la región.

La Fig. 3 es análoga a la 1 pero correspondiente Niño3, Niño1&2 e IOS vs. TELL. Ella muestra patrones de correlación promedio más fuertes que el IELL. En la Fig. 3a se aprecia un patrón de correlaciones negativas con el índice Niño1&2 para el período entre Ene(0) y Mar(0), con -0.38 de correlación promedio (ver Cuadro 3), significativo al 99% y con Mar(0) como el mes de mayor intensidad, ello indicaría que un evento cálido (frío) en esta zona oceánica coincide con una salida temprana (tardía) de la estación lluviosa. Es importante destacar que, a pesar de que los índices Niño3 e IOS mostraron la misma influencia sobre la región (ver Fig. 3b y c y Cuadro 3), el mes de máxima correlación de este último fue Dic(-1), con un patrón de correlaciones positivas sobre de la región. Esto nos dice que una fase baja (alta) del IOS coincide con una salida temprana (tardía) de la estación lluviosa. El comportamiento del TELL con estos índices podría deberse, según Philander (1989), a que estos eventos cálidos en el Pacífico Ecuatorial Este, favorecen la migración temprana de la ZCIT hacia el sur. Esta migración temprana, está asociada a condiciones secas sobre la región centroamericana, especialmente sobre la vertiente Pacífica, pues favorece el restablecimiento del dominio del flujo alisio del Noreste (Waylen et al., 1996b). Durante los eventos fríos, se esperarían condiciones húmedas sobre la región, asociadas a una migración tardía de la ZCIT hacia el sur. Los índices del ATN y ATS no mostraron un comportamiento significativo sobre la región.

El patrón más importante de correlaciones con la duración de la estación lluviosa (DELL, Fig. 4) lo mostró el índice ATN, donde se notan fuertes correlaciones positivas durante Feb(0)-Abr(0), con 0.36 de correlación promedio (significativa al 95%) y Mar(0) como mes de máxima correlación, lo que nos dice que un evento cálido (frío) en esta región, está asociado con una mayor (menor) duración de la estación lluviosa. Por último, los otros índices no mostraron un comportamiento significativo sobre la región con la DELL, sin embargo cabe destacar un patrón coherente con los índices del Pacífico Tropical Este, que indican que un evento cálido (frío) se correlaciona con una menor (mayor) duración de la estación lluviosa (Cuadro 3).

4.2 Anomalías

Como se vio en la sección anterior, las anomalías de la estación lluviosa en la región pueden deberse a una combinación de la influencia de áreas oceánicas del Pacífico y del Atlántico Tropical. El rango de las anomalías encontrado fluctuó entre 2 y 5 pentadas, pero debido a que la región presenta muchos microclimas (Waylen et al., 1996b),

se consideró sólo las estaciones que fueron influenciadas de igual manera por una condición de los índices oceánicos. Los Cuadros 4, 5 y 6 muestran el número de estaciones que presentaron un promedio estadísticamente significativo asociado a condiciones cálidas (tercil superior), normales (tercil del medio) y frías (tercil inferior) de un índice condicionado a anomalías cálidas/frías en otro índice. Estos terciles fueron definidos de acuerdo al promedio de los tres meses de máxima correlación encontrados en la sección anterior. El superíndice (subíndice) nos indica el número de estaciones con un promedio estadísticamente superior (inferior) al promedio de la serie.

De acuerdo al Cuadro 4, la combinación más frecuente de adelantamiento del inicio de la estación lluviosa fue CATN/CNiño3⁴, con 20 casos. Esto podría responder a que las condiciones cálidas en el ATN dominan sobre la posible influencia del índice Niño3. Otras combinaciones que se pueden destacar son NATS/CATN, CNiño3/CATN y CNiño3/CATS con 15, 14 y 14 casos respectivamente. Para los retrasos del inicio de la estación lluviosa la combinación más frecuente, aunque no tan fuerte como en el caso de los adelantamientos, fue CNiño3/FATS, con 12 casos. A pesar de la relación entre los índices descrita arriba, hay cerca de un 75% de varianza del ATN no explicada por el Niño3 (Enfield y Mayer, 1997), por lo que en este caso la fase cálida del Niño3 actuaría sobre la posición de la ZCIT, reteniéndola al sur y el índice ATN reforzaría el flujo alisio. Otras combinaciones fueron FNiño3/CATS, NATS/FATN y NATN/CATS con 11, 11 y 10 casos respectivamente.

El Cuadro 5 es análogo al Cuadro 4 pero para el TELL. No se encontró un esquema fuerte para los adelantamientos de la salida de la estación lluviosa, ya que se notan sólo dos esquemas marginalmente significativos, pero consistentes, los cuales fueron FATN/CNiño3 y NATN/CATS con 7 casos cada uno. Estas combinaciones mantendrían el flujo alisio más fuerte o dentro de lo normal y ayudarían a una migración temprana de la ZCIT hacia el sur. Para los retrasos de la salida de la estación lluviosa el esquema más fuerte fue FATS/FNiño3 con 20 casos. Esta combinación no ayudaría a la ZCIT en su ciclo anual hacia el sur, lo que prolongaría su estancia sobre la región. Otros esquemas fueron FATS/CATN y CATN/FNiño3 con 14 y 11 casos respectivamente.

Por último, los resultados para la DELL se presentan en el Cuadro 6. Como era de esperar, este aspecto de la estación lluviosa es una combinación de los anteriores. El esquema más fuerte para una mayor duración de la estación lluviosa fue CATN/CNiño3, con 18 casos, seguido por CATN/FATS, con 14 casos. Con respecto al primero, este influiría fuertemente sobre el inicio de la estación lluviosa, pues es la misma combinación que la adelanta en el Cuadro 4. La segunda presenta un esquema dipolar que influye tanto sobre

la posición de la ZCIT, manteniéndola al Norte, y debilitando el flujo alisio. Otros esquemas marginalmente significativos son NATS/CATN y FATS/CATN con 10 casos cada uno. Mientras que el esquema más fuerte para estaciones lluviosas más cortas fue FATN/CNiño3 con 13 casos. Al igual que en el Cuadro 4, esto influiría básicamente sobre el término de la estación lluviosa, lo que estaría relacionado con un reforzamiento del flujo alisio y un corrimiento de la ZCIT hacia el sur, en esta forma los eventos cálidos del Niño3 contribuyen negativamente a la DELL. Otros esquemas significativos fueron CNiño3/FATN y CNiño3/CATS con 12 casos cada uno.

Se observa que el análisis condicional de las anomalías, no presentó una respuesta lineal entre los eventos cálidos y fríos en la región, es decir, las condiciones opuestas de alguna combinación de índices, no necesariamente provocó efectos opuestos sobre alguno de los aspectos analizados de la estación lluviosa. Sin embargo, respuestas similares a la linealidad se encontraron al hacer el análisis de anomalías, tomando en cuenta la influencia de un solo índice (Fig. 5).

5. Conclusiones

Al igual que en los trabajos de Alfaro (1998); Alfaro et al. (1998) y Enfield y Alfaro (1998), el índice ATN es el de mayor influencia sobre el IELL y la DELL en Centroamérica, mientras que la región del Pacífico Tropical Este sólo influye claramente sobre el TELL, en tanto que el índice ATS no mostró influencia significativa sobre estos aspectos en la región. Las fases cálidas del ATN se correlacionaron con duraciones mayores de la estación lluviosa, pues a su vez, éstas están correlacionadas con inicios tempranos de la misma. Influenciadas por su fuerte correlación con los términos tempranos del período de lluvias, las fases cálidas del ENOS mostraron correlaciones con duraciones menores de la estación lluviosa. Situaciones contrarias, en los patrones de correlaciones entre las variables físicas antes descritas, se describen para los eventos fríos de los índices en este tipo de análisis.

Sin embargo, el análisis de las anomalías condicionales de los aspectos antes descritos de la estación lluviosa, mostrado en los Cuadros 4-6, sugirió que la influencia de estas zonas oceánicas no es homogénea durante todo el año y que su respuesta a los distintos índices no es lineal cuando se toman en forma condicional, no así cuando se toman individualmente (ver Fig. 5).

A pesar de que el análisis del IELL, TELL y DELL es sólo de diagnóstico, se sugiere para un trabajo posterior el estudio de su uso potencial en pronóstico, ya que se encontró que los eventos de TSM preceden por varios meses a aquellos de la precipitación.

Este trabajo complementa los resultados encontrados por Alfaro et al. (1998) pues el tomar el promedio de los tres meses de máxima correlación hace que el criterio usado para calcular la FCC entre los índices y los valores del IELL, TELL y la DELL sea más robusto. Además, este análisis es más flexible que el de Enfield y Alfaro (1998) pues el

⁴ Se anteponen a las siglas de los índices las letras C, N, F, para representar las condiciones cálidas (tercil superior), normales (tercil intermedio) y frías (tercil inferior).

período de los tres meses de máxima FCC, es independiente para cada índice.

La aparente ambigüedad de las condiciones cálidas del índice Niño3 resultante de su correlación con comienzos de estaciones lluviosas más tempranas y por lo tanto de estaciones lluviosas más largas es poco claro y requiere un estudio posterior, sin embargo podría portularse que los eventos fuertes del ATN tienden a dominar sobre las condiciones en la región Niño3, ya sean estas frías o cálidas.

A pesar de que las anomalías positivas de la TSM durante un evento ENOS se mantienen típicamente durante todo el año, su intensidad tiende a disminuir hacia el año(+1) (Enfield, 1989; Rasmusson y Carpenter, 1982), lo que no influiría sobre las condiciones del ATN (Enfield y Mayer, 1997), pero sí sobre la posición de la ZCIT (Philander, 1990; 1989; Waylen et al., 1996b), provocando una emigración temprana hacia el sur de la misma y por lo tanto un término temprano de la estación lluviosa sobre Centroamérica, lo que coincide con las condiciones secas notadas en la región por Ropelewski y Halpert (1987), durante los meses de Jul(0) a Oct(0). En esta forma, los eventos cálidos del ENOS contribuirían en forma negativa con la estación lluviosa en Centroamérica. Situaciones contrarias, en los patrones de correlaciones entre las variables físicas antes descritas, para eventos fríos del ENOS, fueron encontradas por Hastenrath et al. (1987).

Por último, para un estudio posterior, es recomendable el uso de estaciones con un registro más largo, para poder categorizar mejor el análisis y lograr una mayor estabilidad en el mismo.

En resumen, se concluye que la precipitación en Centroamérica es afectada por las variaciones en los campos de temperatura superficial del mar (TSM) de los Océanos Atlántico y Pacífico Tropical adyacentes y que las anomalías resultantes de los campos de precipitación deben ser analizadas tomando en cuenta las condiciones de los campos de TSM en los dos océanos y no sólo en uno.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias a los fondos del proyecto VI-112-99-305, VI-805-94-204 y VI-805-98-506, Universidad de Costa Rica, P.I. 96.112.039-6, Universidad de Concepción y FONDECYT-Chile 1980117. Los datos de precipitación fueron obtenidos del banco de datos del CIGEFI, UCR y del IMN de Costa Rica y los datos de TSM fueron obtenidos por medio del proyecto Initial Research Within the Trade Convergence Climatic Complex financiado por el IAI (TC³-IAI). Agradecemos a los Drs. David Enfield del AOML-NOAA y Jorge Amador del CIGEFI-UCR por sus valiosos consejos durante la elaboración de la metodología empleada y la discusión de los resultados.

Referencias

Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface Climate. *Mon. Weather Rev.*, **116**, 505-524.

Alfaro, E., 1998: *Influencia de los Océanos Pacífico y Atlántico Tropical sobre los patrones de precipitación en Centroamérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Concepción, Concepción, Chile. 111p.

Alfaro, E., L. Cid and D. Enfield, 1998: Relaciones entre la precipitación en Centroamérica y los Océanos Pacífico y Atlántico Tropical. *Investigaciones Marinas*, **26**, 59-69.

Amador, J., 1984: Algunos aspectos de la climatología de la cuenca del Río Parrita. Informe Técnico N° 1, Proyecto de manejo-CORENA, Santiago de Puriscal, Costa Rica.

Chacón, E., and W. Fernández, 1985: Temporal and spatial rainfall variability in the mountain region of the Reventazón River basin, Costa Rica. *J. Climate.*, **5**, 175-188.

Díaz, H and G. Kiladis, 1993: Atmospheric teleconnections associated with the extreme phase of the Southern Oscillation. *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. H. Díaz and V. Markgraf, Ed., Cambridge University Press. 7-28.

Enfield, D., 1996: Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(23), 3305-3308.

Enfield, D. and E. Alfaro, 1998: The dependence of caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *J. Climate, en prensa*.

Enfield, D., and D. Mayer, 1997: Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **102**(C1), 929-945.

Enfield, D., 1989: El Niño, past and present. *Reviews of Geophysics*. **27**(1), 159-187.

Fernández, W., and P. Ramírez, 1991: El Niño, La Oscilación del Sur y sus efectos en Costa Rica: una revisión. *Tecnol. Marcha*. **11**, 3-11.

Gray, C., 1993: Regional meteorology and Huracanes. *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*. G. Maul, Ed., Eduard Arnold, 87-99.

Gray, W., 1984a: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño and 30 mb Quasi-Biennial Oscillation Influences. *Mon. Weather Rev.*, **112**, 1649-1668.

Gray, W., 1984b: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part II: Forecasting its variability. *Mon. Weather Rev.*, **112**, 1669-1683.

Hastenrath, S., 1976: Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the Tropical Americas. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 202-215.

Hastenrath, S., 1978: On modes of tropical circulation and climate Anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2222-2231.

Hastenrath, S., 1984: Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of Circulation and climate in the Tropical Atlantic Sector. *Mon. Weather Rev.*, **112**, 1097-1107.

Hastenrath, S., L. de Castro and P. Aceituno, 1987. The Southern Oscillation in the Atlantic sector. *Contrib. Atmos. Phys.*, **60**, 447-463.

Houghton, R., and Y. Tourre, 1992: Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. *J. Climate*, **5**, 765-771.

Kiladis, G., and H. Díaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the southern oscillation. *J. Climate*, **2**, 1069-1090.

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

Lough, J., 1986: Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in sub Saharan Africa. *Mon. Weather Rev.*, **114**, 561-570.

Maul, G., 1993: Implications of future climate on ecosystems and socio-economic structure in the marine and coastal regions of the Intra-Americas Sea. *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*, G. Maul, Ed., Eduard Arnold, 3-28.

Metha, V. M., and T. Delworth, 1995: Decadal variability of the Tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model. *J. Climate*. **8**, 172-190.

Moura, A., and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* **38**, 2653-2675.

Philander, S. G., 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, 293 pp.

- Philander, S. G., 1989: El Niño and La Niña. *Am. Sci.*, September-October, 451-459.
- Ramírez, P., 1983: Estudio meteorológico de los veranillos en Costa Rica. *Nota de investigación No 5: Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Agricultura y Ganadería*. San José, Costa Rica.
- Rasmuson, E. and T. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.*, **110**, 354-384.
- Rogers, J., 1988: Precipitation variability over the Caribbean and tropical Americas associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **1**, 172-182.
- Ropelewski, C., and M. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation associated with El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 1606-1626. Ropelewski, C., and M. Halpert, 1989: Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**, 268-284.
- Ropelewski, C., and M. Halpert, 1996: Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships. *J. Climate*, **9**, 1043-1059.
- Sciremammano, F., 1979: A suggestion for the presentation of correlations and their significance levels. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 1273-1276.
- Waylen, P., M. Quesada and C. Caviedes, 1996a: Temporal and spatial variability of annual precipitation in Costa Rica and the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **16**, 173-193.
- Waylen, P., C. Caviedes and M. Quesada, 1996b: Interannual variability of monthly precipitation in Costa Rica. *J. Climate*, **9**, 2606-2613.
- Waylen, P., M. Quesada and C. Caviedes, 1994: The effects of El Niño-Southern Oscillation on precipitation in San Jose, Costa Rica. *Int. J. Climatol.*, **14**, 559-568.
- Yao, A., 1981: Agricultural climatology. *World Survey of Climatology*, vol. 3. E. Landsberg, Ed., Elsevier Scientific Publishing Company, 189-298.