

## Variabilidad interanual y estacional de la atmósfera libre sobre Costa Rica durante eventos de El Niño

LUIS FERNANDO ALVARADO

Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio del Ambiente y Energía,  
San José, Costa Rica

Walter Fernández

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

(Recibido 20 Marzo 2001, aceptado 30 Junio 2001)

### ABSTRACT

In this article the main climatic fluctuations of the free atmosphere over Costa Rica during El Niño events are diagnosed by means of using a composite technique of the anomalies of the meteorological fields. These climatic fluctuations include: (i) the greater warming (cooling) of the air in all the troposphere (stratosphere), (ii) the decrease in atmospheric pressure at the surface, (iii) the greater values of equivalent potential temperature ( $\theta_e$ ) and the greater depth of the convectively unstable layer, (iv) the greater magnitude of the trade winds during the summer and their decrease during winter, (v) a more intense wind shear between winter and summer, (vi) the west (east) phase at the equator is reflected in Costa Rica as an intensification (weakening) of the dominant easterly winds, (vii) the CBO signal shows a spectral maximum in the 27 months period. It is more intense at 30 hPa and disappears completely at 100, where the period of the spectral energy maximum approximately coincides with the cycle of El Niño phenomenon.

### 1. Introducción

En el contexto de la interacción entre el océano y la atmósfera, se considera al fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) como la fuente de variabilidad interanual climática más dominante del Trópico. El ENOS puede describirse como una perturbación o fluctuación -en una escala de tiempo interanual- del estado de equilibrio natural que sostienen mutuamente el Océano Pacífico Tropical (PT) y la atmósfera sobre éste.

En la actualidad el término de *El Niño* se usa para hacer referencia a las transformaciones interanuales que en una escala planetaria experimenta el sistema océano-atmósfera, caracterizado por: (i) el calentamiento anómalo que experimenta toda la franja central y oriental del PT, (ii) las alteraciones de la circulación general y las presiones atmosféricas sobre esa y otras regiones del mundo, (iii) el debilitamiento de los vientos alisios ecuatoriales que fluyen hacia el oeste. También se acostumbra utilizar la expresión “fase cálida del ENOS” para describir el mismo mecanismo y enfatizar así en las

dos componentes del fenómeno, puesto que el término *El Niño* sólo refleja la componente oceánica. Así que el ENOS es un concepto más generalizado y amplio, una de cuyas manifestaciones es lo que se ha denominado como *El Niño*. La otra manifestación del ENOS es la fase fría, para la cual se ha acuñado el término de *La Niña*. A menos que se diga lo contrario y por razones de abreviación, en esta investigación se emplearán las denominaciones de *El Niño* y *La Niña* para identificar a las fases cálidas y frías del ENOS, respectivamente.

Cuantitativamente, las oscilaciones anómalas de la componente oceánica del ENOS se miden por medio de un índice relacionado con la Anomalía de la Temperatura Superficial del Mar (ATSM), donde valores positivos (negativos) de este índice corresponden a temperaturas del océano más altas (bajas) que los promedios de largo plazo, es decir, a un calentamiento (enfriamiento) anómalo. La componente atmosférica se evalúa por medio de las fluctuaciones en las presiones atmosféricas superficiales entre el Pacífico Occidental y el Oriental. Estas fluctuaciones, medidas por medio del Índice de Oscilación

del Sur (IOS), pueden ser negativas o positivas en función del arreglo que tomen las presiones a ambos lados del Pacífico. Durante El Niño (La Niña) la ATSM toma valores positivos (negativos) y el IOS valores negativos (positivos). Una descripción más precisa sobre las características y formulación de estos índices la proporcionan Aceituno (1987), Schnieder y Schonwiese (1989), y Trenberth (1984, 1997).

Hay consenso en que bajo la influencia de El Niño, las Temperaturas Superficiales del Mar (TSM) son anormalmente altas en el Pacífico Tropical y los vientos alisios son débiles. Además de lo anterior se ha encontrado una fuerte correlación entre la aparición de El Niño y las condiciones extremas de lluvia (lluvias intensas o sequías) que se registran a nivel mundial (Ropelewsky y Halper, 1987; Philander, 1990).

Desde el punto de vista climático, la importancia de El Niño en Costa Rica se debe a que se le ha relacionado con períodos muy calientes de la temperatura del aire, como por ejemplo en los años 1982-83 y 1997-98; también se le ha asociado con menos número de temporales del Pacífico, y en general con la alteración espacio-temporal del régimen pluviométrico que ha motivado la mayoría de las sequías o períodos secos que han afectado al occidente del país (Fernández y Ramírez, 1991).

Hasta ahora, las investigaciones que se han realizado bajo el contexto de El Niño no han tenido como objetivo el analizar y cuantificar de una forma integral el impacto de tales eventos fuera de la capa límite sobre Costa Rica. La mayoría de los estudios publicados se han concentrado sobre todo en diagnósticos de parámetros a nivel del suelo y del mar (lluvia, temperaturas, radiación, presión a nivel del mar, brillo solar), otros como Amador y Alfaro (1996) enfocaron su análisis en la atmósfera libre, pero investigando solamente un nivel y una variable (viento en 50 hPa).

Por otro lado, las aisladas hipótesis que se han formulado sobre el cambio que experimentan algunas variables troposféricas no han sido verificadas, cuantificadas y documentadas adecuadamente por medio de la información disponible, son más bien el resultado de apreciaciones cualitativas, de razonamientos físicos indirectos y de casos aislados.

En consecuencia, el objetivo general de esta investigación es estudiar y describir integralmente el comportamiento de la atmósfera libre sobre Costa Rica bajo la influencia del fenómeno de El Niño, con el fin de: (i) lograr una comprensión adecuada de sus efectos sobre algunas variables termodinámicas y de flujo, (ii) cuantificar las desviaciones con respecto a las condiciones climatológicas y (iii) explicar algunos cambios climáticos que acontecen a nivel superficial, especialmente en el régimen de lluvias, de manera que pueda servir de apoyo a la actividad científica del diagnóstico y pronóstico del tiempo.

## 2. Fuentes de Datos y Metodología

Debido a la gran escala espacio-temporal de El Niño y al pequeño tamaño de Costa Rica, es suficiente para el análisis la medición diaria local que realiza la estación aerológica del aeropuerto Juan Santamaría (10°N, 84°12'O, 920 m.s.n.m.), cuyo código de identificación internacional ante la Organización Meteorológica Mundial (OMM) es 78762.

Con ayuda de reanálisis espaciales, también se investigó la influencia del fenómeno en el área del Pacífico Oriental, Golfo de México, Centroamérica y el Mar Caribe (0°-30°N, 100°O-60°O). El reanálisis consistió del ploteo de composiciones (composites) estacionales de los valores y/o las anomalías de las variables de estudio. El promedio de largo plazo de estos reanálisis está basado en el período 1968 - 1996 y los datos están disponibles desde enero de 1958.

Los datos que se utilizarán en esta investigación fueron aportados mayoritariamente por el Instituto Meteorológico Nacional. También se tuvo acceso a los índices de El Niño (IOS, ATSM, Índice Multivariable del ENSO o IME) provenientes del Climate Diagnostic Center (CDC-NOAA-CIRES) y la división de monitoreo climático del Climate Prediction Center (CPC-NOAA) a través de sus sitios en la Internet (<http://www.cdc.noaa.gov>.

<http://nic.fb4.noaa.gov/data/cddb>). Los reanálisis fueron proporcionados por el CDC-NOAA-CIRES y están disponibles en la red Internet (<http://www.cdc.noaa.gov>), donde también se puede consultar información y literatura relacionada con el tema del reanálisis.

Para efecto de los “composites”, durante el período analizado se seleccionaron 10 eventos de El Niño, los cuales se muestran en la tabla siguiente.

Cuadro 1. Lista y características de los eventos de El Niño registrados después de 1950 según Trenberth (1997). (S=Severo, F=Fuerte, MF=Moderado a fuerte, M=Moderado)

Identificación del evento	Inicio	Final	Duración	Intensidad
1953	Marzo	Noviembre	9	M
1957 – 1958	Abril	Junio	15	F
1963 – 1964	Junio	Febrero	9	M
1965 – 1966	Mayo	Junio	14	MF
1972 – 1973	Abril	Marzo	12	F
1976 – 1977	Agosto	Marzo	8	M
1977 – 1978	Julio	Enero	7	M
1982 – 1983	Abril	Julio	16	S
1986 – 1988	Agosto	Febrero	19	M
1991 – 1992	Marzo	Julio	17	MF
1993	Febrero	Setiembre	8	M
1994 – 1995	Junio	Marzo	10	M
1997 – 1998	Abril	Abril	13	S

Debido a que en Costa Rica la información aerológica se inició en 1972, los eventos de El Niño que se estudiarán en los análisis locales son los de 1972 y posteriores. Para los datos de lluvia y temperaturas superficiales, así como para los reanálisis espaciales, se contemplaron todos los eventos mencionados.

Las variables flujo-termodinámicas que se estudiaron son las siguientes: presión o geopotencial, temperatura, temperatura potencial, temperatura potencial equivalente, temperatura potencial equivalente de saturación, razón de mezcla, humedad relativa, boyantez convectiva, estabilidad condicional, estabilidad potencial o convectiva, componentes zonal y meridional del viento y la cortante vertical.

Para identificar los eventos de El Niño que se utilizaron en este estudio se optó por seleccionar las clasificaciones planteadas por Quinn y Neal (1992) y Trenberth (1997), cuyas metodologías y resultados no sólo permiten conocer el inicio, fin y duración de los eventos de El Niño, sino también la intensidad de los mismos.

Los datos flujo-termodinámicos son producto de mediciones directas del globo-sonda, i.e. temperatura, magnitud del viento, etc., y cálculos indirectos -utilizando ecuaciones- para algunas variables, i.e. temperatura potencial equivalente.

Ninguna corrección por errores de cálculo u observación fue aplicada a las series de tiempo. La cantidad de datos faltantes fue pequeña, siendo suplidos por estimaciones temporales hacia atrás o adelante (Alfaro y Amador, 1996). Tal como se citó antes, no hubo disponibilidad de datos aerológicos locales en el período de octubre de 1989 a abril de 1992 por diferentes motivos (radiosondeos agotados, problemas de personal, pérdida de información). Sin embargo, se lograron recuperar muchos meses y días de esos años por medio de la base de datos del proyecto CARDS (Comprehensive Aerological Reference Data Set) del NCDC-NOAA. Lamentablemente, esa información no pudo ser integrada a esta tesis debido a que se obtuvo muy tarde, pues los cálculos climatológicos ya se habían efectuado.

Por simplicidad se acostumbra aludir a un evento de El Niño con el o los años en que se registró (e.g. El Niño 1986-87), sin embargo se ha señalado que esta notación puede ocasionar errores de asociación entre las variables y el período en que realmente se desarrolló el fenómeno (Mora, 1988). Así, cuando se alude a El Niño de 1982-83, no implica que el evento se inició exactamente en enero de 1982 y finalizó en diciembre de 1983. Para evitar caer en este tipo de confusiones, en esta investigación se seleccionaron sólo aquellos meses o estaciones (invierno o verano) que coincidieron con los eventos de El Niño. Definiciones de la intensidad, duración y de los periodos de esos eventos durante este siglo han sido documentadas y estudiadas por Quinn y Neal (1992), Trenberth (1997) y Mora (1998). El Cuadro 1 muestra los meses seleccionados en esta investigación,

donde se descartaron algunos eventos de débil intensidad (e.g., 1968-1970, 1979-1980) debido a que no son reconocidos como eventos de El Niño en otras clasificaciones (van Loon y Shea, 1985; Quinn *et al*, 1987; Mora, 1998).

Rasmusson y Carpenter (1982) apoyan los “composites” porque son una alternativa atractiva para el estudio de un tipo de evento específico, pero advierten que los resultados deben de interpretarse con cuidado, porque solo así los compuestos resultan ser una poderosa herramienta para descubrir aquellas características comunes a un número de casos individuales.

### 3. Temperatura

En la zona tropical de América existe una alta correlación positiva entre la ocurrencia de El Niño y el calentamiento anormal del aire. El aumento de la temperatura se origina del exceso de calor sensible que experimenta el océano Pacífico Ecuatorial durante los episodios de El Niño. La energía liberada por este calentamiento es transferida y distribuida a la atmósfera circundante por medio de procesos físicos como la conducción, la convección y la advección. La Figura 1, que es un reanálisis constituido por la composición de las anomalías de la temperatura del aire de los eventos de El Niño considerados en este estudio, pone en evidencia - como ya es bien conocido- que la fuente de este calentamiento se localiza en el Pacífico Ecuatorial, y cuyos límites o efectos directos se extienden hasta las costas occidentales de Centroamérica. Nótese que, a diferencia del Pacífico, en las costas caribeñas no se registran anomalías significativas.

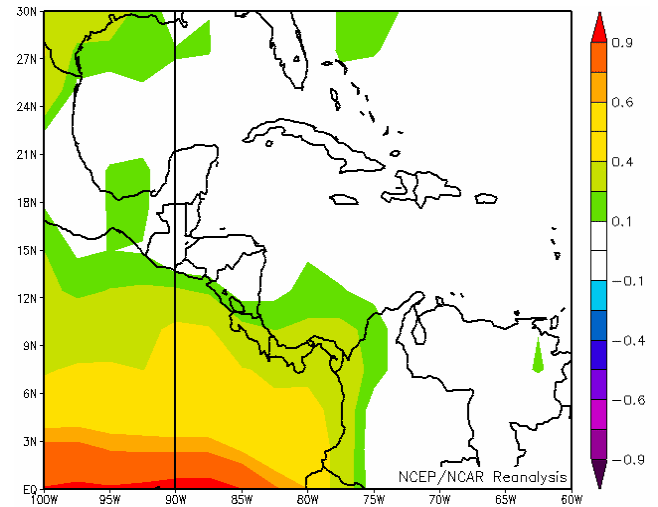


Figura 1. Reanálisis de la anomalía media de la temperatura (°C) en superficie durante los veranos de eventos de El Niño. Suministrada por Climatic Diagnostic Center (CDC/CIRES-NOAA).

En Costa Rica se han aportado pruebas de dicho calentamiento, principalmente en superficie (Zárate, 1990; Fernández y Ramírez, 1991; Alfaro y Amador, 1996, 1997). Estos estudios determinaron que las fluctuaciones de las temperaturas medias asociadas con El Niño son del orden de 0.5-1°C mayor que lo normal. Coherente con el aumento de las temperaturas medias mensuales, las temperaturas máximas también registran los valores más altos durante eventos de El Niño. De acuerdo con el Cuadro 2 y la Figura 2, en Alajuela (estación 78762, ubicada en el centro del país) las temperaturas máximas medias más altas se presentaron durante eventos de El Niño. Cabe mencionar que el efecto del fenómeno también se manifestó en los valores diarios, pues las temperaturas máximas absolutas se registraron por lo general durante esos eventos. Según lo demuestra el Cuadro 3, el evento de 1997-1998 fue un caso muy especial, ya que la mayoría de los récords establecidos con anterioridad fueron superados durante ese episodio. En este mismo evento se observó □según los registros diarios de temperaturas del Instituto Meteorológico Nacional de Costa Rica- que las anomalías mensuales de las temperaturas máximas alcanzaron valores de hasta 5 °C en el noroeste de Costa Rica. De hecho, se puede afirmar que en Costa Rica el invierno y primavera boreal de 1998 han sido los más calientes desde que se tienen registros históricos. Esta conclusión coincide con un anuncio de la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1998), que declaran que en 1997 se produjeron en la superficie de la Tierra las temperaturas medias del aire más altas desde 1860. Según esa publicación, El Niño fue uno de los principales factores que contribuyeron con el calentamiento récord. Por otro lado, el National Climatic Data Center (NCDC, 1999) de la NOAA, concluyó que las temperaturas mundiales en 1998 fueron aún más calientes que las de 1997, superando el récord registrado en ese año, y asociaron también el calentamiento con el fenómeno de El Niño. De modo que a nivel mundial, 1998 se convirtió en

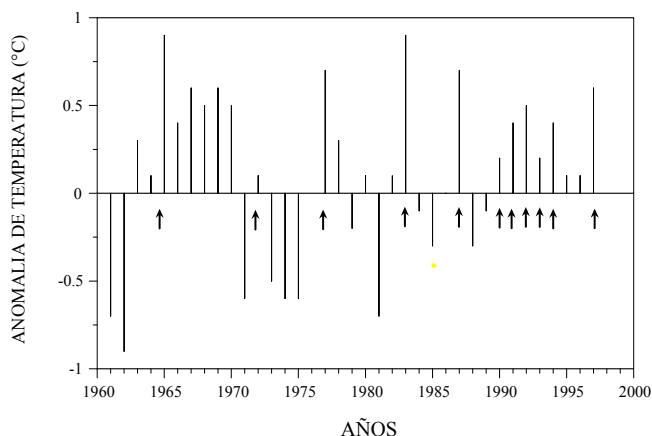


Figura 2. Variación interanual de la anomalía de la temperatura máxima en superficie en Alajuela (78762). Las flechas señalan los eventos de El Niño.

Cuadro 2. Temperaturas máximas en superficie (media anual) y las respectivas anomalías en Alajuela (78762) y Limón (78767). Período 1965-97. Los años de El Niño aparecen señalados con una sombra.

AÑO	ESTACIÓN			
	ALAJUELA		LIMÓN	
	T <sub>max</sub>	Anomalía	T <sub>max</sub>	anomalía
1965	28.8	0.9	30.5	0.5
1966	28.4	0.4	31.4	1.3
1967	28.6	0.6	31.6	1.5
1968	28.5	0.5	31.1	1.0
1969	28.6	0.6	31.4	1.4
1970	28.5	0.5	29.8	-0.2
1971	27.4	-0.6	29.8	-0.3
1972	28.1	0.1	29.9	-0.1
1973	27.5	-0.5	30.7	0.7
1974	27.4	-0.6	30.3	0.3
1975	27.4	-0.6	30.4	0.3
1976	28.0	-0.0	30.2	0.1
1977	28.7	0.7	30.0	-0.1
1978	28.3	0.3	30.6	0.5
1979	27.8	-0.2	30.4	0.3
1980	28.0	0.1	30.4	0.3
1981	27.3	-0.7	30.4	0.4
1982	28.1	0.1	30.9	0.8
1983	28.9	0.9	31.0	1.0
1984	27.9	-0.1	30.5	0.4
1985	27.7	-0.3	29.6	-0.4
1986	28.0	-0.0	28.9	-1.1
1987	28.6	0.7	29.5	-0.6
1988	27.7	-0.3	29.4	-0.6
1989	27.9	-0.1	29.1	-1.0
1990	28.2	0.2	29.3	-0.8
1991	28.4	0.4	29.1	-1.0
1992	28.5	0.5	29.6	-0.5
1993	28.2	0.2	29.4	-0.4
1994	28.4	0.4	29.0	-0.8
1995	28.1	0.1	29.7	-0.2
1996	28.1	0.1	29.1	-0.8
1997	28.6	0.6	29.3	-0.7

el año más caliente desde 1860 (WMO, 1999).

Las variaciones interanuales y mensuales (Figuras 3 y 4) de las temperaturas en la costa del Caribe no manifiestan un aumento tan definido como en el Pacífico, más bien hay evidencias de un enfriamiento durante los años de El Niño. Nótese que en la serie de tiempo de la estación de Limón (Figura 3, Cuadro 2), localizada en la costa del Caribe, únicamente en los eventos de 1965 y 1983 se registra un aumento de las temperaturas, los cuales son poco significativos si se les compara con el calentamiento del año 1967 que no fue un año de El Niño; el resto de los eventos produjeron un marcado enfriamiento, particularmente después de 1990. La Figura 1 insinúa también este comportamiento, pues nótese que en todo el Caribe no hay señal de un calentamiento tan definido como en el Pacífico. El aumento de las temperaturas en las planicies occidentales del país puede atribuirse a dos factores, el primero asociado con el calentamiento del aire ligado directamente a El Niño, y el

segundo por efecto de la compresión adiabática generado por el intenso viento alisio al descender a sotavento (efecto conocido como Föhn). Por lo tanto en concordancia con las conclusiones de Zárata (1990), Alfaro y Amador (1997), el calentamiento asociado con El Niño tiene una señal más fuerte en el lado occidental del país (Vertiente del Pacífico), mientras que es menos evidente o no existe en la costa del Caribe.

Debido a los procesos físicos de transferencia de calor mencionados anteriormente, es de esperar que también se registren anomalías de temperatura en los niveles isobáricos más cercanos a la superficie, es decir, en la troposfera baja. La Figura 5 corrobora esta aseveración en el nivel de 850 hPa, donde el calentamiento es más amplio que en superficie y se extiende a todo Centroamérica y el Caribe Occidental. El máximo

calentamiento en el nivel de superficie se localizó en el ecuador (Figura 1), sin embargo en 850 hPa este máximo se encuentra desplazado más hacia el norte, específicamente sobre Panamá y Costa Rica.

En Costa Rica, la variación interanual de la temperatura media para el mes de julio en 850 hPa (Figura 6) muestra picos máximos que coinciden con los eventos de El Niño. El máximo calentamiento observado desde que empezaron los radiosondeos en 1972 sucedió en el episodio de 1997, el cual registró una anomalía de +1.6 °C. Para efectos de evaluar la intensidad de un determinado fenómeno en la atmósfera de Costa Rica, ese

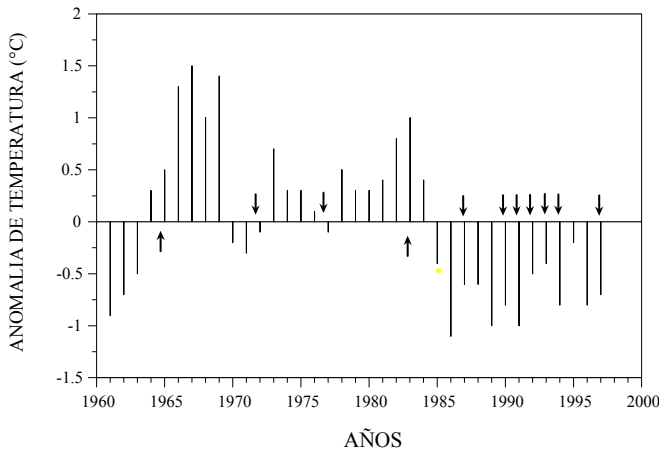


Figura 3. Variación interanual de la anomalía de la temperatura máxima en superficie en Limón (78767). Las flechas denotan eventos de El Niño.

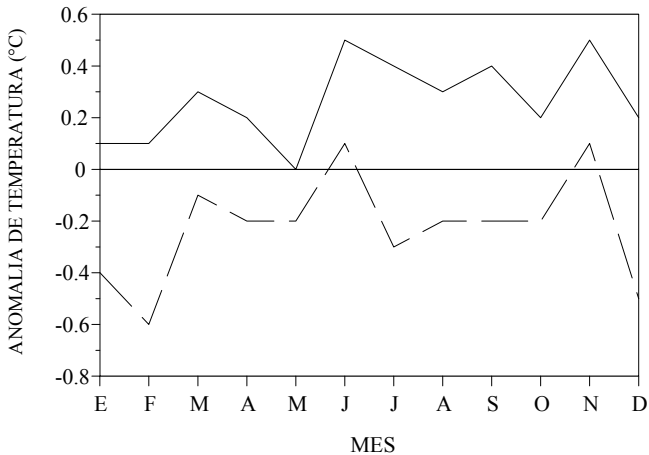


Figura 4. Variación mensual de la anomalía de la temperatura máxima en superficie durante eventos de El Niño. San José (línea continua) y Limón (línea a trazos).

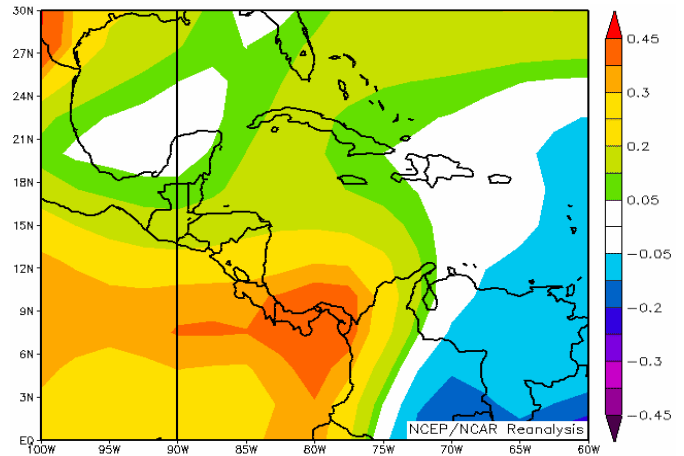


Figura 5. Reanálisis de la anomalía media de la temperatura (°C) en 850 hPa durante los veranos de eventos de El Niño. (Suministrada por CDC)

valor de anomalía se puede utilizar como referencia. No obstante, este criterio debería de usarse con prudencia, pues no siempre la intensidad propia del fenómeno (medida por índices como el IOS, ATSM o el IME) se reflejará de igual forma en las temperaturas del aire. Un ejemplo de esto fueron los eventos de 1983 y 1987 -según el índice IME (Figura 7)- las temperaturas del aire que se midieron en el país fueron mayores durante el evento de 1987 (Figura 6). El caso de El Niño de 1997-98, considerado el segundo evento más intenso de este siglo (Wolter, 1999; Figura 7), tuvo un impacto en las temperaturas del aire acorde con la intensidad del fenómeno.

La Figura 6 también permite apreciar que en el verano de 1979 se registró un aumento de la temperatura comparable en magnitud con aquellos mostrados por años de El Niño como el de 1976. Según lo ilustra la Figura 7, el índice de la intensidad del ENOS indica que entre 1979 y 1980 se produjo un débil episodio cálido. Sin embargo, de acuerdo con Trenberth (1997) el evento de ese período se inició más tarde, en el otoño de 1979. Por lo tanto, este

ejemplo muestra claramente que los eventos de El Niño son por lo general los responsables  $\square$  pero no los únicos del calentamiento que experimenta de vez en cuando la atmósfera. El caso particular del calentamiento registrado en el verano de 1979 no se debió a El Niño, sino a un evento meteorológico aún no determinado. De todas formas, parece razonablemente claro que las grandes variaciones interanuales de las temperaturas en la troposfera baja están asociadas con -pero no siempre causadas por- las anomalías positivas de la temperatura del mar (TSM) originadas por El Niño. No obstante, hasta ahora, según se deriva de la Figura 6, es evidente que las anomalías positivas de más de un grado Celsius en las temperaturas medias de la troposfera baja se presentan solo durante eventos de El Niño.

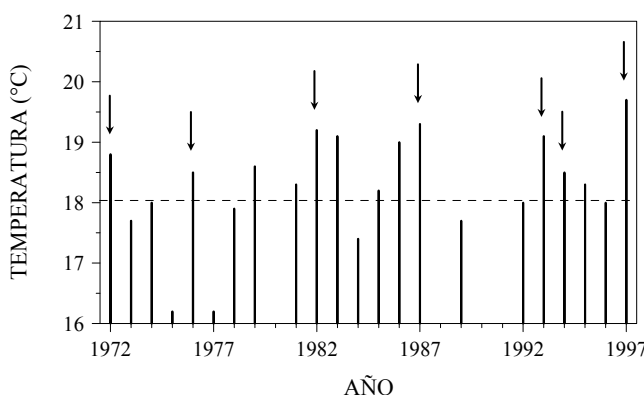


Figura 6. Variación interanual de la temperatura en 850 hPa para el mes de julio en la estación aerológica 78762 (Alajuela). Las flechas señalan eventos de El Niño. La línea punteada representa el valor promedio de largo plazo

El conocimiento del comportamiento de las temperaturas en la troposfera media y alta había sido hasta ahora un tema omitido en los estudios locales sobre Costa Rica, sin embargo, investigaciones a nivel tropical habían concluido que el calentamiento anómalo no sólo se limitaba a los niveles bajos de la troposfera, sino que

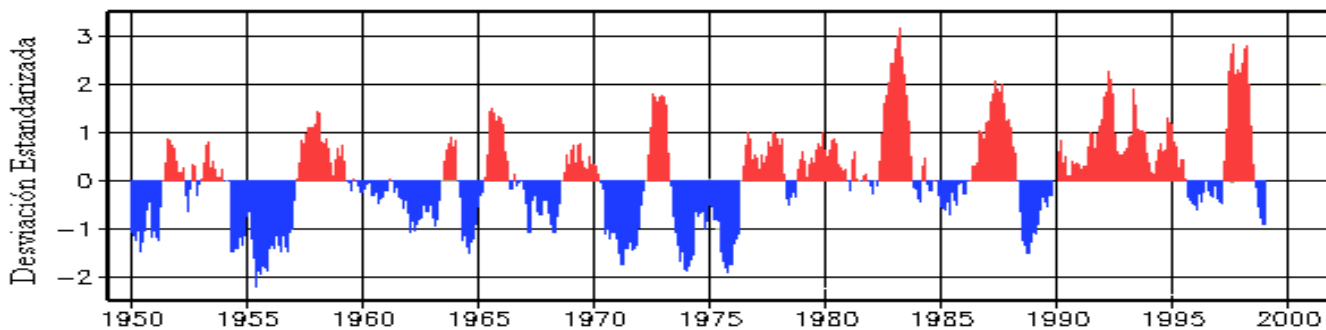


Figura 7. Variación interanual del índice multivariable del ENSO (IME). Los valores positivos corresponden a la fase de El Niño y los valores negativos a la fase de La Niña. (Suministrado por CDC y disponible en <http://www.cdc.noaa.gov/~kew/MEI/mei.html>)

lograba extenderse en menor magnitud al resto de la troposfera (van Loon y Labitzke, 1987; Aceituno, 1989). Efectivamente, según se observa en la composición de eventos de El Niño de la Figura 8, persisten anomalías positivas en la troposfera media sobre el Pacífico Ecuatorial, menos significativas sobre Costa Rica y de signo opuesto al norte del paralelo 15°N.

En Costa Rica la variación interanual de las temperaturas en 500 hPa (Figura 9) sigue un comportamiento similar al de la troposfera baja, aunque en este caso es mayor el número de años no-Niños que muestran temperaturas más calientes que lo normal, señal de que el fenómeno tiene menor influencia en dichos niveles y que la variabilidad es mayor. A pesar de ello sigue teniendo vigencia la conclusión de que las anomalías

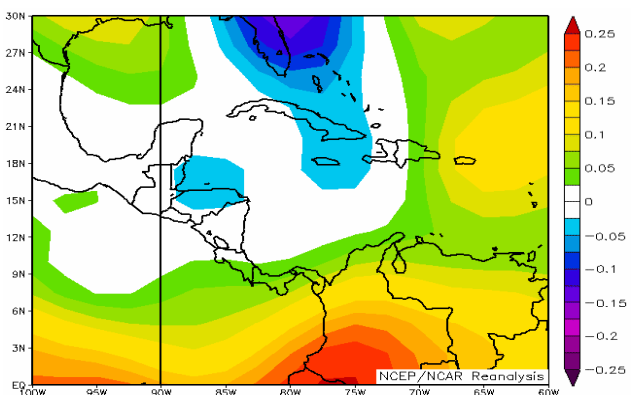


Figura 8. Reanálisis de la anomalía media de la temperatura (°C) en 500 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

más altas (positivas o negativas) de las temperaturas medias interanuales suceden durante eventos extremos del ENOS, tal como el evento cálido de 1983 y el evento frío de 1975, que representan las mayores anomalías de la serie de tiempo.

Las temperaturas anormalmente altas del año 1979 (no-El Niño) llaman mucho la atención, debido a que también en la troposfera media presenta un calentamiento

mayor que el manifestado por la mayoría de los años de El Niño, con excepción de 1983 y 1997 (Figura 9). Este comportamiento es muy similar, pero mejor definido, que el observado en la troposfera baja. Por lo tanto vale la pena indagar, por medio de un estudio posterior, las causas

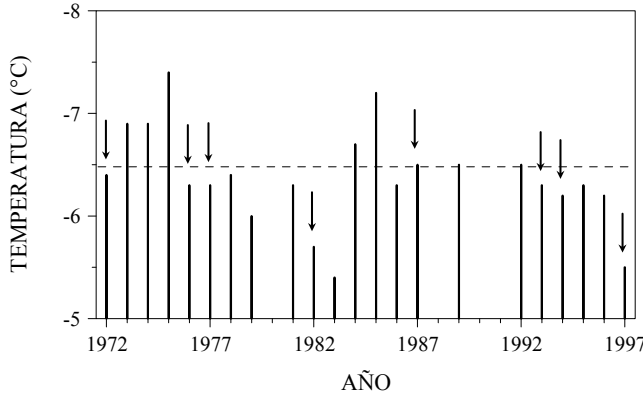


Figura 9. Variación interanual de la temperatura en 500 hPa para el mes de julio en la estación 78762 (Alajuela). La línea punteada representa la temperatura media de largo plazo. Las temperaturas relativamente más calientes están por debajo de esa línea. Las flechas señalan eventos de El Niño.

que motivaron el singular aumento de las temperaturas durante 1979.

El comportamiento regional y la variación interanual de la temperatura en la troposfera alta (Figuras 10 y 11) no se diferencian mucho del mostrado en niveles medios. Nótese que localmente en Costa Rica los años más calientes fueron 1983 y 1997 (Figura 11), mientras que las temperaturas más bajas se produjeron entre 1974 y 1975, lo cual pone de manifiesto la fuerte intensidad de los eventos ENOS de esos años. Nótese que persiste la singularidad en 1979, de hecho, según las Figuras 9 y 11, fue el año más caliente de esa década y el tercero más caliente de toda la serie en la troposfera superior. A nivel regional (Figura 10) el calentamiento asociado con el

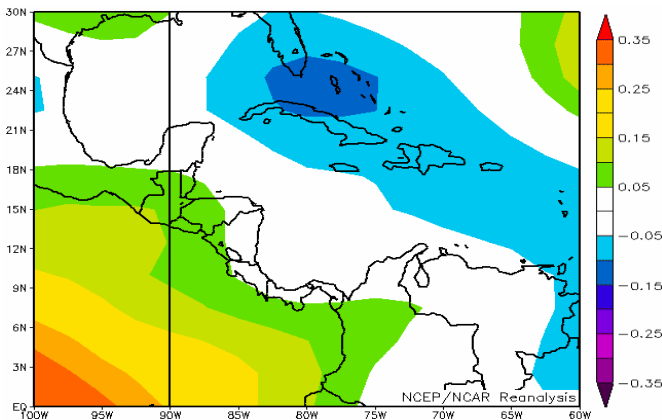


Figura 10. Reanálisis de la anomalía media de la temperatura (°C) en el nivel de 250 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

fenómeno se manifiesta en todo el Pacífico Centroamericano, mientras que en el Caribe hay un notorio enfriamiento.

Una consecuencia natural del calentamiento que sufre toda la troposfera durante eventos de El Niño es la expansión térmica del aire, la cual conduce al aumento de las altitudes de los niveles isobáricos y del nivel de la tropopausa. Con respecto a este último factor, Reid y Gage (1985) y Reid *et al.* (1989) encontraron un anormal aumento de la temperatura potencial y la altura de la tropopausa tropical durante el evento de El Niño de 1982-

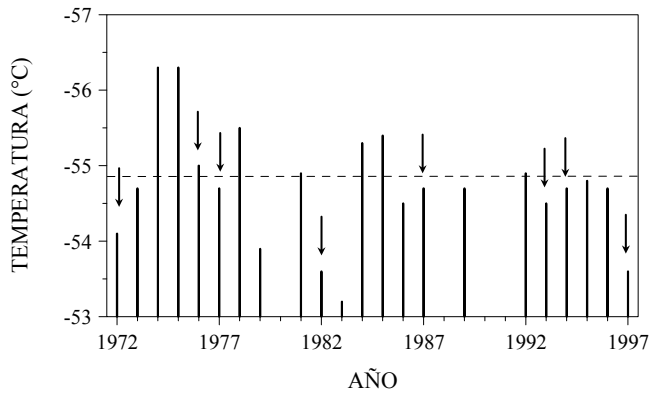


Figura 11. Variación interanual de la temperatura en 250 hPa para el mes de julio en la estación 78762 (Alajuela). Las flechas denotan eventos de El Niño.

1983. Los resultados de esa investigación mostraron una anomalía positiva relativamente pequeña en la altura del nivel de la tropopausa (+400 m), mientras que la anomalía de la temperatura potencial fue considerablemente alta (+13°C). Dicho calentamiento logró expandirse, en menor magnitud, hasta los 18 km de altura (~80 hPa). Esto es una prueba de que la convección en episodios fuertes de El Niño (como el de 1982-83) tiende a adveccionar calor latente y sensible más allá de los límites de la tropopausa, lo cual es reflejo también del mayor poder de penetración que adquieren los brazos ascendentes de las celdas de Hadley y Walker.

En el presente estudio no fue posible verificar las anteriores conclusiones debido a que en Costa Rica no se lleva un registro de la altura de la tropopausa, por lo cual sería conveniente y recomendable que se tomaran acciones para que se establezca de inmediato una base de datos para esta importante variable. Pese a esto, se analizó el comportamiento de las temperaturas en la estratosfera baja con el fin de verificar algunos estudios regionales y examinar si el límite del calentamiento anómalo asociado con El Niño se extiende también a la estratosfera baja. Algunas investigaciones sobre el tema de la influencia del ENOS en la estratosfera baja ecuatorial (Horel y Wallace, 1981; van Loon *et al.*, 1982; van Loon y Labitzke, 1987; Gray *et al.*, 1992), establecieron que por lo general las fases cálidas (frías) en el Océano Pacífico coinciden con

condiciones más frías (calientes) en la estratosfera baja, particularmente entre 30 y 50 hPa, donde la señal de este enfriamiento es más fuerte.

Las anomalías regionales de la temperatura en el nivel de 50 hPa se pueden apreciar en la Figura 12. Nótese que, efectivamente, en el ecuador se produce un notorio enfriamiento, mientras que en la latitud de Costa Rica prevalece un régimen de transición hacia temperaturas más cálidas.

Los datos aerológicos locales exhibieron en promedio anomalías negativas de las temperaturas en el nivel de 50 hPa. Sin embargo, la variabilidad y desviación estándar en este nivel son grandes, debido a que hubo años no-Niños que también manifestaron la misma característica (Figura 13), incluso los eventos cálidos de 1976 y 1982 mostraron anomalías positivas.

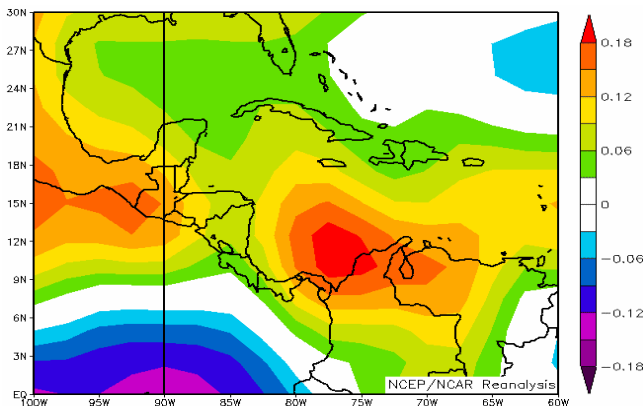


Figura 12. Reanálisis de la anomalía media de la temperatura (°C) en 50 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

Otra muestra de la falta de consistencia y variabilidad es que aún entre eventos de fuerte intensidad - como los de 1982 y 1997- se presentó un comportamiento inverso de las temperaturas. Los mismos resultados se

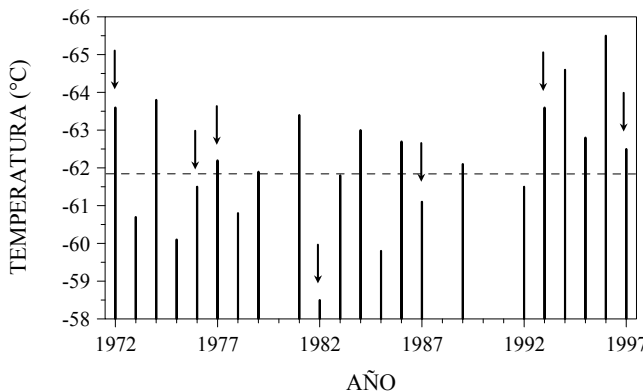


Figura 13. Variación interanual de la temperatura en 50 hPa para el mes de julio en la estación 78762 (Alajuela). Las flechas señalan eventos de El Niño. La línea horizontal a trazos representa el promedio histórico de toda la serie. Valores por debajo de esta línea implican un calentamiento.

obtuvieron al analizar otros niveles de la estratosfera baja (no hay figura). Lo anterior demuestra que no hay una influencia muy definida de El Niño en las temperaturas de la estratosfera de Costa Rica.

Por lo tanto, las altas correlaciones encontradas en el ecuador entre las anomalías negativas de la temperatura y El Niño deben de ser más débiles o incluso hasta de signo contrario en las zonas tropicales tal como lo refleja el calentamiento al norte del paralelo 10°N (Figura 12). Este criterio es apoyado por Dukerton y Delisi (1985), quienes demostraron la existencia de una diferencia de fase (de hasta 180°) entre las anomalías de las temperaturas cerca del ecuador y las de latitudes entre 10° y 20° fuera del ecuador. Consecuentemente según ese estudio- un enfriamiento en latitudes ecuatoriales puede coincidir con un ligero calentamiento en latitudes mayores a 10°. Quizá por esta razón Costa Rica, ubicada en promedio en el paralelo 10°N, no muestra un patrón definido sino más bien un régimen de transición de un modo al otro.

A manera de resumen se presenta en la Figura 14 el corte vertical de la anomalía de la temperatura potencial equivalente de saturación (proporcional a la temperatura) durante el evento compuesto de El Niño. Obsérvese que el calentamiento domina en toda la troposfera, con las mayores (menores) anomalías en el nivel de superficie (tropopausa); en tanto la estratosfera baja se caracteriza por condiciones medias más frías que las normales, particularmente entre 30 y 50 hPa. Es muy evidente que las anomalías se atenúan gradualmente conforme aumenta la altura sobre la superficie, incluso se produce un cambio de signo (enfriamiento) en la estratosfera.

Debido a la escala vertical utilizada en la Figura 14, no se logra apreciar bien que la curva de la anomalía corta al eje vertical ( $\theta_{es}$ ) en un punto por encima del nivel de

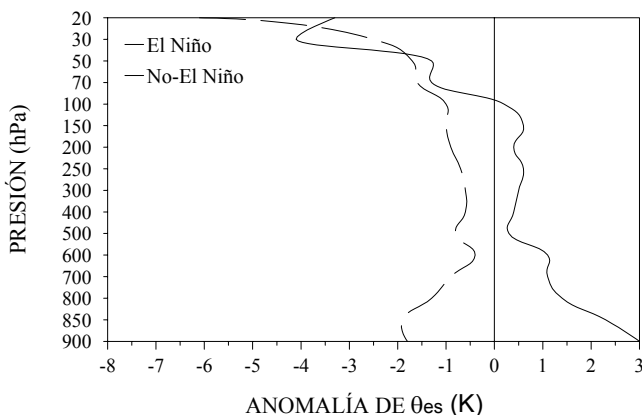


Figura 14. Corte vertical de la anomalía de la temperatura potencial equivalente de saturación ( $\theta_{es}$ ) para el mes de julio de eventos de El Niño (estación 78762, Alajuela). La curva de  $\theta_{es}$  es proporcional a la temperatura. Para efectos de comparación se incluye la curva media de los casos en que no hubo episodios de El Niño.



100 hPa (nivel medio de la tropopausa), lo que significa que parte del calentamiento que domina en la troposfera se extiende a los niveles inferiores de la estratosfera baja.

#### 4. Presión y geopotencial

Las variaciones de los geopotenciales ( $Z$ ) en la troposfera baja están estrechamente relacionadas con el comportamiento de las presiones atmosféricas en superficie, es decir, disminuciones (aumentos) de los geopotenciales están en fase con comportamientos similares de las presiones. Por el contrario, en la troposfera media y alta las variaciones de los geopotenciales son altamente barotrópicas, es decir, la onda de temperatura está en fase con la onda de presión, de ahí que un aumento (disminución) de los geopotenciales se refleje de igual forma en las temperaturas. En este sentido las observaciones y estudios teóricos (Horel y Wallace, 1981) determinaron una fuerte correlación entre las alturas del nivel de 200 hPa ( $Z_{200}$ ) y las temperaturas en toda la columna troposférica.

Según este contexto, las conexiones bien establecidas entre las anomalías positivas de la altura del nivel de 200 hPa y los eventos de El Niño son consecuentes con el calentamiento que afecta al Pacífico Tropical y Centroamérica en toda la columna troposférica (Aceituno, 1989; Horel y Wallace, 1981). La Figura 15 muestra el incremento de  $Z_{200}$  que se produce en toda la región durante un hipotético y típico evento de El Niño. Nótese que tales anomalías son parte de un núcleo más intenso localizado en el océano Pacífico. A nivel local los datos aerológicos indicaron anomalías positivas medias del orden de 20 mgp.

Según la Figura 16, en la troposfera media ( $Z_{500}$ ) predomina un patrón de relativa normalidad en casi todo el dominio, muy parecido al de la temperatura (Figura 8), con una ligera desviación negativa en el extremo norte de Centroamérica. Los datos locales del país muestran concordancia con ese análisis, puesto que hubo una

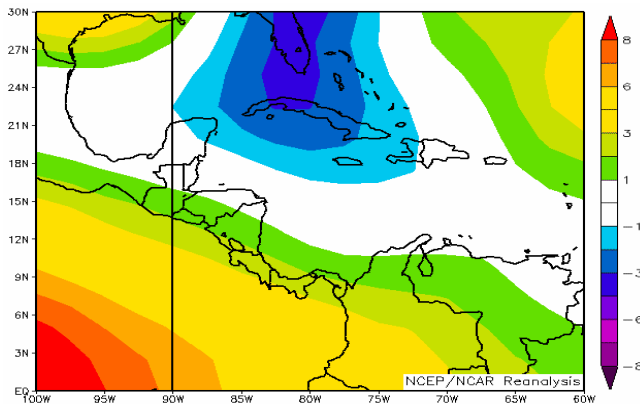


Figura 15. Reanálisis de la anomalía media de la altura geopotencial (mgp) de 200 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

pequeña anomalía positiva de aproximadamente 5 mgp.

Todo lo anterior pone de manifiesto que efectivamente el aumento generalizado de la temperatura en la troposfera, durante los eventos de El Niño, se advierte también en el incremento de las alturas geopotenciales de los niveles de 200 y 500 hPa. Los valores bajos de estas anomalías no significan que los efectos de El Niño sobre esta variable sean poco significativos, sino que deben de ser interpretados en

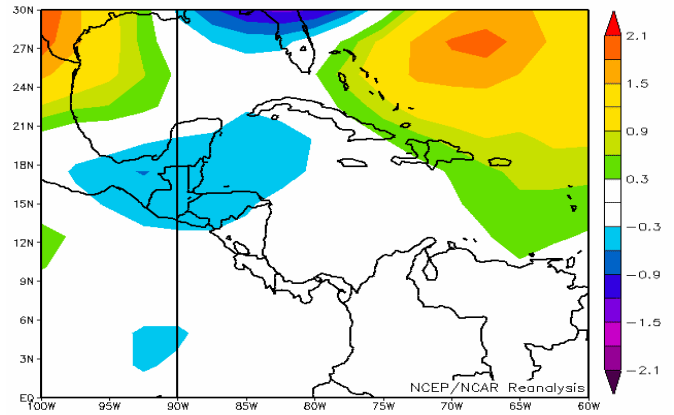


Figura 16. Reanálisis de la anomalía media de la altura geopotencial (mgp) de 500 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

términos porcentuales o relativos, dado que la oscilación o variabilidad natural (en escalas de tiempo mensual, estacional o anual) de la serie de datos es también muy pequeña.

En la troposfera baja, por el contrario, la señal tiende a invertirse, particularmente al sur del paralelo 15°N, pues prevalecen anomalías negativas en casi todo el dominio analizado (Figura 17). Esta configuración ubica a nuestro país dentro de un área de fuertes gradientes béricos. En 850 hPa, la anomalía media mensual medida localmente por los radiosondeos durante el evento compuesto de El Niño es del orden de -2 mgp.

Según lo mencionado anteriormente, la disminución del geopotencial en niveles bajos es el reflejo de presiones atmosféricas más bajas que lo normal en superficie. Consistente con este resultado, Aceituno (1988) reportó correlaciones positivas entre el IOS, las presiones en superficie y los geopotenciales en 850 hPa en el área tropical de América. Igualmente otros estudios confirman estas apreciaciones, señalando que cuando las ATSM del Pacífico Ecuatorial son positivas o cuando el IOS presenta valores negativos, las presiones a nivel del mar son más bajas en el Caribe Occidental y el Golfo de México (Hastenrath, 1976, 1978; Covey y Hastenrath, 1978; Wolter, 1987). Esto significa que durante El Niño (caracterizado por valores negativos del IOS) las presiones atmosféricas son más bajas que lo normal, no solo en todo el sector oriental del Pacífico Ecuatorial, sino también en

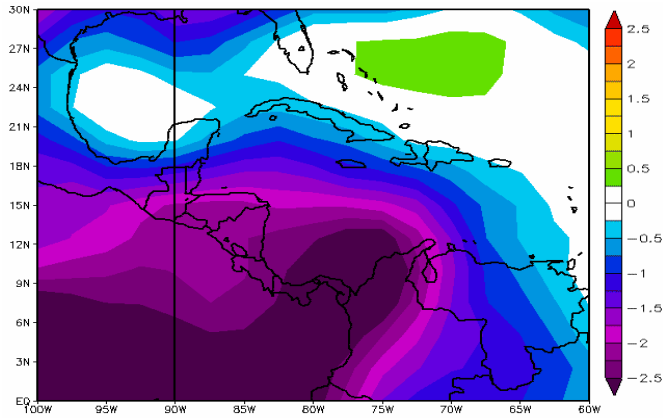


Figura 17. Reanálisis de la anomalía media de la altura geopotencial (mvp) de 850 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

Centroamérica y el suroeste del Mar Caribe (Figura 18). Amador y Alfaro (1996) analizaron las presiones atmosféricas en Costa Rica durante varios eventos de El Niño, detectando un gradiente de presión dirigido de la costa del Caribe a la Pacífica, y afirmaron que dicha condición podría deberse a una disminución general de la presión en el lado Pacífico del país o a un aumento de la presión en el Atlántico o a ambos factores simultáneamente. La primera opción es la más probable según lo acusa la Figura 18 y las investigaciones de Aceituno (1988), quien demostró, por medio de correlaciones, la existencia de un patrón muy bien definido de presiones anómalamente bajas en el Pacífico durante las fases negativas del IOS, particularmente a la altura del verano e invierno boreal, o sea, en julio-agosto y noviembre-diciembre, respectivamente.

**5. Humedad**

Betts (1974) propuso una manera de medir el grado

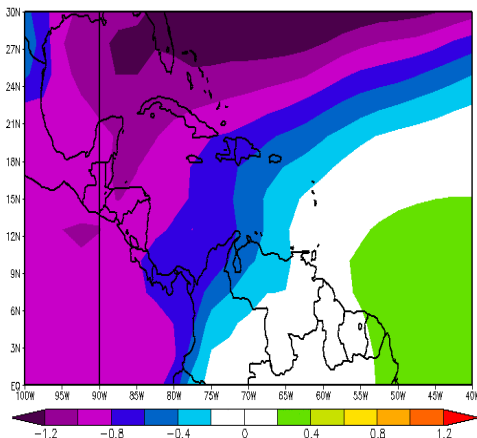
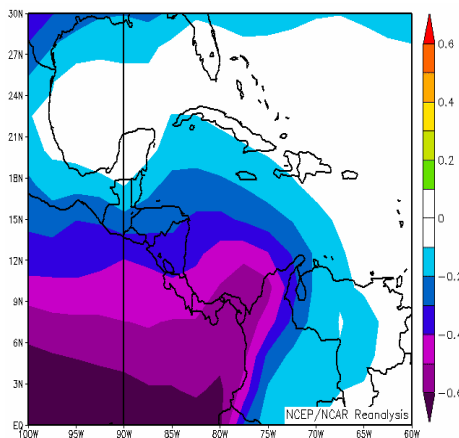


Figura 18. Reanálisis de la anomalía media de la presión atmosférica (hPa) al nivel del mar durante los inviernos y veranos de eventos de El Niño (CDC). Presiones anómalamente bajas imperan en el Océano Pacífico, Centroamérica y el Mar Caribe.

de saturación o humedecimiento del aire que resulta conveniente para este estudio. El método se basa en la diferencia entre la temperatura potencial equivalente de saturación y la temperatura potencial equivalente ( $\theta_{es} - \theta_e$ ). El tratamiento de esta variable es el mismo que el de la depresión del punto de rocío ( $\Delta d$ ), es decir, cuanto menor sea la diferencia entre temperaturas, mayor será el grado de saturación del aire. No obstante, hay que tener cuidado al manipular este índice y no malinterpretar los resultados, particularmente en la troposfera alta, donde el método no se ajusta al esquema mencionado, ya que a diferencia del comportamiento vertical de la depresión del punto de rocío, el comportamiento de este índice ( $\theta_{es} - \theta_e$ ) siempre muestra valores muy bajos en esos niveles, lo cual no es consecuencia del mayor grado de humedad, sino más bien de la forma en que están definidas las ecuaciones de  $\theta_{es}$  y  $\theta_e$ , las cuales adquieren, bajo presiones y contenidos de humedad muy bajos, los mismos valores, que es la condición que impera normalmente en la troposfera alta. La utilidad de este método se advierte mejor cuando se le compara simultáneamente con eventos de la misma o diferente naturaleza.

La Figura 19 muestra el comportamiento en la vertical del grado de humedecimiento durante el mes de julio del compuesto de eventos de El Niño y el de la climatología. Se observa que ambos escenarios conservan la misma estructura vertical, sin embargo, nótese que entre el nivel de superficie y 650 hPa el perfil de El Niño manifiesta valores más altos que el de la climatología, lo que significa que el grado de humedad durante El Niño disminuye con respecto a lo normal en toda la troposfera baja. Al comparar nivel por nivel ambas curvas se evidencia que el aire debajo de 850 hPa es el que experimenta la mayor falta de humedad. En la troposfera media el comportamiento se invierte dado que las condiciones tienden más bien a humedecerse.

El resultado anterior se refleja mejor al analizar



directamente el comportamiento de la humedad relativa (Figura 20), la cual es consistente con el resultado anterior, puesto que prevalecen anomalías negativas (positivas) debajo (encima) de 750 hPa. En la troposfera baja el nivel de superficie es el que experimenta la mayor disminución de la humedad (del orden de 4% con respecto a lo normal), en tanto en la troposfera media el incremento

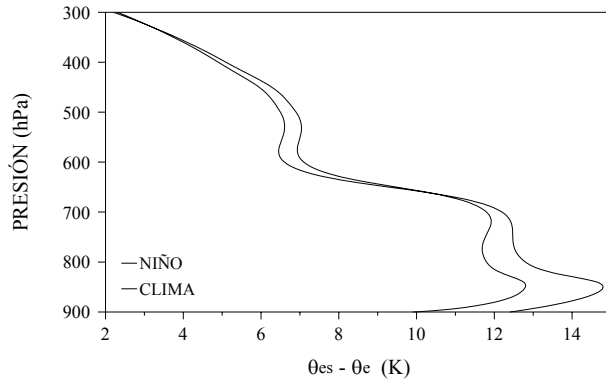


Figura 19. Corte vertical de la diferencia entre la temperatura potencial equivalente de saturación y la temperatura potencial equivalente (índice de humedecimiento) durante eventos de El Niño (mes de julio). Estación 78762 (Alajuela).

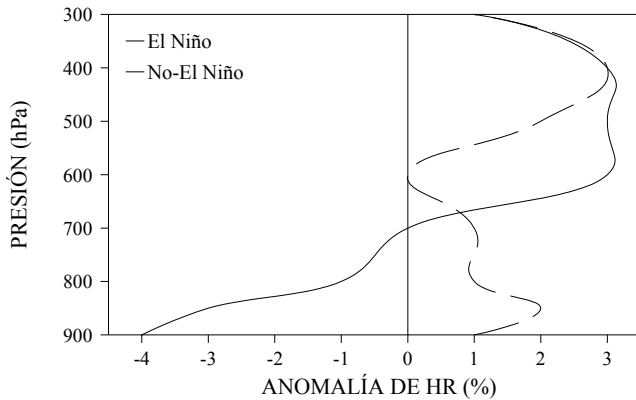


Figura 20. Corte vertical de la anomalía de la humedad relativa durante eventos de El Niño (mes de julio) en la estación 78762 (Alajuela). Para efectos de comparación se incluye la curva del compuesto de los casos en que no hubo eventos de El Niño.

es más generalizado (3%). La Figura 20 no permite obtener conclusiones sobre la humedad en la troposfera alta, debido a que por convención los sondeos aerológicos no acostumbran medir variables de humedad en esos niveles, pero a juzgar por los valores en 300 hPa (Figuras 19 y 20), el contenido de humedad también experimenta un aumento en la troposfera alta, aunque de una magnitud que está dentro del rango de variabilidad normal de los datos.

Espacialmente, el déficit de humedad relativa en niveles bajos afecta en mayor grado a Costa Rica y Panamá (Figura 21); más hacia el norte y al este del istmo las anomalías son menores. En el nivel de superficie (no

hay figura) las anomalías negativas de la humedad relativa son tan evidentes como en 850 hPa. Sin embargo, las condiciones tienden más bien a ser normales o más húmedas en el Mar Caribe, Yucatán y el interior de Colombia.

En la troposfera media y alta (Figura 22 y 23) el reanálisis del período estival muestra un contenido de humedad ligeramente menor que el normal para Costa Rica y el Pacífico de Centroamérica. La diferencia se debe posiblemente a que la cantidad de eventos de El Niño considerados para construir esas figuras es distinto en ambos casos, ya que la serie de tiempo del reanálisis contempla más eventos que la serie del radiosondeo. Estos

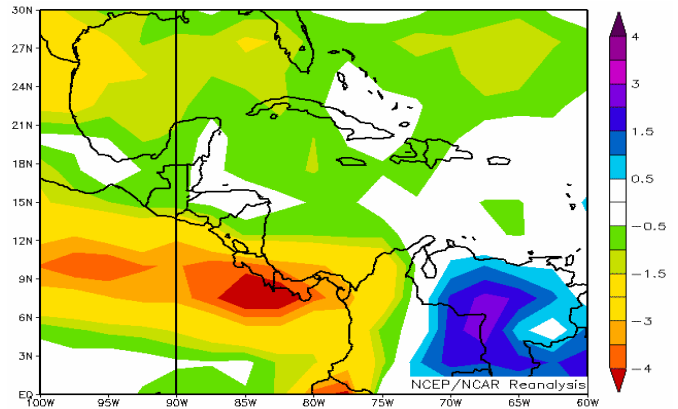


Figura 21. Reanálisis de la anomalía de la humedad relativa (%) en 850 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

resultados también podrían estar indicando una significativa variabilidad de la humedad o un cambio de actitud en los eventos de las décadas de 1970 en adelante.

## 6. Estabilidad estática

La estabilidad estática del aire es un factor

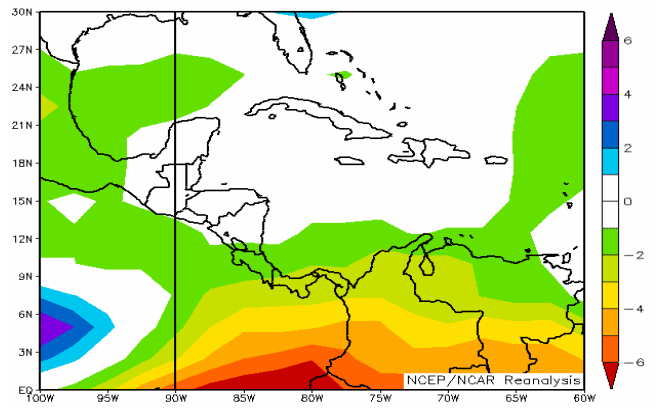


Figura 22. Reanálisis de la anomalía de la humedad relativa (%) en 500 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

termodinámico muy importante en el diagnóstico y pronóstico del tiempo local, particularmente de la convección. Precisamente el indicador de inestabilidad convectiva en la atmósfera sobre Costa Rica es la

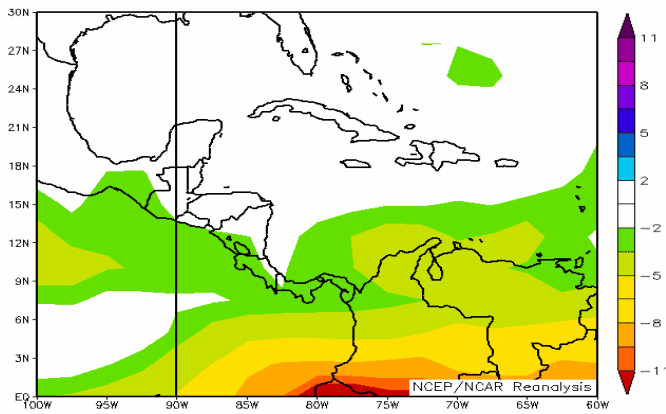


Figura 23. Reanálisis de la anomalía de la humedad relativa (%) en 300 hPa durante los veranos de eventos de El Niño (CDC).

disminución vertical de  $\theta_e$  en la troposfera baja-media y el aumento en la troposfera alta. Los factores termodinámicos que contribuyen con el aumento (disminución) de la inestabilidad convectiva son: (i) la disminución (aumento) del contenido de humedad en la troposfera baja-media y (ii) el aumento (disminución) de la insolación en la capa de convección. La variación del grado de estabilidad por cambios en el contenido de humedad puede ser atribuida en gran parte a los procesos de subsidencia y de convergencia de gran escala.

Alvarado y Fernández (2001) demostraron que, a pesar de lo contradictorio que resulta, la atmósfera exhibe un alto grado de inestabilidad en condiciones de “buen tiempo”, o sea, cuando la convección está suprimida. Esto se debe a que la subsidencia de escala sinóptica es el mecanismo que se encarga de “deshidratar” o de disminuir el contenido de vapor en la atmósfera, lo cual resulta en menos nubosidad, mayor radiación solar y por lo tanto en un incremento de la inestabilidad convectiva. En condiciones de “mal tiempo” □ cuando la convección está bien desarrollada- se establece una advección vertical de humedad desde niveles bajos debido a la convergencia, lo cual incrementa el valor mínimo de  $\theta_e$  localizado en la troposfera media. Además, la cobertura nubosa tiene el efecto de reducir la energía en los niveles bajos, lo cual ayuda a disminuir el aumento diurno de  $\theta_e$  en esa capa, como consecuencia el gradiente vertical de  $\theta_e$  disminuye desde superficie hasta el mínimo en la troposfera media, es decir, el grado de inestabilidad es menor.

De acuerdo con Asnani (1993), la inestabilidad convectiva es conocida también con el término de *Inestabilidad Condicional de Primera Clase* o CIFK (por sus siglas en inglés). La liberación de la inestabilidad convectiva (o CIFK) en una escala sinóptica afecta

también la estabilidad dinámica de la atmósfera, proceso que en conjunto ha sido denominado como *Inestabilidad Condicional de Segunda Clase* o CISK. La importancia de la CISK estriba en que es probablemente el mecanismo responsable del desarrollo e intensificación de los disturbios sinópticos tropicales en general, pero en particular de los ciclones.

Basados en lo anterior, es evidente que si se logra determinar algún tipo de relación entre El Niño y la CIFK, se podrá también ligarlo termodinámicamente -por medio de la CISK- con el desarrollo de los ciclones tropicales.

En vista de que el gradiente vertical de  $\theta_e$  -el cual mide el grado de estabilidad convectiva- está determinado principalmente por la estratificación de la humedad en la troposfera media y debido a que se observaron anomalías en el comportamiento vertical de la humedad durante El Niño, resulta conveniente para los propósitos de esta investigación dilucidar si la convección -el mecanismo generador de lluvias que más predomina en Costa Rica- experimenta también alguna variación significativa durante el fenómeno.

Para abordar este asunto se seguirá la metodología seguida por Betts (1974) y Aspliden (1976), la cual se basa en el hecho de que los cortes verticales de las curvas de  $\theta_e$  y  $\theta_{es}$  reflejan el grado de convección prevaleciente. Según ese criterio, que fue ampliamente discutido por Alvarado y Fernández (2001), cuanto mayor (menor) sean los valores de  $\theta_e$  ( $\theta_{es}$ ) en la troposfera baja y media, mayor será el grado de convección, es decir, un régimen de lluvias convectivo presenta □ nivel por nivel- valores más altos (bajos) de  $\theta_e$  ( $\theta_{es}$ ) que los de un régimen privado de convección. Además, cuando la convección está bien desarrollada, el aumento generalizado en los valores de  $\theta_e$  va acompañado de un aumento en la altitud del mínimo que se produce en el corte vertical de  $\theta_e$ . Otro factor que debe de considerarse cuando se analizan directamente los gradientes verticales de  $\theta_e$  es el comentado anteriormente, o sea, la paradoja de que la troposfera tropical exhibe una fuerte inestabilidad durante condiciones no-perturbadas (convección suprimida o buen tiempo), mientras que durante periodos con convección muy desarrollada (mal tiempo) la atmósfera se caracteriza por una débil inestabilidad. Por esta razón ahora se sabe, contrario a lo que se creía antes, que el grado de inestabilidad no es la causa sino más bien el resultado de la presencia o ausencia de convección.

Dos métodos complementarios que se aplicarán para determinar si la estabilidad estática experimenta anomalías durante eventos de El Niño son los siguientes: (i) la variación altitudinal de la capa convectivamente inestable, que fue empleado por Báez y Fernández (1995), y se basa en la premisa de que a mayor (menor) profundidad vertical de la capa inestable, mayor (menor) es el potencial convectivo, (ii) la boyantez convectiva de la troposfera superior, criterio que se fundamenta en el

hecho de que el desarrollo vertical de la convección está determinado únicamente por el grado de estabilidad de la troposfera superior, debido a que la troposfera baja y media exhiben inestabilidad convectiva todo el año (Grandoso *et al*, 1981).

Las Figuras 24 y 25 muestran los cortes verticales estacionales de  $\theta_e$  y la variación mensual de la boyantez convectiva en la troposfera alta, tanto en invierno como en el verano del evento de El Niño. Las principales características que se derivan de esas figuras son:

En comparación con el comportamiento normal, la atmósfera presenta  $\square$ nivel por nivel e independientemente de la época- mayores valores de  $\theta_e$  durante El Niño.

Las mayores desviaciones se producen en los niveles medios y las menores en la troposfera alta.

En el invierno, el mínimo absoluto de la curva se encuentra aproximadamente a una altitud ligeramente más baja que lo normal. Por el contrario, en el verano, el mínimo de la troposfera media se produce a una altura apreciablemente mayor.

Al cuantificar directamente el grado de inestabilidad en la troposfera baja, por medio del gradiente vertical de  $\theta_e$  entre 900 hPa y el nivel del mínimo, se observa que durante El Niño los valores son más pequeños que los normales, tanto en invierno como en verano, lo cual implica un menor grado de inestabilidad. En la troposfera alta las anomalías en el grado de estabilidad son muy pequeñas en cualquier época del año, no obstante hay un ligero sesgo hacia una menor (mayor) estabilidad durante el invierno (verano).

Por lo tanto, según los criterios de parametrización de Betts (1974) y Aspliden (1976), durante El Niño la atmósfera sobre Costa Rica manifiesta un escenario de convección más alta que la normal, principalmente durante el verano, cuando la capa de inestabilidad es más profunda. Sin embargo, a pesar de esto, el grado de inestabilidad (medido por el gradiente vertical de  $\theta_e$ ) es ligeramente menor, es decir, el aire parece ser un poco más estable en presencia de El Niño. Sobre el criterio de la

boyantez convectiva para evaluar la estabilidad de la troposfera alta (Figura 25), las anomalías observadas fueron poco significativas, sin embargo, el invierno (verano) tendió a reflejar en promedio un menor (mayor) grado de estabilidad respecto a lo normal. Por lo tanto, el verano de El Niño se manifiesta como una época potencial y relativamente más favorable para el desarrollo de convección intensa, por cuanto la estabilidad de la troposfera alta aumenta ligeramente y la inestabilidad de la troposfera baja disminuye.

De acuerdo con argumentos anteriores, la disminución de la inestabilidad convectiva observada durante los eventos de El Niño es una consecuencia del aumento del contenido de humedad en la troposfera media y alta. En este punto hay que enfatizar el rol importante que juegan las características topográficas de Costa Rica - en interacción con los vientos sinópticos dominantes- en la distribución espacial de los elementos meteorológicos en la troposfera baja, principalmente durante los veranos de eventos de El Niño, en que la humedad en niveles bajos presenta un déficit en la estación aerológica (Figura 20), localizada a sotavento de la cordillera central con respecto al régimen de vientos dominantes (los alisios). Sin embargo, a barlovento (donde no hay estación de radiosondeo) las condiciones son muy diferentes, probablemente contrarias a sotavento. En este caso se supondrá que la humedad presenta mesoescalarmente anomalías positivas en toda la columna atmosférica, debido meramente a procesos de advección de humedad desde el mar Caribe. Como consecuencia, la inestabilidad convectiva en niveles bajos debe ser aún más débil en barlovento que a sotavento. Por lo tanto la distribución de la inestabilidad parece estar regulada mesoescalarmente por la pronunciada orografía del país, creando un ambiente relativamente más inestable y menos húmedo en el Pacífico que en el Caribe. De igual forma, la orografía junto con los vientos alisios y el calentamiento intrínseco del fenómeno son responsables de que a sotavento (en el occidente del país) las temperaturas sean relativa y

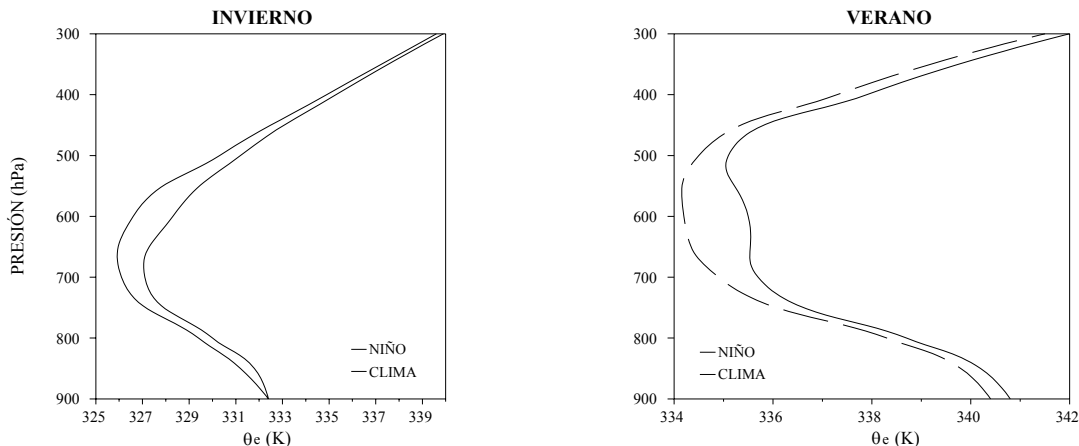


Figura 24. Corte vertical de la temperatura potencial equivalente en el invierno (esquema izquierdo) y el verano (esquema derecho) de eventos de El Niño y la climatología. Estación 78762 (Alajuela).

absolutamente más altas que a barlovento (Figura 4).

Finalmente, con respecto a la altura de la capa convectivamente inestable, se detectó una ligera o poco significativa anomalía negativa durante el invierno (Figura 24a). Por convención las anomalías negativas (positivas) implican una capa menos (más) profunda. Sin embargo, la anomalía fue apreciablemente superior a la normal durante el verano (Figura 24b), período en que la capa inestable llegó a subir hasta los 500 hPa (normalmente llega a los 600 hPa). De modo que también desde este punto de vista

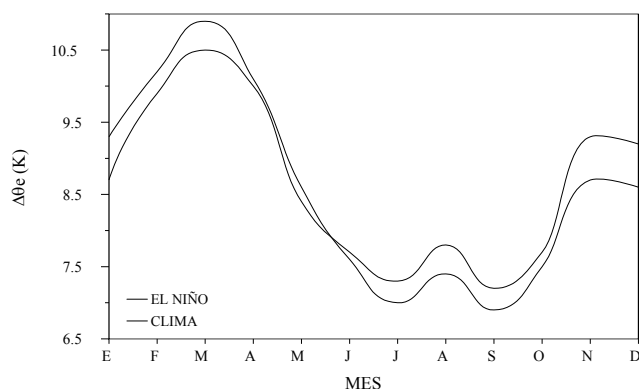


Figura 25. Variación mensual de la boyantez convectiva de la troposfera alta en la estación 78762 (Alajuela). Cuanto mayores sean los valores, mayor es el grado de estabilidad convectiva.

el verano de los eventos de El Niño presenta condiciones más favorables para el desarrollo de convección más profunda.

La menor inestabilidad encontrada, así como el mayor espesor de la capa inestable, son condiciones necesarias pero no suficientes para que realmente se formen los conglomerados nubosos convectivos. La inestabilidad convectiva es una energía latente o potencial que se liberará sólo si existe un detonante, que por lo general es la convergencia de bajo nivel o el ascenso forzado por una pendiente montañosa.

A pesar que no se pudo encontrar literatura relacionada con la conexión entre El Niño y la estabilidad atmosférica, hay razones para asumir que durante eventos de El Niño la inestabilidad estática tropical es más débil, pero con un mayor espesor vertical. Si este resultado se lograra confirmar también en las áreas oceánicas, se puede concluir que El Niño influye significativamente en la dinámica de los disturbios tropicales por medio del estrecho vínculo que existe entre la CIFK y la CISK. De hecho se ha demostrado que la actividad de ciclones tropicales en la cuenca del Océano Atlántico Norte y el Pacífico Oriental es muy sensitiva a la influencia de El Niño. En el Atlántico se presenta una sustancial reducción en el número de ciclones, especialmente en bajas latitudes (Gray, 1984), mientras que en el Pacífico hay una fuerte señal de que la frecuencia de ciclones aumenta (Gray, 1993).

## 7. Viento

### 7.1 Troposfera baja

El viento en Costa Rica varía en respuesta al comportamiento de los sistemas de presión en el Océano Atlántico. Por lo tanto, antes de investigar la relación entre El Niño y el campo de vientos, es necesario examinar el grado de correlación entre El Niño y el comportamiento de los sistemas atmosféricos y oceánicos en el Océano Atlántico.

Actualmente las investigaciones presentan un panorama confuso y algunas veces contradictorio sobre la influencia de El Niño (teleconexiones) en las circulaciones y temperaturas del Océano Atlántico Tropical, es decir, hasta ahora no existe un consenso en este aspecto, puesto que se han reportado correspondencias positivas, negativas y nulas. (Covey y Hastenrath, 1978; Hastenrath, 1978; Aceituno, 1989; Hastenraht *et al.*, 1987; Philander, 1990; Zebiac, 1993; Lau y Nath, 1994; Enfield, 1996). Probablemente la variabilidad interanual de los vientos y las temperaturas del mar en el Atlántico Tropical es forzada remotamente por el ENSO, sin embargo, factores locales y estacionales (como la Oscilación del Atlántico Norte) pueden atenuar o anular esta tendencia en ciertas regiones (Lanzante, 1996).

Tomando en cuenta la literatura analizada, parece ser que las señales del ENSO son más evidentes en el extremo occidental del Atlántico Tropical y el Mar Caribe, lo cual se debe quizá a la cercanía con la fuente del fenómeno (Pacífico Tropical Oriental). Sin embargo, hay consenso en que las anomalías no se producen simultáneamente, sino más bien se presentan 3 a 5 meses después de haberse iniciado el evento en el Pacífico (Enfield, 1996; Lanzante, 1996); en el resto del Atlántico Tropical la señal es más débil y confusa (Aceituno, 1989; Lanzante, 1996). Si bien hay una relación entre el Atlántico y el Pacífico, Enfield (1996) afirma que el Niño sólo logra explicar un 25% de la varianza de las anomalías del Atlántico Tropical, el porcentaje restante es una variación ligada con mecanismos propiamente locales y otros diferentes al ENSO, tales como la Oscilación del Atlántico Norte (OAN).

El Niño y las anomalías en el Caribe están en fase entre sí, aunque como se dijo antes, con unos meses de diferencia, es decir, durante la mayor parte en la evolución de los eventos de El Niño el Mar Caribe experimenta ATSM positivas y presiones atmosféricas más bajas (Aceituno, 1988). En el reanálisis espacial de la composición de anomalías de presión durante eventos de El Niño (Figura 18) se pueden confirmar esas apreciaciones; en apariencia parece ser que el calentamiento y las disminuciones de las presiones en el Caribe centroamericano se propagan directamente desde el Océano Pacífico a través de un puente atmosférico.

Este contexto es útil para enfatizar la importancia del viento como un factor que somete a un esfuerzo tangencial a las aguas para modular sus temperaturas y por ende las presiones atmosféricas. Este puede ser el mecanismo remoto (teleconexión) que El Niño utiliza para propagar sus anomalías al resto del mundo. En algunos lugares esta teleconexión es más evidente que en otros.

Los estudios previos concuerdan en que vientos alisios débiles (fuertes) están asociados -por medio de procesos hidrostáticos- con temperaturas del mar más calientes (frías) y presiones atmosféricas más bajas (altas). Al aplicar este modelo conceptual al Pacífico Tropical, se obtiene que durante los episodios de El Niño (La Niña) los vientos alisios tenderían a presentar velocidades más débiles (fuertes). Efectivamente, esto es lo que sucede en el Pacífico, incluso el debilitamiento llega a tal grado que se desarrollan vientos de dirección contraria a la normal.

Según el modelo conceptual anterior, en el Caribe -donde en presencia de El Niño las TSM son relativamente más calientes y las presiones más bajas- se tendría que los vientos alisios deberían de ser más débiles que lo normal, idéntico a lo que sucede también en el Pacífico Ecuatorial. Presumiblemente, estas anomalías están directamente vinculadas con las del Pacífico, dada la similitud en el comportamiento y la cercanía entre ambos mares.

Siempre se ha creído en círculos científicos que una de las manifestaciones o teleconexiones de El Niño en Centroamérica y el Caribe Occidental es la disminución de los vientos alisios (Wolter, 1987; Lau y Nath, 1994; Nobre y Shukla, 1996). Sin embargo, han emergido algunos estudios a escala nacional y regional donde se pone en duda ese criterio, más bien, ahora se cree que los vientos alisios en Costa Rica son más intensos durante los episodios de El Niño (Vega, 1987; Zárate, 1990; Fernández y Ramírez, 1991; Amador y Alfaro, 1996;

Mora, 1998). Este comportamiento causó asombro, en cierto momento, ya que se creía que también debían de registrarse anomalías de vientos alisios débiles en nuestra región, así como sucede en el Pacífico Ecuatorial (Zárate, 1990). Esto puso en evidencia que no había acuerdo en las hipótesis propuestas para explicar el comportamiento del viento en nuestra región.

A continuación se presentarán indicios de que ambas hipótesis son parcialmente correctas, debido a que el comportamiento del viento en Centroamérica y el Caribe muestra una alta dependencia estacional y espacial, presentando condiciones opuestas de una temporada a la otra. En este sentido Zárate (1990) había señalado -basado en un solo evento de El Niño-, que los alisios se intensifican durante el periodo de mayo a octubre, lo cual coincide aproximadamente con el verano boreal y la época lluviosa de la Vertiente Pacífica de Costa Rica. Mora (1998) determinó, a partir de eventos de El Niño entre 1982 y 1994, que existe en el Mar Caribe una tendencia del viento zonal a aumentar (disminuir) de intensidad durante los veranos de un evento de El Niño (La Niña). Para generalizar con más eventos y verificar estas observaciones se construyó un mapa de Centroamérica con las anomalías compuestas de la componente zonal del viento en la troposfera baja (Figura 26), y se confirmó que efectivamente los vientos zonales del este se intensifican entre mayo y octubre (verano), mientras que se debilitan entre noviembre y abril (invierno). No obstante, al examinar mes a mes las anomalías se descubrió que tal incremento de vientos se manifestaba mejor después de julio, previo al cual no se manifestaba un régimen dominante de vientos. Por lo tanto, según los datos de los reanálisis, el viento de nivel bajo manifiesta un cambio estacional muy marcado: entre enero y junio los alisios presentan velocidades más bajas o normales, mientras que

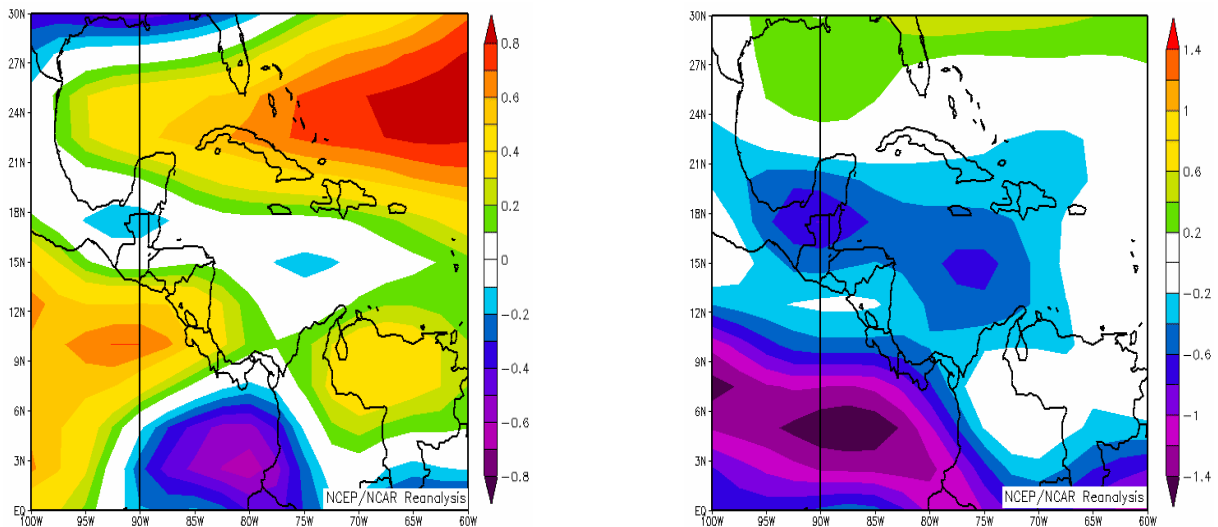


Figura 26. Reanálisis de la anomalía de la componente zonal del viento en 850 hPa durante el invierno y verano de eventos de El Niño (CDC).

son relativamente más fuertes entre julio y diciembre.

Lo notable de este cambio estacional es que los alisios se debilitan en aquellos meses que por naturaleza son ventosos (por ejemplo febrero), mientras que se intensifican en aquellos que climatológicamente presentan velocidades más débiles (setiembre-octubre). Estas conclusiones coinciden muy bien con las que obtuvo Aceituno (1988) en el área de Centroamérica y el Caribe, quién reportó alisios débiles en el periodo de enero-junio y alisios más fuertes en julio-diciembre.

Resulta de particular interés introducir ahora el análisis de la componente meridional del viento, sobre todo para medir el efecto de El Niño en los vientos “nortes” del invierno/primavera, y los vientos “sures” del verano/otoño. En general, la componente meridional manifiesta cambios estacionales tan definidos como los de la componente zonal. Sobre este aspecto Waylen *et al.* (1996a) habían determinado, por medio de correlaciones con los índices IOS y OAN, que las velocidades de los vientos nortes invernales en el Mar Caribe se debilitaban durante eventos de El Niño, condición que atribuyeron a la disminución del gradiente meridional de presión entre Norteamérica y el Caribe. Para corroborar esta hipótesis se analizó en detalle la componente meridional en los meses invernales (diciembre a febrero). El resultado fue una extensa región de anomalías positivas que abarcaba todo el mar Caribe y América Central, con las máximas anomalías entre Colombia y Cuba (Figura 27). En el contexto climático de toda esa región, las anomalías positivas implican vientos nortes más débiles que lo normal.

Posteriormente, durante el verano se registra un predominio de anomalías negativas en Centroamérica, con un máximo sobre Costa Rica (Figura 27, derecha). Las anomalías negativas observadas implican dos posibles escenarios: la disminución de la fuerza de los vientos del sur o la aparición de vientos del norte. Se demostrará más adelante que contrario a lo usual, el segundo escenario tiende a dominar el ciclo anual.

Los análisis locales de las variaciones interanuales y estacionales del viento zonal muestran consistencia con la descripción regional anterior. La Figura 28 ilustra el aumento que experimenta la velocidad de los vientos del este en la troposfera baja durante los eventos de El Niño. Para el caso particular de Costa Rica no se puede establecer una relación directa entre la intensidad del fenómeno y la velocidad de los vientos, es decir, eventos intensos de El Niño no son causa necesaria de alisios también intensos, prueba de ellos fueron los eventos de 1977 y 1983. Sin embargo, todos los eventos analizados presentaron la característica de exhibir velocidades muy bajas dos años antes o un año después de haberse alcanzado el máximo de vientos asociado con El Niño.

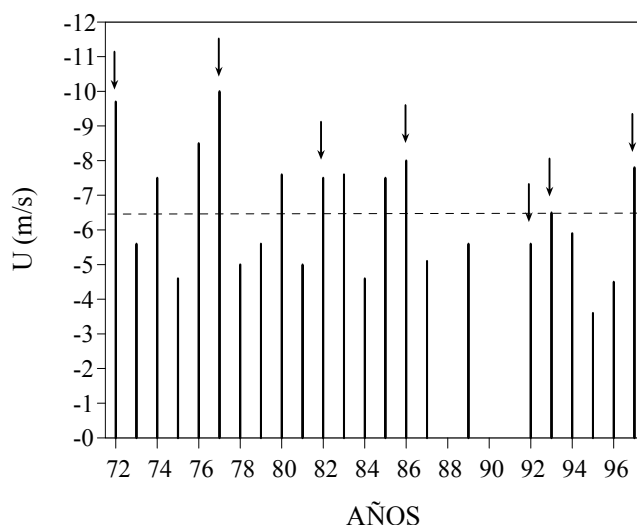


Figura 28. Variación interanual (mes de julio) de la componente zonal del viento en 850 hPa sobre la estación aerológica 78762 (Alajuela). La línea a trazos representa el promedio histórico. Las flechas señalan eventos de El Niño.

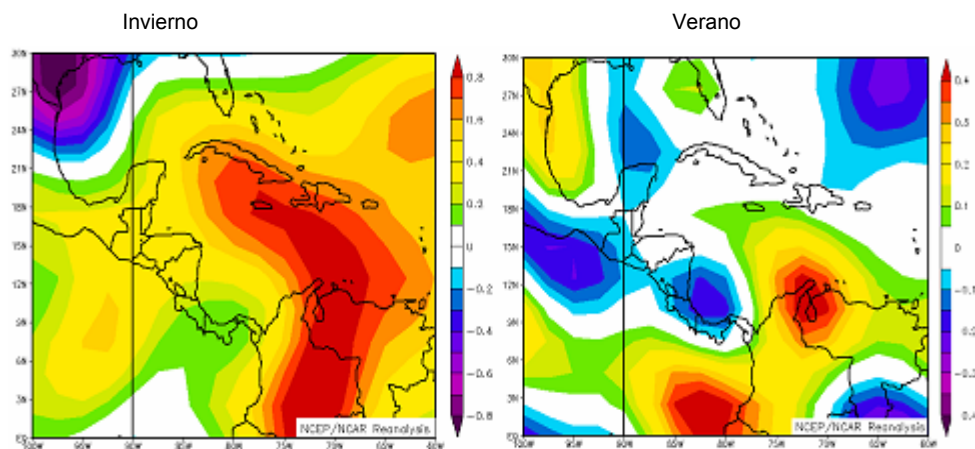


Figura 27. Anomalía de la componente meridional del viento ( $m s^{-1}$ ) en 850 hPa durante los inviernos y veranos de eventos de El Niño (CDC).



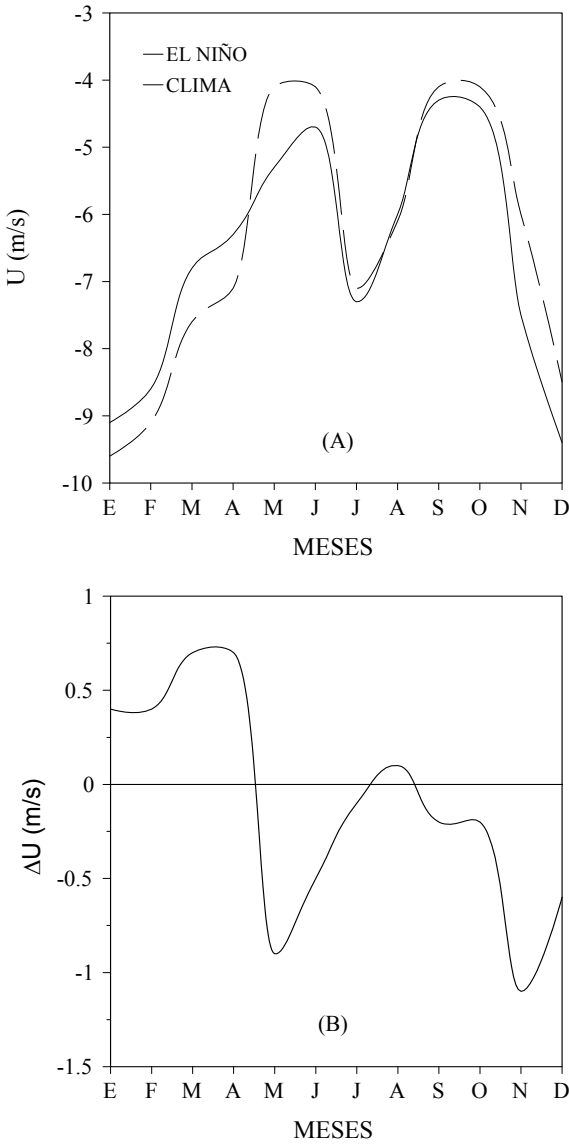


Figura 29. Variación mensual en el nivel de 850 hPa de (A) la componente zonal y (B) la respectiva anomalía durante eventos de El Niño. Estación 78762 (Alajuela).

Climatológicamente, los vientos del este dominan el ciclo estacional y anual de la circulación zonal de la troposfera baja de Costa Rica; la presencia de El Niño no parece alterar este régimen, es decir, con o sin El Niño los vientos del este son el sistema imperante en el país. No obstante, se demostró que los efectos del fenómeno son más marcados en las magnitudes de los vientos. La Figura 29 pone de manifiesto que a pesar de que El Niño no modifica significativamente el comportamiento estacional, sí tiene un efecto en las velocidades según sea la época; nótese que durante los primeros 4 meses del año la componente zonal es menor que la climatología (anomalías positiva), indicando que los alisios son más débiles que lo normal, mientras que entre mayo y

diciembre los alisios tienden a presentar mayores velocidades (anomalías negativas).

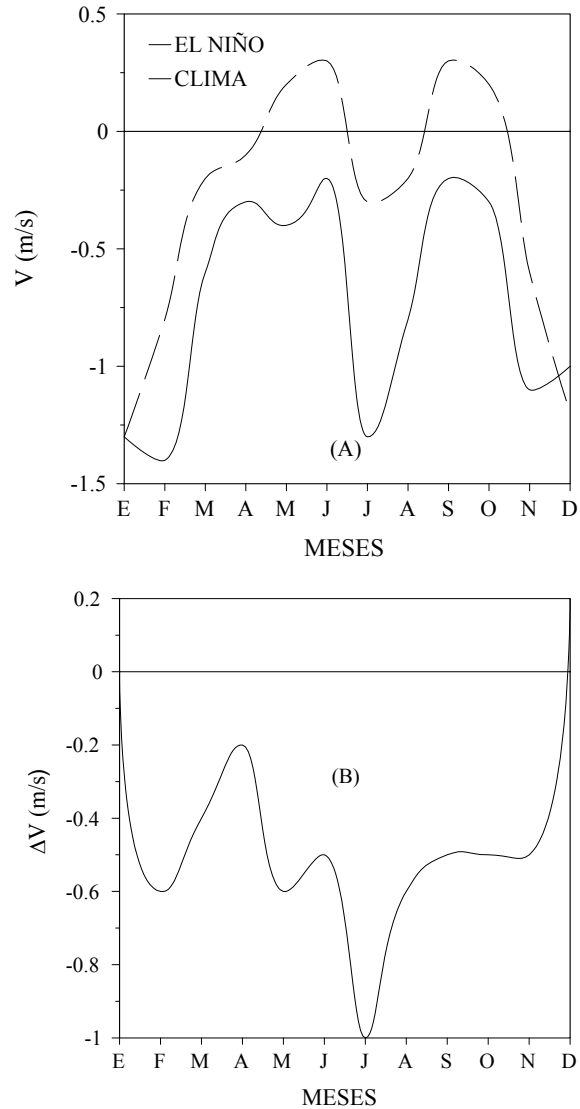


Figura 30. Variación mensual en el nivel de 850 hPa de (A) la componente meridional y (B) la respectiva anomalía, durante eventos de El Niño. Estación 78762 (Alajuela).

Con respecto a la componente meridional, es bien sabido que en un año normal la advección de aire desde el norte domina durante el invierno y la primavera boreal (noviembre hasta marzo) lo mismo que entre julio y agosto (Figura 30), en tanto los procesos advectivos del sur dominan en abril-junio y setiembre-octubre. No obstante, según se deduce de la Figura 30, bajo condiciones de El Niño se producen cambios estacionales muy marcados con respecto a los vientos del norte, particularmente porque (i) dominan la circulación anual, desplazando totalmente a los vientos del sur (ii) las magnitudes son más fuertes que lo normal en febrero,

julio, agosto y noviembre, (iii) son ligeramente menores que lo normal en diciembre y enero. El solo hecho de que imperen vientos de componente norte todo el año representa un cambio climático estacional muy significativo, el cual tiene serias consecuencias en otras variables meteorológicas, particularmente en el régimen de lluvias. Nótese que en pleno invierno boreal (diciembre y enero) las velocidades de los nortes son normales o menores a ésta, mientras que en el verano (julio y agosto) son mayores, todo lo cual concuerda muy bien con las apreciaciones de Waylen *et al.* (1996a) y Aceituno (1989).

Según la Figura 30b, las anomalías más grandes de la componente meridional se producen en los meses estivales. En términos absolutos, las mayores magnitudes de los nortes ocurren en el mes de julio, normalmente esto sucede solo en diciembre y enero. Lo anterior demuestra que El Niño podría ser uno de los principales responsables de modificar e incluso de invertir los patrones normales de circulación meridional, intensificando en promedio el brazo inferior de la celda de circulación meridional de Hadley, lo cual apoya los resultados de Julian y Chervin (1978) y Oort y Yienger (1996).

### 7.2 Troposfera media

Muy pocas investigaciones han hecho referencia al nexo entre El Niño y los vientos en la troposfera media tropical. A partir de Aceituno (1989) se deduce que esto se debe a que las correlaciones regionales son en general muy pequeñas durante todo el año. No obstante ese autor enfatiza que la región del Caribe y norte de Centroamérica muestran patrones de correlación más significativos, especialmente durante el invierno y primavera, en donde concluye que los oestes (estes) son más intensos (débiles).

Con el fin de corroborar, comparar y ampliar estos

resultados, se investigó por medio de los reanálisis el campo de anomalías, determinándose que para ciertas regiones la influencia del fenómeno era altamente dependiente de la estación según lo ilustra la Figura 31. Durante el invierno (Figura 31, izquierda) predominan anomalías positivas de la componente zonal del viento en el norte de Centroamérica, lo que significa una intensificación de los vientos oestes propios de esas latitudes, lo cual concuerda bien con los resultados de Aceituno (1989).

En la latitud de Costa Rica no se observa un patrón dominante de anomalías, sino una transición hacia un régimen de anomalías negativas en el sur. En el verano (Figura 31, derecha) la magnitud de las anomalías disminuye, y en algunos casos como en el Golfo de México cambia de signo. Las anomalías negativas observadas sobre Costa Rica en invierno indican que los vientos del este –que normalmente dominan todo el año– se intensifican ligeramente, superando a los valores climatológicos.

La componente meridional presenta un comportamiento bien definido en el invierno, no así en el verano. Según la Figura 32 (izquierda), casi toda el área está dominada por anomalías positivas durante el invierno, con las mayores al norte de Centroamérica. En el verano (Figura 32, derecha) las anomalías son de menor magnitud, con una condición normal sobre Costa Rica. Normalmente en la troposfera media de Costa Rica los vientos de componente sur dominan en promedio la circulación anual, de modo que las anomalías positivas que se presentan en el invierno de eventos de El Niño son signo de un aumento de los vientos del sur.

La variación interanual de la componente zonal del viento en Costa Rica, específicamente en julio, muestra

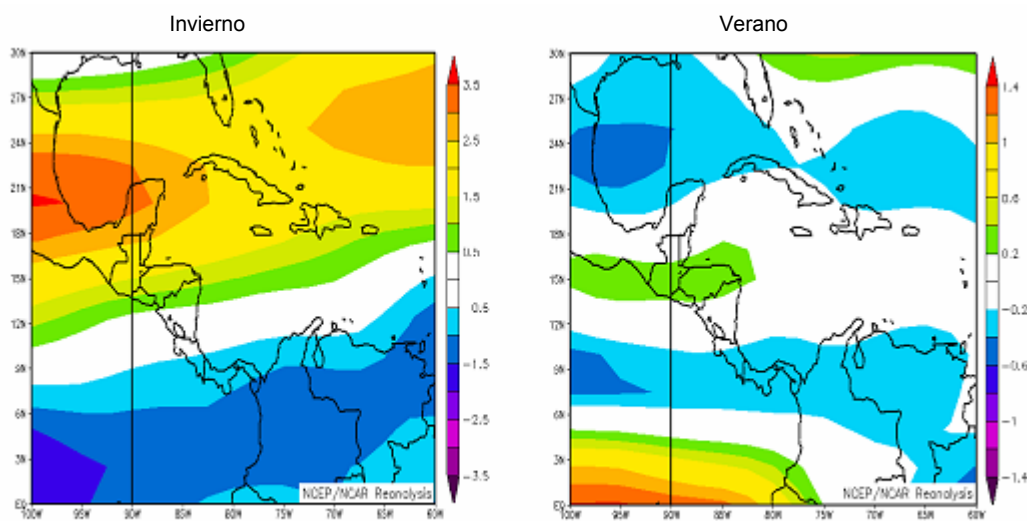


Figura 31. Anomalías de la componente zonal del viento ( $m s^{-1}$ ) en 500 hPa durante eventos de El Niño (CDC).

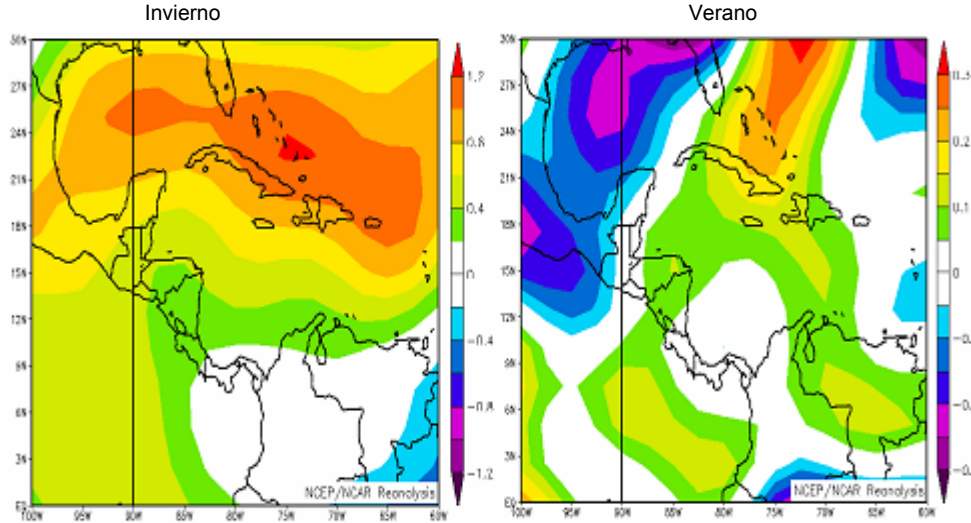


Figura 32. Anomalia anual de la componente meridional del viento ( $\text{m s}^{-1}$ ) en 500 hPa durante eventos de El Niño (CDC).

que los años más ventosos en 500 hPa no son siempre los ligados al fenómeno de El Niño (Figura 33). También puede observarse que la intensidad de El Niño no se refleja de igual forma en la intensidad de los vientos, por ejemplo el intenso evento de 1982-83 estuvo asociado con vientos más débiles que lo normal, además, también fueron más débiles que los de eventos menos intensos como el de 1977 ó 1994. Sin embargo, nótese que las más altas velocidades de la serie de tiempo se registraron precisamente durante episodios de El Niño (1994 y 1997), todo lo cual indica que no hay un patrón dominante definido con respecto al comportamiento del viento en la troposfera media y que por tanto las correlaciones con esta variable serían muy bajas.

Al analizar la variación local estacional y mensual

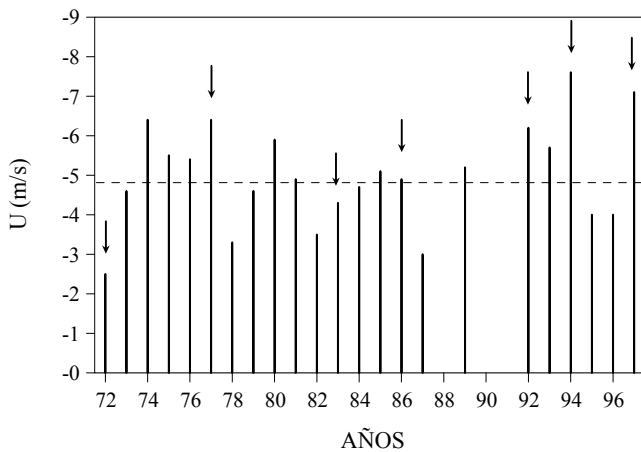


Figura 33. Variación interanual (julio) de la componente zonal del viento en 500 hPa sobre la estación 78762 (Alajuela). La línea a trazos representa el promedio de la serie. Las flechas señalan eventos de El Niño.

(Figura 34a) del viento en 500 hPa, se evidencia que no se producen grandes cambios con respecto a la dirección predominante del viento, ya que la componente del este domina -como es normal- la circulación anual, estacional y mensual. Al igual que en la troposfera baja, en niveles medios se registran anomalías en las magnitudes del viento. La Figura 34a muestra que entre enero y junio se presentan las velocidades más altas del año del viento del este, tales magnitudes son además mayores que el promedio (anomalías negativas), mientras que entre julio y diciembre las velocidades disminuyen apreciablemente, incluso son ligeramente menores al valor climático (anomalías positivas). Este caso refleja una clara variación estacional de esta variable, siendo el verano boreal el período de transición que divide un régimen de vientos “estes” más fuertes (pre-verano) de otro con “estes” más débiles que lo normal (post-verano).

En relación con la componente meridional merece la pena comentar dos aspectos. Normalmente imperan vientos de componente sur en 500 hPa la mayor parte del año, excepto en noviembre y diciembre. Según la Figura 34b no hay variación de este comportamiento durante los eventos de El Niño, salvo el breve lapso de vientos del norte en marzo. Con o sin El Niño las velocidades extremas se producen en los mismos meses (en marzo la mínima y en julio la máxima). Sin embargo, el efecto más apreciable que se observa durante los años de El Niño, en escalas de tiempo mensual y estacional, es la disminución de la componente meridional (anomalías negativas), principalmente en el primer semestre del año (Figura 34b). No obstante, esta asociación no es significativa, ya que no hay un patrón estacional definido de las correlaciones entre el IOS y las anomalías de la componente-v en 500 hPa, pues en general son muy pequeñas y variables en cualquier época del año (Aceituno, 1989).

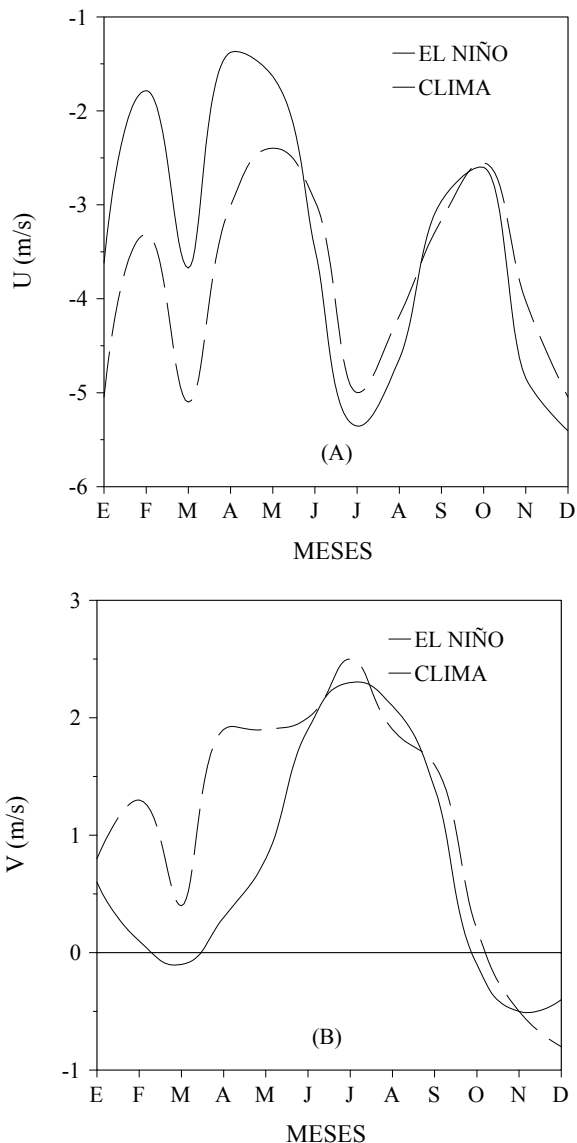


Figura 34. Variación mensual en 500 hPa de las componentes (A) zonal y (B) meridional del viento durante eventos de El Niño. Estación 78762 (Alajuela).

**7.3 Troposfera superior**

Las circulaciones en la troposfera superior también manifiestan cambios drásticos durante los eventos de El Niño. Estos cambios son el reflejo de los trastornos que experimentan la convección y las circulaciones zonales (Walker) y meridionales (Hadley).

Climatológicamente, el campo de vientos en el área tropical de América muestra una variación estacional muy definida, caracterizado por (i) vientos de componente oeste en todo el trópico americano entre los meses de diciembre a abril, con velocidades que oscilan entre mínimas de 5 m s<sup>-1</sup> cerca del ecuador, hasta máximas de 45 m s<sup>-1</sup> en latitudes subtropicales; (ii) vientos de

componente este en el centro y sur de Centroamérica entre mayo y noviembre, con velocidades de 5-15 m s<sup>-1</sup> y un máximo en el Océano Pacífico (Sadler, 1975).

Al examinar el campo de anomalías del viento zonal en los inviernos de eventos de El Niño (Figura 35A), se presentan vientos del oeste más veloces (anomalías positivas). Este resultado no es nuevo, Aceituno (1989) afirmó que en las fases negativas del IOS se produce un desplazamiento hacia el sur y una intensificación anómala de la corriente en chorro subtropical. Esta es la razón más probable por la cual en Costa Rica se experimentan oestes más fuertes durante el invierno boreal de los eventos de El Niño. En la siguiente estación (mayo-noviembre) subsisten las anomalías positivas en toda la región, lo que implica vientos del oeste más fuertes que lo normal en el norte de Centroamérica y vientos del este más débiles en el sur, incluyendo a Costa Rica.

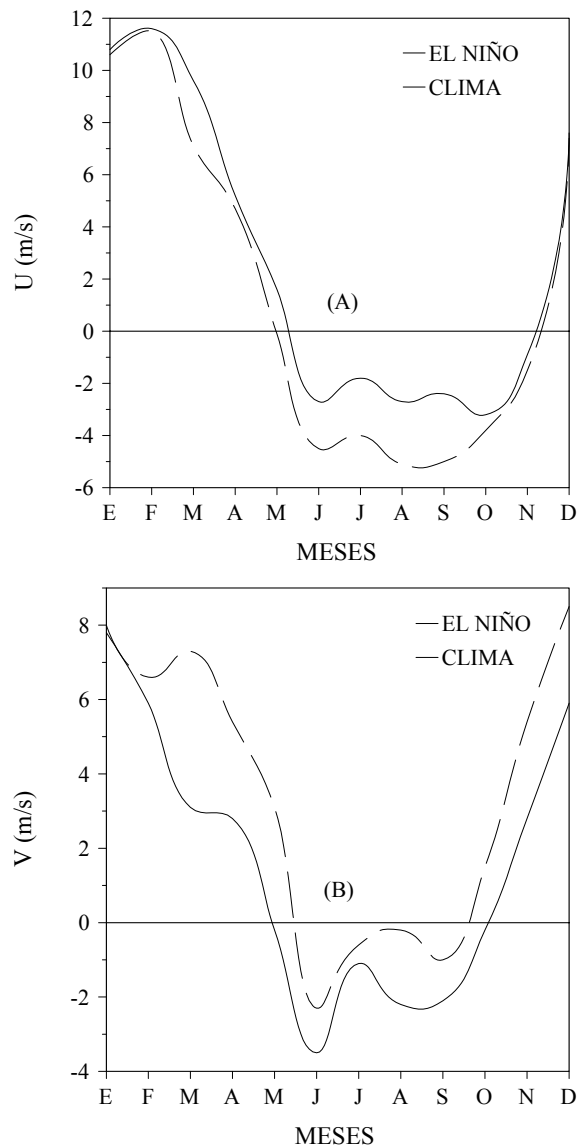


Figura 35. Variación mensual en el nivel de 200 hPa de la

componente (A) zonal y (B) meridional durante eventos de El Niño. Estación 78762 (Alajuela).

En cualquier época del año la circulación meridional está dominada por anomalías de signo negativo (Figura 35B), lo que significa que en el invierno boreal los típicos vientos del sur se debilitan, incluso hasta podrían desarrollarse vientos de componente norte, mientras que en el verano los nortes -normales en esa época- se intensifican.

El desarrollo de anomalías positivas (negativas) en la componente zonal (meridional) del viento es una muestra del debilitamiento del brazo superior de la celda de Hadley y por lo tanto del fortalecimiento que experimentan los sistemas meteorológicos troposféricos de latitudes medias durante los eventos de El Niño. Por el contrario, el brazo superior de la celda de Walker tiende a fortalecerse, según se deriva de la mayor intensidad que presenta la corriente en chorro subtropical, especialmente en el invierno.

Climatológicamente la troposfera alta sobre Costa Rica se caracteriza por el predominio de vientos del este entre mayo y noviembre. Durante los veranos de eventos de El Niño es frecuente que las velocidades de los vientos del este sean menores que la media climatológica, e incluso se ha dado casos extremos o sea, se desarrollan vientos del oeste, tal como sucedió en 1972, 1977 y 1997 (Figura 36). Este hecho revela dos posibles escenarios de circulaciones zonales anómalas que pueden registrarse durante los veranos de los eventos de El Niño. Por convención, la disminución de la velocidad de los estes y/o el aumento de los oestes implican anomalías de signo positivo. Así que durante la época estival de eventos de El Niño hay en promedio anomalías positivas de los vientos zonales troposféricos. Según los datos, tales anomalías alcanzaron su máxima intensidad durante el evento de 1997, pues en ese año -para el mes de julio- se registró el viento del oeste anómalo más alto desde 1972 (Figura 36).

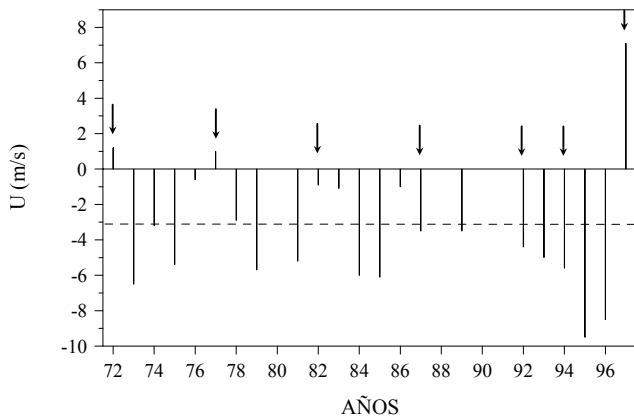


Figura 36. Variación interanual (verano boreal) de la componente zonal del viento en 200 hPa sobre la estación 78762 (Alajuela). La línea punteada representa el promedio histórico. Las flechas señalan eventos de El Niño.

Krueger y Winston (1975) observaron en el evento de El Niño de 1972 vientos anómalos del oeste al norte del ecuador, desde el Pacífico Occidental hacia el este pasando por el Atlántico, África y el Océano Indico. En Costa Rica esta anomalía fue inicialmente identificada por Grandoso *et al.* (1981), quienes observaron que los oestes se mantuvieron latentes todo el año, pero no expuso motivos de su origen. Zárate (1990) documentó mejor esa anomalía, concluyendo a partir de ese caso que los oestes de altura que en condiciones normales desaparecen de mayo a noviembre- dominan el ciclo anual durante eventos severos de El Niño.

Aceituno (1989) investigó las correlaciones entre el IOS y los vientos en la troposfera alta del Caribe y Centroamérica, determinando un predominio de correlaciones negativas, particularmente en el período de mayo a octubre. Las correlaciones negativas deben de interpretarse como la aparición de anomalías positivas durante las fases negativas del IOS, las que en el contexto climático de nuestra región se traducen en vientos de componente oeste más intensos, o como vientos del este más débiles que lo normal. Este resultado concuerda bien con el análisis anterior y deja claro que cualquiera de las dos posibilidades anteriores (o ambas) puede registrarse durante determinado evento.

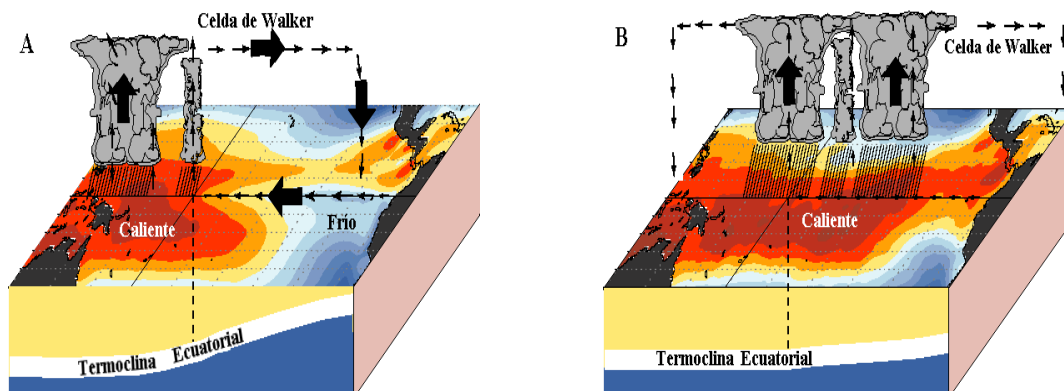
Al analizar el comportamiento mensual local de los vientos troposféricos en los eventos de El Niño que siguieron al de 1972, no se encontró un nuevo caso en que los vientos del oeste dominaran todo el ciclo anual, incluso tampoco en ninguno de los dos eventos severos de este siglo (1983 y 1997). Los datos indican que en el 50% de los episodios de El Niño que se han registrado hasta 1998, el ciclo estacional normal fue parcialmente alterado o interrumpido por unos cuantos meses con vientos anómalos del oeste en épocas donde normalmente fluyen vientos del este. El caso de 1972 ha sido el único en los últimos 30 años en que los oestes se prolongaron por más de una estación, razón por la cual no se puede afirmar categóricamente que en Costa Rica los episodios de El Niño están vinculados exclusivamente con vientos del oeste en la troposfera alta. La realidad, por lo tanto, es que hay tres escenarios en que se pueden reflejar las anomalías positivas que caracterizan a los vientos troposféricos durante episodios de El Niño: (i) vientos oestes anómalos abarcando más de una estación en forma consecutiva, que es el caso menos frecuente, (ii) ciclo estacional normal, pero con vientos del este más débiles en el verano/otoño y oestes ligeramente más fuertes en el invierno/primavera, (iii) breve período de vientos del oeste en medio de la época normal de estes.

La intensificación de los oestes en el invierno y el debilitamiento de los estes en la latitud 10°N durante el verano, reflejan con claridad la reestructuración que sufre integralmente la celda de circulación de Walker en el ecuador, la cual normalmente presenta en el invierno un brazo descendente en el extremo oriental del Océano

Pacífico y otro ascendente sobre la selva amazónica (Figura 37A). Sin embargo, durante El Niño esta configuración cambia, al parecer toda la circulación se mueve hacia el este, por eso es que hay ascenso vertical sobre el Pacífico y descenso (subsistencia) sobre el Amazonas (Figura 37B), mientras que en altura se consolidan los vientos del oeste desde el Pacífico hasta

los vientos del verano y la primavera boreal, lo cual es muy anormal dado que en condiciones no perturbadas mayo es el mes con las mínimas velocidades.

En condiciones normales o no perturbadas la componente meridional en la troposfera alta de Costa Rica



Africa.

Como se discutió antes, en Costa Rica no se establece un patrón tan definido de oestes como en el Ecuador, sino más bien de anomalías del oeste. La migración hacia el este de esta celda es un resultado que ya había sido comprobado con anterioridad y es uno de los argumentos que se utilizan para explicar el aumento de lluvias en Ecuador y la región norte de Perú, así como las sequías en el noreste de Brasil. Este mismo mecanismo se utilizó aquí con el fin de justificar la aparición de vientos anómalos del oeste (anomalías positivas) en la troposfera alta de Costa Rica.

Aunque en Costa Rica El Niño no influye significativamente en el ciclo estacional de la dirección de los vientos zonales dominantes de la troposfera alta (pero sí altera la velocidad), se descubrió que los oestes persisten por más tiempo (un mes aproximadamente), acortando así la vida media de los estes, es decir, los oestes tienden a iniciarse no en mayo sino en junio (Figura 35). Esta consecuencia, ligada o no a El Niño, tiene serias implicaciones negativas en un parámetro importante para la convección: la cortante vertical, asunto que se discutirá más adelante. Respecto a la finalización de los estes (restablecimiento de los oestes), se detectó que se retiraron poco antes de lo normal. Por lo tanto, el acortamiento (alargamiento) anómalo de la temporada de vientos del este (oeste) es un proceso típico durante los eventos de El Niño.

Las anomalías mensuales más grandes detectadas en la troposfera alta se presentaron en el trimestre de julio a setiembre. Además, en términos absolutos relativos a la velocidad, julio es el mes con las magnitudes más bajas de

presenta advección de aire desde el sur durante casi todo el año (excepto entre junio y setiembre), lo cual es coherente con el modelo conceptual de la celda de circulación meridional de Hadley para nuestra latitud, en la que el brazo superior tiene un sentido medio hacia el norte. Durante episodios de El Niño se conserva esta característica estacional (Figura 36B). No obstante se encontró que los nortes se inician más temprano (en mayo) y se retiran más tarde (en octubre) que lo normal, aumentando así su longitud en más de un mes. A esto se suma que durante el verano y otoño boreal (junio a octubre) los nortes son en general más intensos, mientras que en el invierno y primavera (noviembre a mayo) los vientos del sur disminuyen de intensidad. Este comportamiento es similar al observado en niveles bajos y pone de manifiesto el acople vertical y la fuerte advección de aire que se produce desde el hemisferio norte, a la vez es signo de un marcado debilitamiento del brazo superior de la celda de Hadley. Es posible que el brazo de retorno de esta celda meridional, es decir, el que va de sur a norte, se produzca a una mayor altitud.

Según los resultados anteriores, se propone que los brazos inferiores (superiores) de las celdas de circulación de Walker y Hadley sobre Costa Rica, derivados de las anomalías de los vientos zonales y meridionales, experimentan una intensificación (debilitamiento) durante los eventos de El Niño.

#### 7.4 Cortante vertical (800-200 hPa)

La cortante vertical es uno de los mecanismos vitales en la génesis y desarrollo de sistemas nubosos convectivos. Grandoso *et al.* (1981) lo consideraron como

uno de los parámetros significativos en relación con la ocurrencia de precipitaciones convectivas en la Vertiente Pacífica de Costa Rica. La cortante no solo es importante en la convección de mesoescala sino que también es un elemento clave en el pronóstico y desarrollo de los ciclones tropicales.

En las secciones anteriores se determinó que durante El Niño se registran en promedio anomalías positivas de los vientos zonales en la troposfera alta y anomalías negativas en la troposfera baja. Evidentemente, esta anómala configuración de los vientos en la troposfera trae como consecuencia un aumento en la magnitud de la cortante vertical. La Figura 38 muestra que efectivamente la cortante vertical en años de El Niño tiende a ser mayor que el promedio climatológico y mayor también que las de años no-Niños. Hasta el momento el valor más alto de la cortante -para un mes de julio- se produjo durante el

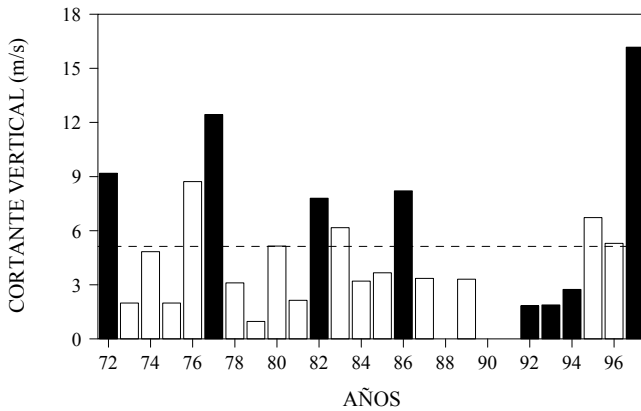


Figura 38. Magnitud de la cortante vertical del viento (200-800 hPa) durante eventos de El Niño (mes de julio) sobre la estación 78762 (Alajuela). Las barras negras denotan eventos de El Niño.

evento intenso de 1997. Pese a lo anterior, no se puede concluir que eventos fuertes causarán siempre valores extremos de la cortante, para verificarlo, compárense los Niños de 1977 y 1982.

En condiciones no-perturbadas o normales, la cortante vertical en la latitud de Costa Rica sigue el comportamiento mostrado en la Figura 39, con una marcada variación estacional: en el verano (mayo-octubre) la cortante es muy débil, menor de  $6 \text{ m s}^{-1}$ , mientras que en la época invernal (diciembre a abril) alcanza valores muy altos del orden de los  $20 \text{ m s}^{-1}$ . Los valores más altos se registran en enero y los más bajos en agosto. Al superponer la curva del evento compuesto de El Niño sobre la curva climatológica, se hace muy evidente que ambas curvas siguen el mismo régimen estacional. Sin embargo, es notorio que durante El Niño se incrementan los valores de la cortante en el período de enero a agosto. Nótese que en pleno verano e invierno (enero y julio) la cortante presenta las mayores desviaciones. Si se considera como favorable para la convección valores de la cortante menores a  $6 \text{ m s}^{-1}$  (Grandoso *et al.*, 1981), los

únicos meses que se ajustarían a este criterio serían: junio, setiembre y octubre. Todo lo anterior pone de manifiesto que durante el Niño la anomalía en la cortante vertical tiene el efecto de (i) disminuir el número de meses

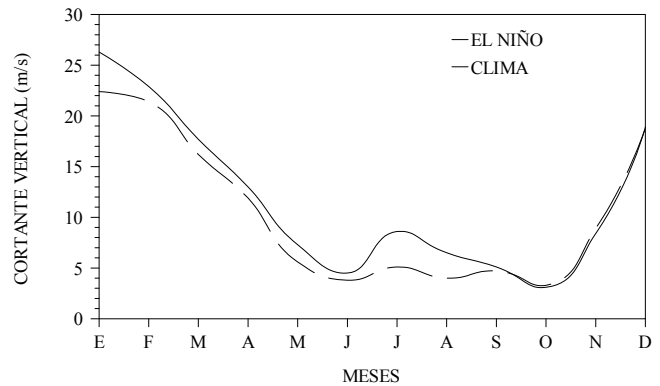


Figura 39. Variación mensual de la cortante vertical del viento durante eventos de El Niño. Estación 78762 (Alajuela).

favorables para la convección y (ii) disminuir el potencial convectivo (debido al aumento de la cortante) durante cualquier estación del año, particularmente la del período estival.

### 7.5 Estratosfera baja

Las investigaciones sobre el efecto de El Niño en los vientos estratosféricos están dirigidos principalmente a los cambios que presenta el ciclo anual normal y la Oscilación Cuasi-bienal (OCB) durante ese fenómeno. En Costa Rica se determinó que durante los eventos ENOS (fase cálida), la OCB se encuentra en la fase del este (Amador y Alfaro, 1996). Esta conclusión es consistente con otras investigaciones que se han realizado en distintas zonas del Trópico (Gray *et al.*, 1992). Más adelante se enfatizará que este acople sucede sólo en las etapas iniciales de El Niño.

Existe en el presente una gran polémica sobre si la sincronización entre El ENOS y la OCB es simplemente arbitraria o si realmente hay una relación de causa-efecto entre ambos fenómenos. Varios autores (Quiroz, 1982; Xu, 1992; Baldwin y Sullivan 1995) abordaron este asunto con análisis estadísticos y espectrales entre el IOS y la OCB, encontrando correlaciones y coherencias estadísticamente poco significativas, de ahí que hayan descartado alguna relación. Por otro lado, entre aquellos que apoyan el vínculo OCB-ENOS, no hay consenso sobre cuál de las dos es el factor modulante. Gray *et al.* (1992) muestra argumentos que defienden su hipótesis de que la OCB es el mecanismo que propicia la aparición de El Niño, mientras que Maruyama y Tsuneoka (1988) defienden lo contrario. A pesar de la falta de acuerdo o de un criterio unificador, en lo único en lo que todos parecen coincidir es en que El Niño se inicia cuando la OCB está en la fase del este. Esta afirmación se puede verificar con

ayuda de los radiosondeos locales (véase la Figura 28 de Alvarado y Fernandez, 2001), donde se nota que efectivamente El Niño de 1982-83 se formó cuando la fase de la OCB estaba en el modo de vientos del este (anomalías negativas). Sin embargo, Gray *et al.* (1992) advierten que no todas las fases del este de la OCB inducirán siempre un evento de El Niño, ya que también entran en juego factores oceánicos. El trabajo de Alvarado y Fernández (2001, véase su Figura 28) también demuestra que El Niño no finaliza al mismo tiempo que la fase del este. En apariencia los vientos del este propician la aparición de El Niño, pero meses después se desacoplan, o sea, el inicio de la fase del oeste ocurre por lo general cuando El Niño se encuentra bien avanzado y desarrollado (Gray *et al.*, 1992).

Con el objetivo de encontrar alguna anomalía en el comportamiento de los vientos estratosféricos durante los eventos de El Niño, se presenta en la Figura 40 el

en Costa Rica no muestran un patrón predominante ni definido de aumento o debilitamiento de los vientos zonales estratosféricos durante los eventos de El Niño.

Aún cuando pudiera determinarse alguna anomalía específica, como las indicadas en la Figura 40, no puede afirmarse que están asociadas directa y exclusivamente con El Niño, pues casualmente en Costa Rica la OCB manifiesta también el mismo comportamiento. Por lo tanto, si la OCB y El Niño estuvieran relacionados, no podría deducirse con facilidad si ambos o alguno de los dos es el causante de las anomalías de los vientos en 30 hPa. Para Gray *et al.* (1992), el responsable directo de esos cambios es la OCB, dado que ésta y las condiciones de calor en el océano son los que desencadenan a El Niño.

Una hipótesis que se deja como recomendación para un posterior estudio es la que proponen Maruyama y Tsuneoka (1988), quienes afirman que durante los eventos de El Niño las fases del este son más cortas que lo normal.

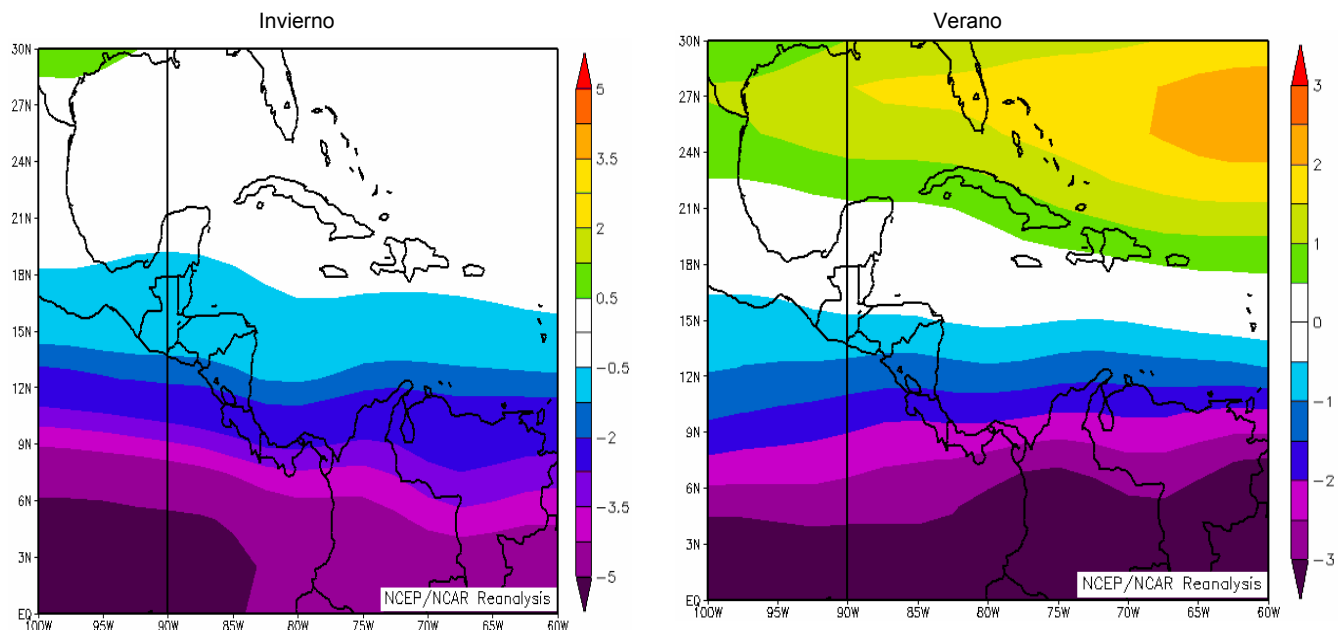


Figura 40. Reanálisis estacional de la anomalía del viento zonal ( $m s^{-1}$ ) en 30 hPa durante eventos de El Niño (CDC).

reanálisis regional del campo de anomalías de vientos en 30 hPa.

En el invierno (Figura 40, izquierda) se observan anomalías negativas al sur de  $18^{\circ}N$ , con un máximo sobre el Pacífico Ecuatorial; en el verano (esquema derecho) persisten anomalías negativas al sur de  $18^{\circ}N$  pero con valores más bajos, además se desarrollan valores positivos en latitudes subtropicales. Según este análisis, durante el verano e invierno boreal de eventos de El Niño, los vientos del este de la estratosfera inferior en Centroamérica y el ecuador son más intensos que lo normal. Sin embargo, de acuerdo con la figura 41, la variación interanual de los vientos zonales estratosféricos

Con el fin de verificar en Costa Rica esta hipótesis, se dio un rápido vistazo a los datos del nivel de 50 hPa, encontrándose que en 1987 la fase del este duró 7 meses (de abril a octubre) y en 1993 fue de 6 meses (junio a noviembre), estos valores son aproximadamente la mitad de la duración de una fase normal del este. Estos dos ejemplos corroboran parcialmente las observaciones de Maruyama y Tsuneoka (1988), sin embargo se requiere de un análisis más riguroso y de una serie de tiempo más larga y completa para poder respaldar dichas hipótesis.

En la Figura 42 se aprecia en forma resumida el comportamiento vertical estacional de los vientos en Costa Rica durante un hipotético evento de El Niño. En el



panel de arriba se grafican los vientos zonales durante julio (verano boreal) y enero (invierno boreal), observándose en la troposfera baja una intensificación de los vientos del este durante el verano y un leve debilitamiento durante el invierno.

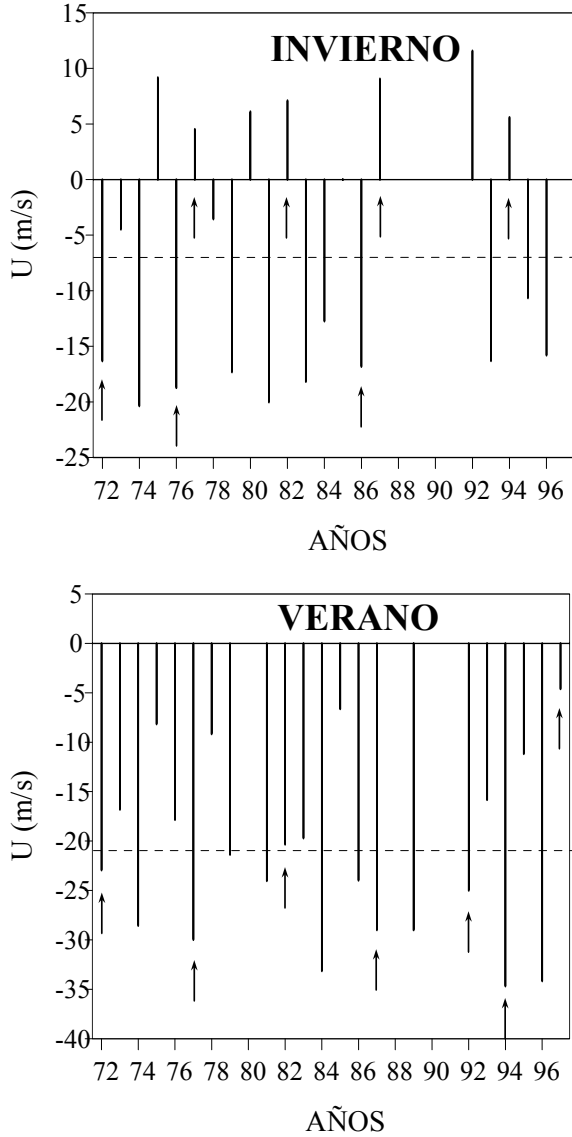


Figura 41. Variación interanual de la componente zonal del viento en 30 hPa para el verano (julio) y el invierno (enero) sobre la estación 78762 (Alajuela). Las flechas denotan eventos de El Niño.

En la troposfera media el comportamiento zonal del viento es similar al de la troposfera baja, no obstante, las desviaciones son de menor magnitud. En la troposfera alta se registra otro cambio importante, en el verano los vientos del este se tornan más débiles que lo normal, e incluso hasta pueden presentarse vientos del oeste. Esta anómala y particular distribución vertical de los vientos produce un incremento anormal de la cortante vertical

durante el verano. En el invierno, los vientos oestes de la troposfera alta muestran valores más altos que la climatología. En la estratosfera

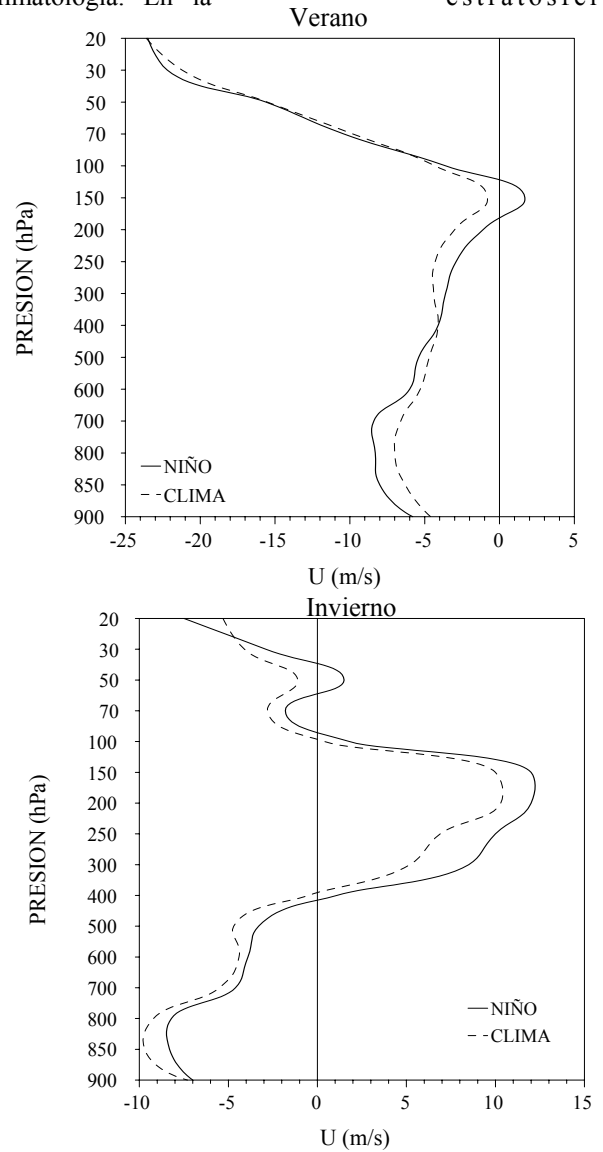


Figura 42. Cortes verticales estacionales de la componente zonal del viento durante eventos de El Niño en la estación 78762 (Alajuela). Para efectos de comparación se incluyen los

baja se demostró que los estes del verano no sufren grandes variaciones, a diferencia del invierno donde los vientos del este se debilitan e incluso pueden presentarse vientos del oeste, particularmente en 50 hPa.

Respecto a la componente meridional (Figura 43) se hace énfasis de que en el nivel de superficie los vientos de componente norte son anómalamente más fuertes (débiles) durante el verano (invierno). En la troposfera media los vientos del sur -los cuales dominan normalmente durante todo el año- tienden a presentar velocidades menores que el promedio de largo plazo, este

debilitamiento es relativamente mayor durante el verano. En la troposfera alta, el verano (invierno) presenta intensidades de los vientos del norte (sur) más débiles (fuertes) que lo normal. En la estratosfera baja, el viento

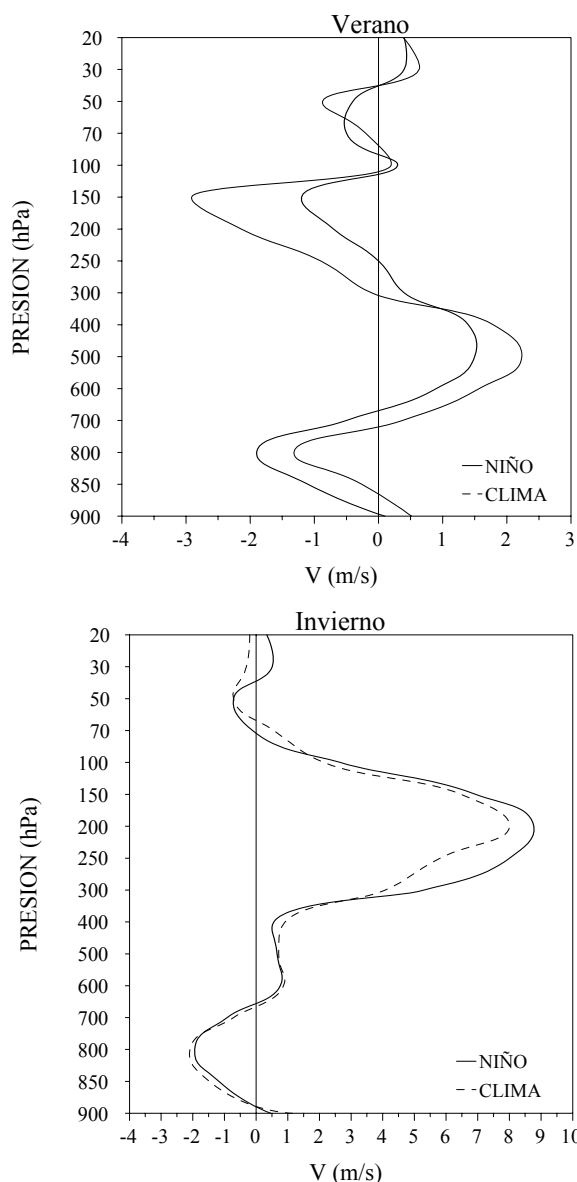


Figura 43. Lo mismo que la Figura 42 para la componente meridional.

meridional no refleja cambios significativos, en general las intensidades y las desviaciones son de muy baja amplitud (menores a  $1 \text{ m s}^{-1}$ ).

**8. Conclusiones**

Los efectos del fenómeno de El Niño en los campos medios anuales y estacionales son bastantes considerables, particularmente en las temperaturas de niveles bajos, en donde se registraron aumentos de hasta un grado Celsius por encima de lo normal. Las

temperaturas máximas absolutas al nivel del suelo se registraron durante eventos de El Niño, en este sentido se demostró que el evento de 1997-98 fue el que ocasionó las temperaturas más altas de la historia, no solo en el ámbito nacional, sino también a nivel mundial (NCDC, 1999; WMO, 1999).

El calentamiento local y superficial, del que se ha hecho alusión, tiene una señal más fuerte en el lado occidental del país (Vertiente del Pacífico), mientras que es menos claro en la costa del Caribe, donde más bien los datos sugieren un enfriamiento durante los últimos episodios de El Niño. El calentamiento no solo se limita a los niveles superficiales, sino que es patente en general en toda la troposfera, con las mayores (menores) anomalías en el nivel de superficie (tropopausa); en tanto la estratosfera baja se caracteriza por condiciones medias más frías que las normales, particularmente entre 30 y 50 hPa. Es muy notorio que las anomalías se atenúan gradualmente conforme aumenta la altura sobre la superficie, incluso se produce un cambio de signo (enfriamiento) al pasar a la estratosfera.

Con respecto al comportamiento de las presiones atmosféricas a nivel del mar y en la troposfera baja, se encontró que durante El Niño los valores son más bajos que lo normal, no sólo en Costa Rica sino también en todo el sector oriental de Pacífico Ecuatorial y el suroeste del Mar Caribe. En niveles superiores la influencia del anómalo calentamiento se tradujo en un aumento de los geopotenciales, lo cual era previsible en vista de que en esos niveles la atmósfera es altamente barotrópica.

La humedad relativa manifestó anomalías negativas (positivas) debajo (encima) de 750 hPa. El reanálisis espacial demostró que la sequedad se limita a las costas Pacíficas de Centroamérica, ya que en el Caribe las condiciones se comportan normales o más húmedas.

En comparación con el comportamiento normal, durante episodios de El Niño la atmósfera presenta -nivel por nivel e independientemente de la época- mayores valores de  $\theta_e$  con respecto a los de una atmósfera no-perturbada, lo cual es consecuente según los criterios de parametrización convectiva con un escenario de convección más severa que la normal, principalmente durante el verano, cuando la capa de inestabilidad es más profunda. Sin embargo, a pesar de esto, el grado de inestabilidad (medido por el gradiente vertical de  $\theta_e$ ) es anormalmente menor, es decir, el aire es cuantitativamente un poco más estable en presencia de El Niño. Se enfatizó el importante papel que juega la orografía en la distribución espacial de la inestabilidad, la cual tiene el efecto de crear un ambiente relativamente más inestable y menos húmedo en la Vertiente del Pacífico que en la del Caribe.

Se detectó durante el verano un aumento de la altura de la capa convectivamente inestable. Según el respectivo “composite”, la capa inestable subió en

promedio hasta los 500 hPa, cuando en condiciones normales llega a un tope entre los 600 y 550 hPa. A esos niveles la diferencia representa aproximadamente unos 800 mgp.

El comportamiento del viento en Centroamérica y el Caribe muestra una alta dependencia estacional y horizontal durante eventos de El Niño. Según los datos de los reanálisis y los radiosondeos locales, el viento de nivel bajo manifiesta un cambio estacional que se caracteriza porque entre enero y junio los alisios presentan velocidades más bajas o normales, mientras que son relativamente más fuertes entre julio y diciembre. Lo notable de este cambio estacional es que los alisios se debilitan en aquellos meses que por naturaleza son ventosos (por ejemplo febrero), mientras que se intensifican en aquellos que climatológicamente presentan velocidades más débiles (setiembre-octubre). Se cree que el comportamiento invernal de esta variable tiene su origen en el menor gradiente de presión que se establece entre Norteamérica y el Trópico, particularmente por el sistema anómalo de baja presión que se forma fuera de la costa sureste de los Estados Unidos, el cual es una de las teleconexiones mejor definidas durante El Niño. En el verano, la intensificación de los alisios tiene su origen en el fortalecimiento del jet de bajo nivel del Mar Caribe y de la mayor amplitud y desplazamiento al sur del anticiclón semipermanente del Atlántico Norte.

Según el análisis aerológico local, la componente meridional del viento en niveles bajos manifiesta un cambio estacional más pronunciado que la componente zonal, ya que los vientos del norte (i) tienden a dominar la circulación anual, desplazando totalmente a los vientos del sur que normalmente dominan en ciertas épocas, (ii) las magnitudes son más fuertes que lo normal en el verano y (iii) son ligeramente menores que lo normal en el invierno. El solo hecho de que imperen vientos de componente norte todo el año en niveles bajos de la atmósfera representa un cambio climático muy significativo, el cual tiene serias repercusiones en otras variables meteorológicas, particularmente en el régimen de lluvias. El origen de la persistencia de vientos nortes durante los eventos de El Niño puede atribuirse al fuerte sumidero que representa el sistema de baja presión en el Pacífico Ecuatorial y a que la ZCI permanece en una posición anormal, más al sur de su ubicación media anual.

En niveles medios se notó una intensificación de los vientos del este en el primer semestre, mientras que disminuyeron durante el segundo semestre, similar al comportamiento en niveles bajos. El examen del campo de anomalías de la troposfera alta reveló que en el período de diciembre a abril los vientos del oeste se intensifican (anomalías positivas) en casi todo el dominio analizado, relativamente más fuertes sobre Centroamérica y el Caribe Occidental, lo cual es consecuencia del desplazamiento hacia el sur y la intensificación anómala de la corriente en chorro subtropical. En la siguiente estación (mayo-

noviembre) subsisten las anomalías positivas en toda la región, lo que implica vientos del oeste más fuertes que lo normal en el norte de Centroamérica y vientos del este más débiles en el sur, incluyendo a Costa Rica.

Los datos de la troposfera alta indicaron que en la mayoría de los episodios de El Niño que se han registrado hasta el momento, el ciclo estacional normal fue parcialmente alterado o interrumpido por unos cuantos meses con vientos anómalos del oeste en épocas donde normalmente fluyen vientos del este. El caso de 1972 ha sido el único en los últimos 30 años en que los oestees se prolongaron por más de una estación, razón por la cual no se puede afirmar categóricamente de que en Costa Rica los episodios de El Niño están vinculados exclusivamente con vientos del oeste en la troposfera alta. Se detectaron tres escenarios posibles que reflejan las anomalías positivas que caracterizan a los vientos troposféricos durante episodios de El Niño: (i) vientos oestees anómalos abarcando más de una estación en forma consecutiva, que es el caso menos frecuente, (ii) ciclo estacional normal, pero con “estes” más débiles en el verano/otoño y “oestes” ligeramente más fuertes en el invierno/primavera, (iii) breve período de vientos del oeste en pleno verano.

Se descubrió que en promedio los “oestes” invernales en altura se prolongan un mes más que lo normal, acortando la vida media de los “estes” que se extienden por lo general de mayo a noviembre, es decir, los “oestes” tienden a iniciarse no en mayo sino en junio. Esta consecuencia, ligada o no a El Niño, tiene serias implicaciones negativas en la duración de la estación lluviosa de la Vertiente del Pacífico y en un parámetro importante para la convección: la cortante vertical.

Basados en las anomalías locales que presentaron los vientos zonales y meridionales en la troposfera, se propone que los brazos inferiores (superiores) de las celdas de circulación de Walker y Hadley experimentan una intensificación (debilitamiento) durante los eventos de El Niño.

La cortante vertical es otro de los elementos que se altera sustancialmente durante El Niño, pues las magnitudes tienden a ser mayor que las del promedio climatológico y mayor también que las de años no-El Niño. Hasta el momento el valor más alto de la cortante - para un mes de julio- se produjo durante el evento intenso de 1997. Las mayores anomalías se registran en el invierno y el verano, con las máximas desviaciones en los meses de enero y julio. Debido a la influencia directa que ejerce la cortante en el grado de profundización de la convección, El Niño presenta dos efectos adversos para la convección: (i) disminuye el número de meses favorables para ésta y (ii) le resta intensidad y profundidad.

En la estratosfera baja se confirmó que durante los eventos ENOS (fase cálida), la OCB se encuentra en la fase de vientos del este, conclusión que es consistente con otras investigaciones que se han realizado en distintas zonas del trópico. Sin embargo Gray *et al.* (1992)

advirtieron que no todas las fases del este de la OCB inducirán siempre un evento de El Niño, ya que también entran en juego factores oceánicos. Si bien la fase del este coincide con la aparición de El Niño, no significa que ambos están sincronizados de inicio a fin, ya que meses después del inicio se desacoplan, o sea, el inicio de la fase del oeste ocurre por lo general cuando El Niño se encuentra bien avanzado y desarrollado.

No existe un patrón dominante de aumento o debilitamiento de los vientos zonales estratosféricos sobre Costa Rica durante los eventos de El Niño. Sin embargo, a nivel regional se observaron signos de una intensificación de los vientos del este durante el verano y un debilitamiento en el invierno.

Se analizaron dos ejemplos que demostraron que la duración de las fases del este de la OCB disminuye durante El Niño, sin embargo se acotó que se requería de una metodología más rigurosa y de una serie de tiempo más larga para poder confirmar esa hipótesis.

### Agradecimientos

Los datos de radiosondeo utilizados fueron proporcionados amablemente por el Intituto Meteorológico Nacional, Costa Rica.

Los autores están profundamente agradecidos con Eric Alfaro, Patricia Ramírez y Eladio Zárate por sus valiosos comentarios y sugerencias.

### RESUMEN

Con base en una técnica de composición de anomalías de los campos meteorológicos considerados, se diagnosticaron las principales alteraciones climáticas de la atmósfera libre sobre Costa Rica durante los eventos de El Niño, tales como (i) el mayor calentamiento (enfriamiento) del aire en toda la troposfera (estratosfera), (ii) la disminución de las presiones atmosféricas en superficie, (iii) los mayores valores de la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) y la mayor profundidad de la capa convectivamente inestable, (iv) la mayor magnitud de los vientos alisios durante el verano y disminución en el invierno, (v) cortante vertical más intensa entre el invierno y el verano, (vi) la fase del oeste (este) en el ecuador se refleja en Costa Rica como una intensificación (debilitamiento) de los vientos dominantes del este, (vii) la señal de la OCB presenta un máximo espectral en el período de 27 meses, es más intensa en 30 hPa y desaparece totalmente en 100 hPa, donde el período del máximo de energía espectral coincide aproximadamente con el ciclo del fenómeno de El Niño.

### Referencias

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

Aceituno, P., 1989. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part II: Upper-air Climate. *J. Climate*, **2**, 341-355.

Alfaro, E. y J. Amador, 1996. El Niño-Oscilación del Sur y Algunas Series de Temperatura Máxima y Brillo Solar en Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **3**, 19-26.

Alfaro, E. y J. Amador, 1997. Variabilidad y Cambio Climático sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **4**, 51-62.

Alvarado, L.F. y W. Fernández, 2001. Climatología de la Atmósfera Libre sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **8**(2), xx-xx.

Amador, J. y E. Alfaro, 1996. La Oscilación Cuasi-Bienal, ENOS y Acoplamiento de Algunos Parámetros Superficiales y Estratosféricos en Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **3**, 45-53.

Asnani, G.C., 1993. *Tropical Meteorology*. Vol 1 y 2. Noble Printers Pvt Ltd, 1202 pp.

Aspliden, C.I., 1976. A Classification of the Structure of the Tropical Atmosphere and Related Energy Fluxes. *J. Applied. Met.*, **15**, 692-697.

Báez, J. y W. Fernández, 1995. *Características de la Atmósfera Libre Sobre Paraguay y Su Influencia en el Comportamiento Estacional de la Precipitación*. Revista Geofísica, **42**, 5-30.

Baldwin, M. y D. O'Sullivan, 1995. Stratospheric Effect of ENSO-Related Tropospheric Circulation Anomalies. *J. Climate*, **8**, 649-667.

Betts, A.K., 1974. Thermodynamic Classification of the Tropical Convective Soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 760-764.

Covey, D., y S. Hastenrath, 1978. The Pacific El Niño Phenomenon and the Atlantic Circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1280-1287.

Dukerton, T. y D. Delisi, 1985. Climatology of the Equatorial Lower Stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 376-396.

Enfield, D., 1996. Relationship of the Inter-American Rainfall to Tropical Atlantic and Pacific SST Variability. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3305-3308.

Fernández, W. y P. Ramírez, 1991. El Niño, la Oscilación del Sur y sus Efectos en Costa Rica. *Rev. Tecnología en Marcha*, **11**(1), 3-11.

Grandoso, H., V. Castro y A. Vargas, 1981. *Características de la Atmósfera Libre sobre Costa Rica y Sus Relaciones con la Precipitación*. Informe Semestral (enero-junio), Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas y Transportes. San José, Costa Rica.

Gray, W., 1984. Atlantic Seasonal Hurricane Frequency. Part 1. El Niño and 30 mb QBO Influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649-1668.

Gray, W., 1993. *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*. Tropical Cyclone Programme. Report N° TCP-31, World Meteorological Organization, 5.1-5.21.

Gray, W., J. Sheaffer y J. Knaff, 1992. Influence of the Stratospheric QBO on ENSO Variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 975-995.

Hastenrath, S., 1976. Variations in Low-Latitude Circulation and Extreme Climatic Anomalies 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.

Horel, J. y J. Wallace, 1981. Planetary Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.

Julian, P. y R. Chervin, 1978. A Study of the Southern Oscillation and the Walker Circulation Phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1433-1451.

Krueger, A. y J. Winston, 1975. Large Scale Circulation Anomalies over the Tropics During 1971-1972. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 465-473.

Lau, N-C y M. Nath, 1994. A Modeling Study of the Relative Roles of Tropical and Extratropical SST anomalies in the Variability of the Global Atmosphere-Ocean System. *J. Climate*, **7**, 1184-1207.

Lazante, J., 1996. Lag Relationships Involving Tropical Sea Surface Temperatures. *J. Climate*, **9**, 2568-2578.

Maruyama, T. y Y. Tsuneoka, 1988. Anomalous Short Duration of the Easterly Wind Phase of the QBO at 50 hpa in 1987 and Its Relationship to an El Niño Event. *J. Meteor. Soc. Japan*, **6**, 629-633.

Mora, I., 1998. *Duración Temporal de los Eventos ENOS y el Comportamiento del Jet de Bajo Nivel en el Mar Caribe*.

ALVARADO: Variabilidad interanual y estacional de la atmósfera libre sobre Costa Rica durante eventos de El Niño

- Minicongreso Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.
- Nobre y Shukla, 1996. Variations of Sea Surface Temperature, Windstress and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, **9**, 2464-2479.
- Oort, A. y J. Yienger, 1996. Observed Interannual Variability in the Hadley Circulation and Its Connection to ENSO. *J. Climate*, **9** (11), 2751-2767.
- Philander, S., 1990. *El Niño, la Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, Londres, 289 pp.
- Quinn, W., V. Neal y S. Antúnez, 1987. El Niño Occurrences over the Past Four and a Half Centuries. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14449-14461.
- Quinn, W. y V. Neal, 1992. The Historical record of El Niño Events. *Climate Since A.D. 1500*. R.S. Bradley y P.D. Jones (Eds), Routledge, 623-648.
- Quiroz, R., 1982. Relationship among Stratospheric and Tropospheric Zonal Flow and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 143-154.
- Rasmusson, E. y T. Carpenter, 1982. Variations in the Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Field Associated with the Southern Oscillation-El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Reid, G. y K. Gage, 1985. Interannual Variation in the Height of the Tropical Tropopause. *J. Geophys. Res.*, **90**, 5629-5635.
- Reid, G., K. Gage y J. McAffre, 1989. The Thermal Response of the Tropical Atmosphere to variations in Equatorial Pacific Sea Surface Temperature. *J. Geophys. Res.*, **94**, 705-716.
- Ropelewsky, C. y M. Halpert, 1987. Global and Regional Scale Precipitation Pattern Associated with the ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1606-1626.
- Sadler, J., 1975. *The Upper Tropospheric Circulation Over the Global Tropics*. Department of Meteorology, University of Hawaii, 35 pp.
- Schnieder, U. y C. Schonwiese, 1989. Statistical characteristics of El Niño/Southern Oscillation and North Atlantic Oscillation Indices. *Atmósfera*, **22**, 34-47.
- Trenberth, K., 1997. The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- van Loon, H., C. Zeretos y C. Repapis, 1982. The Southern Oscillation in the Stratosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 225-229.
- van Loon, H. y D. Shea, 1985. The Southern Oscillation. Part IV. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2063-2074.
- van Loon, H., y K. Labitzke, 1987. The Southern Oscillation. Part IV: The Anomalies in the Lower Stratosphere of the Northern Hemisphere in Winter and a Comparison with the QBO. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 357-369.
- Vega, N., 1987. The Effects of El Niño in Costa Rica, 1982-1983. University of Miami, Tropical Ocean-Atmosphere News Letter, **39**, 1-4.
- Waylen, P., C. Caviedes y M. Quesada, 1996a. Interannual Variability of Monthly Precipitation in Costa Rica. *J. Climate*, **9**, 2606-2613.
- Waylen, P., M. Quesada y C. Caviedes, 1996b. Variability of annual precipitation in Costa Rica, and the Southern Oscillation. *J. Climatol.*, **16**, 173-195.
- Wolter, K., 1987. The Southern Oscillation in Surface Circulation and Climate over Tropical Atlantic, Eastern Pacific and Indian Oceans as Captured by Cluster analysis. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 540-558.
- Xu, J., 1992. On the Relationship between the Stratospheric Quasi-biennial Oscillation and the Tropospheric Southern Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 725-734.
- Zárate, E., 1990. *Breve Caracterización de un Evento ENSO en Costa Rica y Acciones de Pronóstico durante la Época Lluviosa del Pacífico de 1990*. Artículo presentado en la Conferencia Técnica sobre El Niño y sus implicaciones climáticas, 4-8 diciembre, Montevideo, Uruguay.
- Zebiak, S., 1993. Air-Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. *J.*