

# Climatología de la Atmósfera Libre sobre Costa Rica

LUIS FERNANDO ALVARADO<sup>1</sup>

*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

A time series of aerological data for the 1972-1989 period was used in order to obtain a climatology of the free atmosphere over Costa Rica, actualizing and complementing a previous study (Grandoso *et al.*, 1981).

The analyzed dynamic and thermodynamic characteristics are the result of radiosonde direct measurements (pressure, temperature, mixing ratio and wind) and derived variables such as geopotential, potential temperature (and hydrostatic stability), equivalent potential temperature (and convective stability), saturation equivalent potential temperature (and conditional stability), relative humidity, zonal and meridional components of wind, and vertical wind shear.

---

## 1. Introducción

Grandoso *et al.* (1981) publicaron la primera climatología aerológica de Costa Rica, utilizando una base de datos relativamente pequeña de 8 años (1972-1979). Por este motivo se consideró muy conveniente realizar el presente estudio utilizando una serie más larga de 18 años (1972 - 1989), con el propósito no sólo de contar con una climatología más confiable, sino también para obtener resultados adicionales.

El período para la confección de la climatología no contempla los datos de la década de 1990, principalmente por las siguientes razones: (a) la falta y las constantes interrupciones de la información aerológica entre 1990 y 1992, (b) para evitar un posible salto estadístico a partir de 1993 por la introducción de un nuevo y automatizado sistema de radiosondeos, y (c) porque la década de 1990 estuvo prácticamente dominada por eventos ENOS, particularmente por El Niño (en 1991-1994 y 1997-1998).

Para información del lector, es importante señalar, que aunque no hubo disponibilidad de datos aerológicos locales en el período de octubre de 1989 a abril de 1992 por diferentes motivos, 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. No obstante, esa información no fue utilizada en este estudio.

Debido al pequeño tamaño del país, 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.

Para la confección de la climatología aerológica se siguió el procedimiento usual del cálculo de promedios aritméticos de los meses calendarios. La connotación que se dará aquí a las estaciones del año son las correspondientes a las del hemisferio norte, es decir, el verano o período estival comprende los meses de junio a

agosto, el otoño los meses de setiembre a noviembre, el invierno de diciembre a febrero y la primavera de marzo a mayo.

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).

Las características dinámicas y termodinámicas analizadas son producto de mediciones obtenidas directamente del radiosonda, i.e. presión, temperatura, razón de mezcla y viento, y cálculos de otras variables, i.e. geopotencial, temperatura potencial (y estabilidad hidrostática), temperatura potencial equivalente (y estabilidad convectiva), temperatura potencial equivalente de saturación (y estabilidad condicional), humedad relativa, componentes zonal y meridional de viento, y cortante vertical del viento.

**2. Temperatura y Geopotencial**

La atmósfera sobre Costa Rica y en general la de todo el área tropical presenta, a diferencia de latitudes medias y altas, muy poca variación mensual, estacional y anual de las temperaturas y los geopotenciales (Figuras 1, 2 y 3). Para cualquier nivel isobárico, las isotermas y las isohipsas son prácticamente horizontales y paralelas entre sí, lo cual pone de manifiesto las pequeñas variaciones mencionadas al principio y el carácter barotrópico de la atmósfera tropical.

No obstante, pese a la relativa uniformidad de las temperaturas y los geopotenciales, se observa que hay períodos y secciones de la atmósfera donde esos elementos experimentan variaciones relativamente mayores, como es el

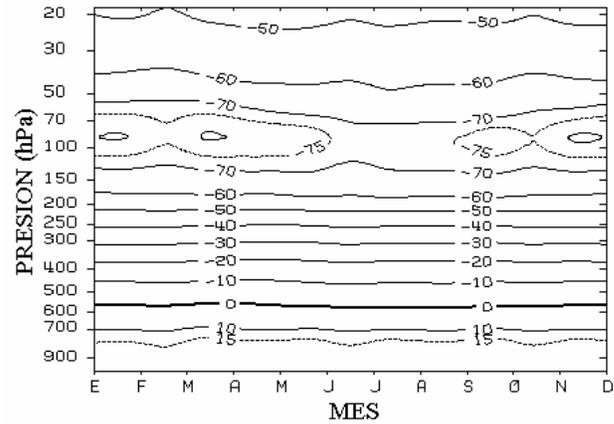


Figura1. Variación mensual de la temperatura (°C) entre los niveles de 900 y 20 hPa en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Un comportamiento isotérmico predomina en toda la troposfera.

caso de las temperaturas debajo del nivel de 700 hPa y por encima de 150 hPa (Figura 1), siendo mayores los cambios en esta última capa. En el Cuadro 1 se nota claramente que en los niveles más bajos las temperaturas más frías ocurren durante enero y febrero (estación invernal), mientras que las más calientes en julio (estación estival).

En el resto de la troposfera el comportamiento no es muy definido, mientras que en la estratosfera la situación es idéntica que en superficie, aunque en la estratosfera el calentamiento (enfriamiento) durante el verano (invierno) es más pronunciado según lo denotan los valores de la desviación estándar. Las mismas conclusiones se infieren al examinar la Figura 2, en la que se cotejan los cortes

Cuadro 1. Valores medios mensuales de la temperatura (°C). Período 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

NIVEL (hPa)	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED	STD
20	-50.3	-49.6	-49.1	-48.0	-47.5	-48.0	-48.0	-49.2	-49.3	-48.6	-48.2	-48.2	-48.7	0.8
30	-55.8	-56.3	-55.6	-54.2	-53.1	-54.2	-53.9	-54.7	-55.4	-55.1	-55.0	-55.0	-54.9	0.9
50	-66.0	-66.4	-66.1	-64.9	-63.0	-62.2	-61.5	-62.0	-62.3	-63.5	-64.1	-64.5	-63.9	1.7
70	-76.4	-76.3	-76.1	-75.6	-72.9	-70.2	-67.9	-68.0	-68.8	-70.7	-73.0	-76.0	-72.7	3.4
100	-79.7	-79.3	-79.5	-79.3	-79.0	-77.8	-75.0	-75.7	-76.3	-79.0	-80.0	-79.3	-78.3	1.7
150	-65.8	-66.0	-66.6	-67.0	-67.7	-68.7	-68.6	-68.2	-68.5	-68.1	-67.6	-66.2	-67.4	1.1
200	-53.7	-53.6	-53.5	-53.8	-53.6	-54.1	-54.8	-54.1	-54.5	-54.3	-54.3	-54.5	-54.1	0.4
250	-42.6	-42.2	-41.9	-41.5	-41.2	-41.4	-42.2	-41.9	-41.7	-41.6	-42.0	-42.8	-41.9	0.5
300	-32.8	-32.5	-31.7	-31.4	-30.9	-31.1	-31.8	-31.5	-31.4	-31.2	-31.7	-32.8	-31.7	0.6
400	-16.7	-16.6	-16.0	-15.8	-15.6	-16.1	-16.7	-16.5	-16.4	-16.0	-16.3	-16.5	-16.2	0.3
500	-5.1	-5.2	-5.0	-4.9	-5.3	-6.0	-6.3	-6.2	-6.3	-5.8	-5.6	-5.2	-5.6	0.5
600	2.8	2.6	3.2	2.9	2.6	2.2	1.7	1.9	1.9	2.0	2.5	2.7	2.4	0.4
700	9.8	9.9	10.0	10.0	9.9	9.8	9.6	9.7	9.6	9.3	9.6	9.9	9.8	0.2
800	14.7	14.7	15.0	15.4	15.5	15.5	15.5	15.3	15.1	14.8	15.0	14.8	15.1	0.3
850	17.4	17.4	17.7	18.1	18.1	18.2	18.3	18.2	17.7	17.5	17.6	17.6	17.8	0.3
900	18.7	18.7	19.1	19.7	19.8	19.6	19.8	19.6	19.3	19.1	19.3	19.2	19.3	0.4

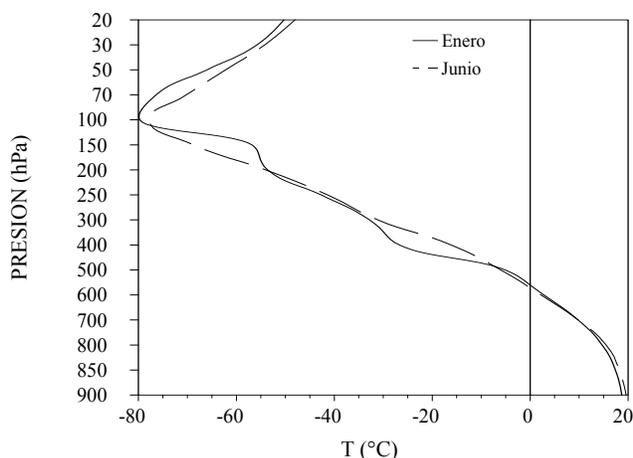


Figura 2. Corte vertical de la temperatura en invierno (enero) y en verano (junio) sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). El cambio estacional de la temperatura es menos marcado en la

verticales de la temperatura para los meses de enero (invierno) y junio (verano). Nótese que los perfiles de la temperatura son casi idénticos en ambos casos, las desviaciones más significativas se presentan en la estratosfera, en donde las temperaturas son más altas en el verano que en el invierno. El gradiente vertical de la temperatura ( $\gamma$ ) en la troposfera es de aproximadamente  $6\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$  para ambos meses, es decir, durante el año la temperatura disminuye unos  $6\text{ }^{\circ}\text{C}$  por cada kilómetro de altura.

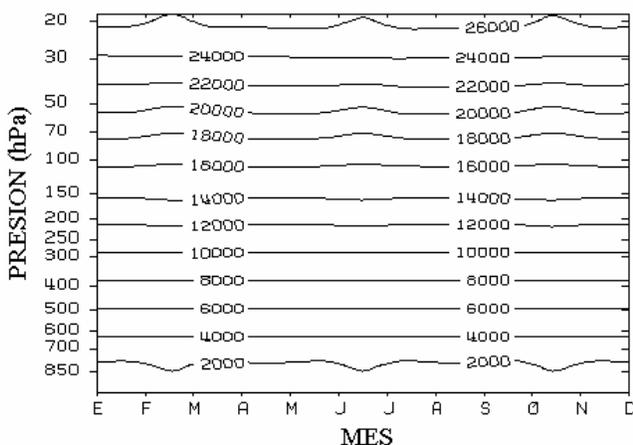


Figura 3. Variación mensual del geopotencial (mgrp) entre los niveles de 900 y 20 hPa en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Las isohipsas y las isotermas son aproximadamente paralelas entre sí, lo que denota una atmósfera barotrópica.

Al comparar las Figura 1 y 2 se destaca un mínimo de temperatura que se produce en promedio en los 100 hPa ( $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$  en invierno y de  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$  en verano), a partir del cual la temperatura aumenta hacia arriba. Este nivel isobárico,

conocido como la *tropopausa*, es el límite entre la troposfera y la estratosfera. Si bien en promedio la tropopausa tropical se localiza en los 100 hPa, las observaciones diarias de los radiosondeos en Costa Rica demuestran (no hay figura) que durante el invierno la tropopausa se ubica por arriba de ese nivel (aproximadamente en 80 hPa), mientras que en el verano baja hasta casi los 120 hPa.

En términos del geopotencial (Figuras 3, 4 y Cuadro 2), las variaciones son también relativamente mayores en la estratosfera ( $\sigma\sim 60$ ) y muy pequeñas en la troposfera baja

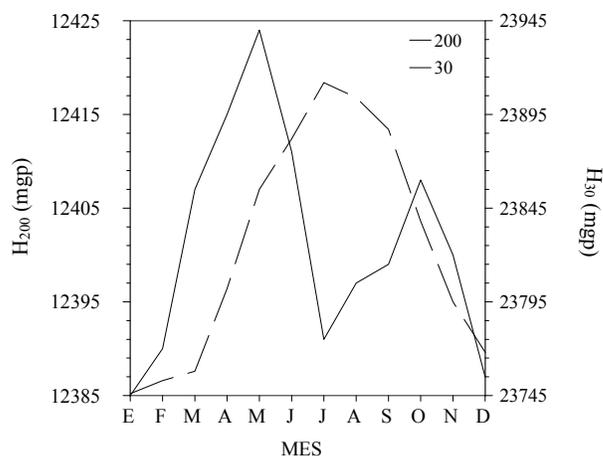


Figura 4. Variación mensual de la altura geopotencial del nivel de 200 hPa y 30 hPa. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

( $\sigma\sim 2$ ).

Estacionalmente se observa que las alturas geopotenciales en 30 hPa (estratosfera) y en 200 hPa (troposfera) son más bajas en enero (estación invernal) que en cualquier otro período del año, mientras que los valores más altos en ambos niveles se producen en el período estival (Figura 4). En 200 hPa el geopotencial muestra una distribución de doble máximo (con los toques en mayo y octubre) y un mínimo en julio. Tal comportamiento se asemeja mucho al que manifiesta el régimen mensual de lluvias del Pacífico que será comentado más adelante. Por el contrario, en la estratosfera la distribución es tipo gaussiano (de un solo máximo) en el mes de julio, coincidente con el relativo calentamiento durante ese período.

En síntesis, el calentamiento (enfriamiento) en la parte más baja de la estratosfera y troposfera en el verano boreal (invierno) coincide con el incremento (disminución) de los geopotenciales y con el descenso (ascenso) del nivel de la tropopausa durante esa misma estación.

Aunque no se evidencia con claridad en ninguna de las figuras anteriores, a lo largo de todo el año persiste una inversión térmica entre el nivel de superficie y 900 hPa, niveles que están separados por unos 80 m de distancia. Las mediciones diarias muestran que esta inversión se localiza casi siempre entre el nivel de superficie y 850 hPa. Las inversiones térmicas, como las que se registran en las capas

TOPICOS METEOROLOGICOS Y OCEANOGRAFICOS

Cuadro 2. Valores medios mensuales del geopotencial (mcp). Periodo 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED	STD
<b>NIVEL (hPa)</b>														
<b>20</b>	26361	26358	26387	26429	26482	26516	26538	26518	26504	26456	26438	26405	26449	63.0
<b>30</b>	23746	23753	23758	23802	23855	23882	23912	23904	23887	23838	23795	23768	23825	62.2
<b>50</b>	20570	20579	20588	20598	20636	20664	20696	20698	20683	20640	20668	20582	20634	48.3
<b>70</b>	18577	18587	18595	18596	18614	18624	18649	18641	18637	18609	18583	18578	18608	25.5
<b>100</b>	16558	16559	16567	16573	16588	16555	16541	16543	16553	16552	16548	16555	16556	9.8
<b>150</b>	14178	14186	14200	14211	14213	14197	14172	14182	14183	14192	14189	14175	14190	13.3
<b>200</b>	12385	12390	12407	12415	12424	12411	12391	12397	12399	12408	12400	12387	12401	12.1
<b>250</b>	10917	10917	10933	10943	10949	10938	10922	10926	10925	10933	10930	10919	10929	10.3
<b>300</b>	9659	9660	9674	9678	9682	9675	9662	9664	9664	9669	9668	9663	9668	7.5
<b>400</b>	7566	7566	7574	7579	7577	7571	7564	7564	7564	7567	7567	7569	7569	5.2
<b>500</b>	5852	5851	5857	5859	5859	5855	5851	5852	5850	5851	5851	5853	5853	3.3
<b>600</b>	4399	4391	4402	4405	4406	4405	4402	4402	4401	4399	4400	4399	4401	4.0
<b>700</b>	3135	3135	3137	3140	3141	3141	3140	3140	3138	3136	3136	3135	3138	2.4
<b>800</b>	2016	2015	2017	2018	2018	2019	2018	2018	2018	2016	2014	2015	2017	1.6
<b>850</b>	1499	1499	1500	1500	1500	1500	1500	1499	1499	1499	1497	1498	1499	0.9
<b>900</b>	1009	1009	1011	1008	1006	1007	1007	1008	1008	1007	1006	1007	1008	1.4

superficiales, se presentan por lo general en las primeras horas de la mañana y son consecuencia de efectos meramente radiativos, ya que generalmente a esas horas el suelo está más frío que el aire ubicado encima de éste. No obstante, estas inversiones son transitorias, se desvanecen en la medida en que el suelo se calienta y conforme aumenta la mezcla por turbulencia mecánica en la capa límite.

En términos de la variación interanual de la temperatura, los resultados de la presente investigación -basados en un período de 26 años (1972-1997)- muestran que en la década de 1980 y 1990 las temperaturas en toda la troposfera aumentaron entre 0.5 °C y 1.0 °C respecto a la década de 1970. Por ejemplo la temperatura media mensual de julio en el nivel de 850 hPa (100 hPa) para el período 1972-1979 fue de 17.7 °C (-75.2 °C), mientras que en el período 1980-1989 y 1990 aumentó a 18.6 °C (-74.7 °C), es decir, hubo un incremento de 0.9 °C (0.5 °C). El Cuadro 3 muestra este comportamiento, donde se nota además que, contrario al comportamiento en la troposfera, en la estratosfera hay una tendencia o patrón definido de

Cuadro 3. Variación de las temperaturas medias (°C) de julio en las décadas de 1970, 1980 y 1990. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

Período	NIVEL (hPa)				
	SUP	700	400	200	50
<b>70's</b>	19.1	9.3	-17.0	-55.0	-61.8
<b>80's</b>	19.5	9.6	-16.5	-54.5	-61.5
<b>90's</b>	20.0	10.0	-16.4	-54.5	-63.4
<b>90-70's</b>	0.9	0.7	0.6	0.5	-1.6

enfriamiento. En este sentido estos resultados confirman y complementan los de Alfaro y Amador (1996, 1997), quienes afirmaron que en las últimas décadas hay una tendencia de aumento del orden de 0.5 – 1 °C en las temperaturas máximas en superficie. Gómez y Fernández (1996) estudiaron el comportamiento en superficie de la

temperatura máxima, temperatura mínima, temperatura promedio y rango diurno de temperatura (diferencia entre la temperatura máxima y la temperatura mínima) para más de veinte estaciones distribuidas en todo el territorio de Costa Rica. Ellos encontraron que el aumento de la temperatura mínima ha sido mayor que el de la temperatura máxima (cuyo aumento no se nota en algunas estaciones) y, consecuentemente, encontraron como patrón general que el rango diurno de temperatura ha estado disminuyendo. El nivel de superficie está sujeto a muchas oscilaciones locales asociadas a factores como la orografía, la vegetación, la contaminación, etc. La atmósfera libre es menos susceptible a estas interferencias, por lo que se cree que es significativo el calentamiento (enfriamiento) experimentado en la troposfera (estratosfera) en las décadas de 1980 y 1990.

Con el fin de verificar si realmente hay un salto estadísticamente significativo en la serie de tiempo, es necesario disponer de un registro más largo para poder realizar un análisis estadístico más riguroso de las tendencias interanuales e interdecadales de las temperaturas medias en toda la atmósfera. Dado el aumento en la frecuencia e intensidad con que se han presentado los eventos de El Niño desde los años setenta (Trenberth y Hoar, 1996), es probable que los resultados que se obtengan sean consistentes con los de la presente investigación.

**3. Humedad**

La humedad, a diferencia de la temperatura o el geopotencial, muestra una marcada variación tanto mensual como estacional. Esta característica, que es típica de la atmósfera tropical, se refleja claramente en la Figura 5, donde el cambio estacional se evidencia en el acercamiento de las curvas de la temperatura y de la temperatura del punto de rocío entre mayo y octubre, lo que implica una atmósfera más húmeda que la de noviembre-abril.

La Figura 6, que muestra el corte mensual de las

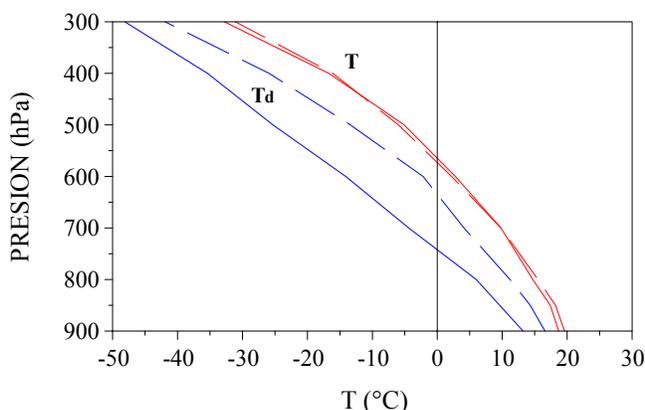


Figura 5. Corte vertical de la temperatura (T, rojo) y la temperatura del punto de rocío (Td, azul) en enero (línea continua) y en junio (línea cortada) para la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). El punto de rocío experimenta una mayor

isolíneas de la relación de mezcla (r), manifiesta el mismo cambio estacional, con el predominio de valores relativamente bajos de la relación de mezcla durante la época invernal (diciembre a febrero), con el mínimo en el mes de

enero en toda la extensión vertical de la troposfera (ver también Cuadro 4). Por el contrario, en los meses de verano estos valores aumentan, con los máximos en junio y setiembre.

La relación de mezcla siempre disminuye con la altura, independientemente del período del año, razón por la cual los valores más altos se registran en la troposfera baja. En superficie r varía de un mínimo de 11 (g kg<sup>-1</sup>) en enero a un máximo de 13 (g kg<sup>-1</sup>) en junio. En niveles menores a 400 hPa prevalecen valores inferiores a 1 g kg<sup>-1</sup> durante todo el año, de hecho hay tan poca variación que r es prácticamente constante (0.2 g kg<sup>-1</sup>). En general las variaciones mensuales de la relación de mezcla son relativamente pequeñas, pues oscilan de unos 2 a 3 g kg<sup>-1</sup> en la troposfera baja y media, hasta unos décimos en la troposfera alta.

En la Figura 7 se aprecia en forma más clara el marcado cambio estacional que sufre el contenido de humedad en la atmósfera, utilizando como variable a la humedad relativa (HR).

Nótese que, al igual que la relación de mezcla, el invierno boreal es el período menos húmedo del año en toda la extensión vertical de la troposfera, con mínimos de 20%

Cuadro 4. Valores medios mensuales de la relación de mezcla (g kg<sup>-1</sup>). Período 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED
<b>NIVEL (hPa)</b>													
<b>300</b>	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
<b>400</b>	0.5	0.4	0.5	0.6	0.9	1.2	1.1	1.2	1.1	1.1	0.7	0.5	0.8
<b>500</b>	1.0	0.9	1.0	1.3	2.2	2.7	2.7	2.7	2.9	2.6	1.9	1.2	1.9
<b>600</b>	2.1	2.1	2.1	2.7	4.6	5.4	5.0	5.0	5.1	5.1	4.2	2.9	3.9
<b>700</b>	3.9	4.1	4.0	5.0	6.9	7.4	6.9	7.2	7.4	7.3	6.7	5.5	6.0
<b>800</b>	7.4	7.9	7.9	8.6	10.0	10.5	10.0	9.9	10.3	10.3	9.8	8.7	9.3
<b>850</b>	8.9	9.2	9.6	9.9	11.4	12.2	11.4	11.4	11.7	11.8	11.1	9.9	10.7
<b>900</b>	10.7	10.7	11.2	11.5	13.0	13.3	13.0	12.9	13.2	13.1	12.6	11.4	12.2

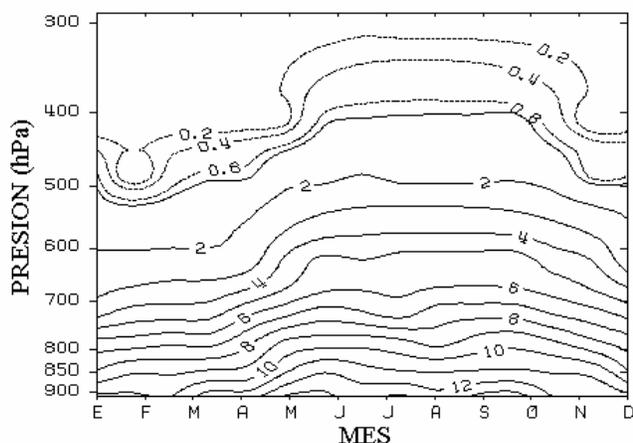


Figura 6. Variación mensual de la relación de mezcla (g kg<sup>-1</sup>) entre los niveles de 900 y 300 hPa en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La humedad es mayor en el periodo estival.

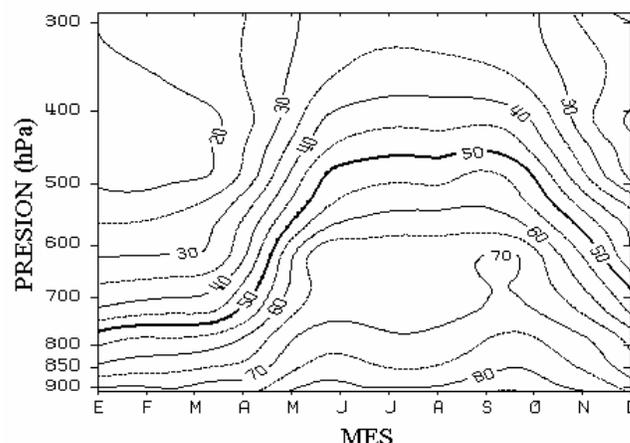


Figura 7. Variación mensual de la humedad relativa (%) entre los niveles de 900 y 300 hPa en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Se realiza la isolínea de 50% para mostrar los cambios estacionales del espesor de la capa húmeda.

en la troposfera alta y máximos de 70% en niveles bajos. Durante el verano la humedad relativa aumenta, con valores del orden del 90% en superficie y de 30% en la troposfera alta. La Figura 7 y el Cuadro 5 indican que las mayores desviaciones mensuales se producen en la troposfera media, la cual presenta un rango de variación de 45%, mientras que en el resto de la troposfera las diferencias son de un 15 a 20%.

En la Figura 7 se ha enfatizado el contorno del 50% para reflejar lo que Grandoso *et al.* (1981) denominan la *capa húmeda*, que se define como el nivel isobárico por debajo del cual las humedades relativas son mayores al 50%. Nótese que la altura de la capa húmeda muestra dos regímenes estacionales bien definidos, uno en el verano, donde llega hasta un nivel entre 400 y 500 hPa, y el otro en el invierno, en el que desciende hasta unos 750 hPa. Otro rasgo importante que se observa en la Figura 7 es la distribución de doble máximo que se registra con mayor énfasis por debajo de los 600 hPa durante el verano. Los

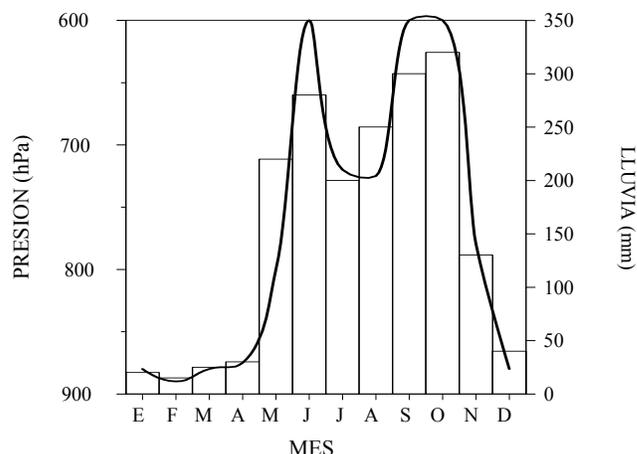


Figura 8. Variación mensual de la lluvia en San José (barras) y la altura de la capa húmeda (línea continua) en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Ambos parámetros muestran el mismo comportamiento estacional.

Cuadro 5. Valores medios mensuales de la humedad relativa (%). Periodo 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED
<b>NIVEL</b>													
hPa													
<b>300</b>	20	21	21	25	29	34	34	32	31	32	24	20	26
<b>400</b>	18	17	17	22	31	43	43	41	43	40	25	18	30
<b>500</b>	19	17	18	25	43	56	56	53	60	53	37	24	38
<b>600</b>	28	28	26	35	60	73	69	67	70	69	54	38	51
<b>700</b>	36	38	37	46	63	67	64	66	69	69	62	50	56
<b>800</b>	56	60	59	62	72	76	72	73	76	78	73	66	69
<b>850</b>	60	62	64	64	74	77	73	74	77	80	74	66	71
<b>900</b>	70	71	72	71	80	83	80	80	84	84	80	73	77

máximos pertenecen a los meses de mayo-junio y setiembre-octubre. Entre ambos máximos se observa un descenso o mínimo de la humedad relativa en los meses de julio y agosto. Este patrón es idéntico al régimen de precipitación que impera en las regiones occidentales de Costa Rica (Figura 8), que se caracteriza por una estación seca que coincide con el invierno y primavera boreal (diciembre a abril) y una estación lluviosa durante el verano y otoño boreal (mayo a noviembre), en medio de la cual se produce una merma relativa de la cantidad de lluvia en los meses de julio y agosto que se conoce como *veranillo* (Ramírez, 1983).

Con respecto a una posible variación climática de la humedad relativa, el Cuadro 6 permite concluir que

Cuadro 6. Diferencias de la humedad relativa entre las décadas de 1970 y 1990 a diferentes niveles de la atmósfera. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED
<b>NIVEL</b>													
hPa													
<b>300</b>	-9	-2	-8	-5	-1	-1	+7	+7	+7	+5	+9	0	+1
<b>500</b>	-1	-3	-6	-8	-3	+2	+9	+3	+4	+1	+8	-3	+0
<b>700</b>	+5	0	-5	-4	-2	-2	-1	-3	-1	-1	-3	-5	-2
<b>SUP</b>	+2	-1	-6	-2	-2	0	+1	-1	-3	-2	-2	+1	-1

integralmente en toda la troposfera no se observó una tendencia dominante en las últimas décadas, aunque en promedio hubo una ligera disminución de los valores en la troposfera baja y un aumento en la troposfera alta. Nótese que la disminución en niveles bajos es independiente de la época, excepto el aumento que hubo en el invierno. En niveles superiores hubo mayor variabilidad en vista de que la humedad fue menor en el invierno y primavera, y mayor en el verano y otoño.

#### 4. Temperatura Potencial y Estabilidad

La Figura 9 presenta el corte mensual de las isolíneas

Cuadro 7. Valores medios mensuales de la temperatura potencial [ $\theta$ (K)]. Período 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

NIVEL (hPa)	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED
200	347.6	347.9	347.9	347.6	347.6	346.9	346.0	346.5	346.5	346.8	346.8	346.3	347.0
250	342.3	343.1	343.5	344.1	344.5	344.2	343.1	343.5	343.8	343.9	343.4	342.2	343.5
300	338.9	339.4	340.5	340.9	341.6	341.4	340.4	340.8	340.9	341.2	340.5	338.9	340.5
400	333.2	333.3	334.1	334.4	334.7	334.1	333.3	333.6	333.7	334.2	333.7	333.5	333.8
500	326.9	326.7	327.0	327.2	326.8	326.0	325.6	325.8	325.7	326.2	326.4	326.8	326.4
600	319.6	319.4	320.1	319.8	319.7	319.4	318.7	319.0	319.0	319.1	319.7	319.6	319.4
700	313.9	314.0	314.1	314.2	314.4	314.4	314.1	314.2	314.1	313.8	314.0	314.3	314.1
800	307.8	307.9	308.2	308.8	309.1	309.1	309.1	308.8	308.7	308.4	308.5	308.1	308.5
850	305.6	305.7	306.0	306.5	306.7	306.9	306.9	306.8	306.3	306.1	306.1	306.0	306.3
900	302.3	302.3	302.7	303.4	303.7	303.5	303.7	303.5	303.2	303.0	303.1	302.9	303.1

de temperatura potencial ( $\theta$ ), conocidas también como *adiabáticas secas*. La temperatura potencial se define como la temperatura que una parcela de aire insaturada tendría si fuera llevada adiabáticamente hasta el nivel de 1000 hPa. Esta variable no se mide directamente con instrumentos, sino que se obtiene por medio de la siguiente ecuación (Bolton, 1980):

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{0.2854 (1 - 0.28 \times 10^{-3} r)} \quad [K] \tag{1}$$

(1)

donde T es la temperatura en Kelvins (K), p es la presión en hPa y r es la relación de mezcla en  $g\ kg^{-1}$ . Para más detalles sobre el cálculo de ésta y otras variables ver Bolton (1980).

En la Figura 9 y el Cuadro 7 se logra apreciar la

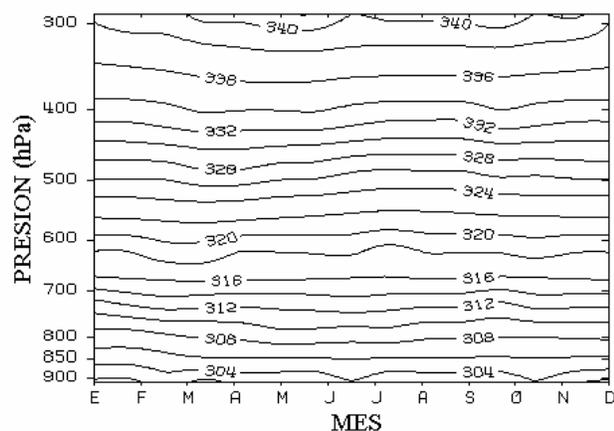


Figura 9. Variación mensual de la temperatura potencial ( $\theta$ (K)) entre los niveles de 900 y 300 hPa en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). El comportamiento temporal de esta variable también es isotérmico.

uniformidad y poca variabilidad mensual y estacional de las adiabáticas sobre cualquier nivel isobárico. Este comportamiento era previsible dado que -para un nivel isobárico determinado-  $\theta$  es función únicamente de la temperatura (T). La importancia de esta variable radica en que, independientemente de la época del año, siempre aumenta con la altura. Es decir, el gradiente vertical de  $\theta$

siempre es positivo (i.e.,  $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ) en una atmósfera no-perturbada. Cuando  $\theta$  disminuye con la altura se dice que el gradiente térmico es *superadiabático*, por lo general este tipo de gradiente sólo se observa en la capa límite.

La importancia del comportamiento vertical de  $\theta$  en la capa límite o en la atmósfera libre estriba particularmente en las condiciones de estabilidad con respecto a aire seco o insaturado. La presencia o ausencia de nubes de gran desarrollo vertical es un fenómeno que puede ser explicado a partir de las condiciones de la estabilidad hidrostática de la atmósfera.

De modo general, en una atmósfera estable los movimientos verticales se encuentran suprimidos y consecuentemente también la formación de nubes. Lo opuesto sucede en una atmósfera inestable, pues más bien se estimulan los movimientos ascendentes del aire.

De acuerdo con Rogers (1976) y Rossby (1943), la atmósfera es absolutamente estable cuando la temperatura

potencial aumenta con la altura ( $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ) respecto a parcelas no-saturadas, o cuando el gradiente vertical de temperatura ( $\gamma$ ) de la atmósfera es menor que el gradiente adiabático saturado ( $\gamma_s$ ). Se dice que la atmósfera es absolutamente inestable cuando  $\theta$  disminuye con la altura

( $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ ) o cuando el gradiente vertical de temperatura del ambiente es mayor que el gradiente adiabático seco ( $\gamma_d$ ), es decir, cuando  $\gamma > \gamma_d$  ( $\gamma_d = 9.8\ ^\circ C\ km^{-1}$ ) respecto a desplazamientos de parcelas de aire secas o

saturadas. Hay un tercer caso denominado la inestabilidad condicional en la cual el gradiente de temperatura es mayor que el gradiente adiabático saturado pero menor que el adiabático seco, i.e.  $\gamma_d > \gamma > \gamma_s$ , que implica que la atmósfera es inestable para procesos húmedos (que alcanzan la saturación), pero estable para procesos secos (no alcanzan la saturación).

Según el criterio anterior, la atmósfera libre sobre Costa Rica sería absolutamente estable en cualquier época del año, siempre y cuando las parcelas de aire involucradas permanescan insaturadas y que asciendan por un proceso adiabático. Sin embargo muchas veces estos requisitos no se cumplen en condiciones reales, dado que muchos movimientos atmosféricos de escala sinóptica se llevan a cabo por medio de capas y no de parcelas.

**5. Temperatura Potencial Equivalente y Estabilidad Convectiva**

La Figura 10 muestra el corte vertical de la variación mensual de los contornos de la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ). La  $\theta_e$  es la temperatura potencial que una parcela de aire tendría si toda su humedad fuera condensada y el calor latente resultante fuera usado para calentar la parcela. Al igual que la temperatura potencial, la  $\theta_e$  se obtiene indirectamente por medio de la fórmula semiempírica propuesta por Bolton (1980):

$$\theta_e = \theta \exp\left[\left(3.376/T_1 - 0.00254\right)\left(1 + 0.81 \times 10^{-4} p\right)\right] \quad (2)$$

donde  $T_1$  es la temperatura de la parcela en el Nivel de Condensación por Elevación (NCE).

En la Figura 10 se aprecia que, en todos los niveles isobáricos,  $\theta_e$  tiene los valores más altos durante la estación estival y los más bajos en el invierno (ver también Figura 11

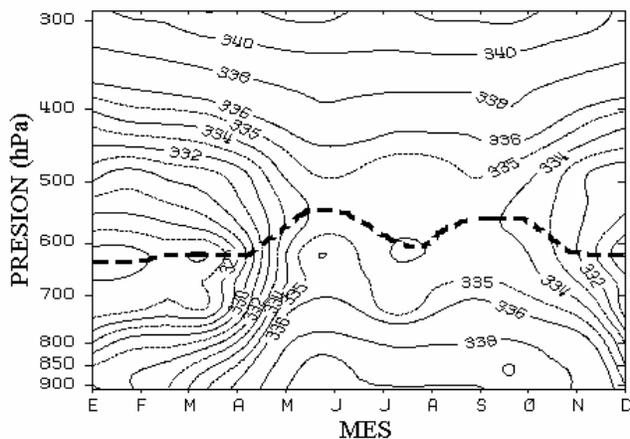


Figura 10. Variación mensual de la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ (K)) entre los niveles de 900 y 300 hPa en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La línea cortada marca el límite superior de la capa con inestabilidad convectiva.

y Cuadro 8). Nótese que en la troposfera baja y media el cambio estacional es más marcado al pasar del invierno al verano que del verano al invierno, es decir,  $\theta_e$  varía mensualmente más rápido en el primer semestre del año que durante el segundo semestre. De lo anterior podría derivarse que, basados en el comportamiento de  $\theta_e$ , el verano se establece de una forma más repentina que el invierno.

Otra característica que refleja la Figura 10 es que durante el verano y el otoño boreal, la isolinéa  $\theta_e = 336$  K (realzada) manifiesta una distribución omega (en forma de  $\omega$ ), con mayo-junio y setiembre-octubre los meses picos de esa distribución y julio-agosto el mínimo. Este comportamiento es coherente con los observados en el campo del geopotencial en 200 hPa, la capa húmeda y la precipitación mensual del régimen del Pacífico (Figura 8), lo cual demuestra que las variaciones de la  $\theta_e$  están más estrechamente asociadas con las variaciones en el contenido de humedad de la atmósfera que con las variaciones mensuales de la temperatura.

Por otro lado se puede observar, según la Figura 11, que no hay variación estacional en el comportamiento vertical de la  $\theta_e$ , ya que en cualquier época del año ésta disminuye con la altura hasta un mínimo en la troposfera media, desde donde aumenta monótonamente hasta al menos el nivel de 300 hPa. Sin embargo, se registra una variación estacional de la altura a la cual cambia de signo el gradiente vertical de la  $\theta_e$ . En la Figura 10 la línea a trazos separa las capas atmosféricas que están caracterizadas por un aumento o descenso de  $\theta_e$ . Nótese que durante la época invernal esta línea se encuentra entre los 600 y 700 hPa, mientras que en verano se ubica más arriba (entre 500 y 600 hPa). Esta característica es más evidente en el corte vertical de la Figura 11, donde el valor mínimo del perfil del verano se encuentra a mayor altura que el del invierno. La importancia de esta línea radica en que por debajo de ella está la capa conocida

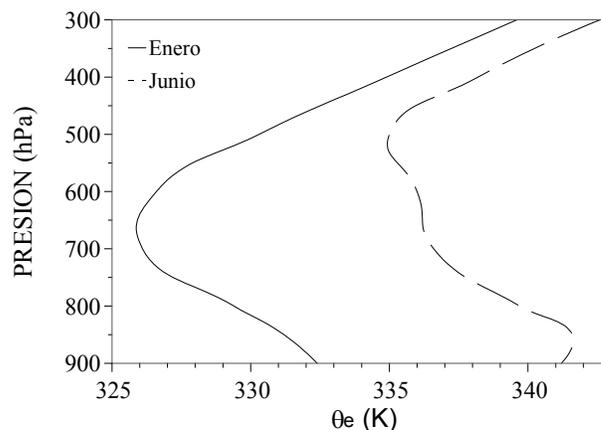


Figura 11. Corte vertical de la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) en invierno (enero) y en verano (junio). Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

como la *capa convectivamente inestable* ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ), que se describirá más adelante.

Con la ayuda de cortes verticales de  $\theta_e$ , Aspliden (1976) clasificó a la atmósfera tropical en seis (6) regímenes convectivos, en una escala creciente desde el grado I (convección extremadamente limitada) hasta el VI (convección extremadamente intensa). La primera se caracteriza por un marcado mínimo de  $\theta_e$  entre 800 y 700 hPa. En el grado III (convección ligeramente limitada) el mínimo es menos pronunciado y se localiza entre 700 y 600 hPa. En la convección más intensa (grado VI) el mínimo es todavía menos pronunciado y los valores de la  $\theta_e$  son mayores que 335 K. Del mismo modo, Betts (1974) propuso otro modelo de estratificación de la convección que consistió de 4 regímenes convectivos, los cuales variaban desde seco hasta perturbado. Él concluyó lo mismo que Aspliden, es decir, que el aumento de los valores mínimos de la  $\theta_e$  en la troposfera baja y media es directamente proporcional al aumento de la actividad convectiva.

En la Figura 11 el mínimo de la curva de enero (de 326 K) es más acentuado que el de junio y se localiza aproximadamente en 650 hPa, mientras que el de junio (de 335 K) es más aplanado y se ubica a mayor altura (cerca de 550 hPa). Por lo tanto, de acuerdo con los modelos propuestos por Aspliden (1976) y Betts (1974), los perfiles de  $\theta_e$  en enero y junio representan condiciones de convección limitada (seco) y de convección muy intensa (perturbado), respectivamente.

En la troposfera media, los mayores valores y el mínimo achatado de la  $\theta_e$  (perfil de junio) son el resultado de la fuerte convección, la cual transporta calor sensible y latente desde los niveles bajos, aumentando así la humedad y la  $\theta_e$  de los niveles medios. El marcado mínimo y los valores bajos de la  $\theta_e$  durante enero podrían deberse a la subsidencia de escala sinóptica que impera en ese mes, la cual tiene el efecto de disminuir el contenido de humedad. En la atmósfera libre la subsidencia sinóptica y de gran escala se concentra entre 300 y 800 hPa y está asociada con vorticidad anticiclónica y aire seco (Pettersen *et al.*, 1947; Haraguchi, 1968; Harris, 1970).

Los criterios de estabilidad comentados hasta ahora permiten determinar la estabilidad estática de la atmósfera por medio del comportamiento de una parcela o burbuja de aire mientras la atmósfera como un todo se mantiene fija. Este procedimiento es útil para explicar, a partir de movimientos convectivos, el grado de estabilidad del ambiente. Sin embargo, es posible abordar el mismo asunto por medio de una capa o estrato de aire que se mueve verticalmente a través del ambiente que le rodea. Este enfoque de la capa reviste gran significado en situaciones meteorológicas tales como ascensos o descensos forzados en una gran barrera orográfica, acciones frontales y convergencias de gran escala, en los cuales están involucradas capas enteras de la atmósfera. Bajo estas

circunstancias se ha observado que el ascenso o descenso del estrato de aire puede llegar a cambiar radicalmente su estabilidad estática inicial.

El tratamiento de la estabilidad con este nuevo enfoque se facilita con el uso del gradiente vertical de la  $\theta_e$ , que es el criterio para determinar la estabilidad estática final de una capa de aire que experimenta movimientos verticales adiabáticos debido a efectos térmicos o mecánicos. Este criterio es conocido en la mayoría de la literatura como *inestabilidad convectiva* (Rossby, 1943; Hess, 1959; Palmén y Newton, 1969; Rogers, 1977). Algunos autores como Grandoso (1979) y Grandoso *et al.* (1981) se refieren a la estabilidad convectiva como *estabilidad potencial* y otros como Wallace y Hobbs (1977) los tratan como sinónimos.

El criterio de la estabilidad convectiva establece que la atmósfera es convectivamente inestable si

$\partial\theta_e/\partial z < 0$ , y convectivamente estable si  $\partial\theta_e/\partial z > 0$ .

Rogers (1976) y Retallack (1973) definen una capa convectivamente inestable como una que se vuelve absolutamente inestable mediante un proceso ascensional hasta que la capa entera ha alcanzado el NCE, es decir, hasta el nivel en que se satura totalmente. La capa se inestabiliza si el calor latente liberado en la ascensión produce una diferencia de temperatura suficiente entre la base y el tope de la capa. En este tipo de proceso la inestabilidad es totalmente independiente del gradiente vertical del ambiente o de cualquier otro parámetro asociado a éste.

Rossby (1943) demuestra que una capa convectivamente estable, independiente de su estabilidad estática inicial y su grado de saturación, es necesariamente una capa absolutamente estable, y que tal estabilidad no puede ser destruida por cualquier proceso adiabático que se realice contra la capa. Sin embargo, si una capa posee inestabilidad convectiva e inicialmente es absolutamente estable o condicionalmente estable, eventualmente podría volverse absolutamente inestable tras el ascenso. Se deduce de lo anterior que la inestabilidad convectiva puede o no estar acompañada al inicio de inestabilidad condicional, como tampoco una capa condicionalmente inestable tiene que ser, necesariamente, convectivamente inestable.

La mera existencia de alguna (s) capa (s) con inestabilidad convectiva no asegura que la energía almacenada será liberada súbita y totalmente en forma de convección. Kreitzberg y Perkey (1976, 1977) demostraron, por medio de un modelo numérico aplicado a la interacción entre la mesoescala de la convección durante la liberación de la inestabilidad convectiva en movimientos ascendentes (suponiendo inicialmente una atmósfera condicionalmente inestable), que la convección domina el período inicial del proceso, mientras que las corrientes hidrostáticas ascendentes dominan la segunda fase y producen lluvias estratificadas por períodos prolongados que son mayores que las producidas durante la fase convectiva. Varias

investigaciones nacionales se apoyaron en dicha teoría al estudiar los motivos según los cuales durante los temporales del Pacífico o del Caribe (Grandoso, 1979; Galo *et al.*, 1996a; Fernández y Barrantes, 1996) el constante ascenso orográfico no alcanzaba a organizar procesos convectivos durante todo el temporal, a pesar de que la atmósfera baja y media exhibían inicialmente inestabilidad convectiva.

Palmen y Newton (1969) acuñaron el término *inestabilidad potencial* para referirse al efecto combinado de

la inestabilidad convectiva ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ) y la

inestabilidad condicional ( $\partial\theta_{es}/\partial z < 0$ ). Según esto, la inestabilidad convectiva no constituye por si sola una condición suficiente para desatar la energía potencial sino que representa una condición necesaria y un proceso intermedio para lograr dicho propósito.

De acuerdo con Grandoso (1979), los procesos convectivos se desarrollarán tan pronto como la capa se sature totalmente en caso de que ésta se encuentre potencialmente inestable. Pero en caso de que la capa sólo se encuentre con inestabilidad convectiva, se requerirá un ascenso adicional (con tal de que la capa alcance el grado de inestabilidad condicional que le falta) para liberar la energía almacenada en forma de convección.

Según todo lo anterior, las capas bajas y medias de la atmósfera libre sobre Costa Rica son convectivamente inestables durante todo el año (Figura 11). También se mencionó antes que la profundidad que alcanza esta inestabilidad manifiesta una variación estacional muy definida, ya que en la época invernal la capa inestable llega hasta los 650 hPa, mientras que en el verano alcanza una mayor altura (hasta los 500 hPa). En general, la troposfera alta es convectivamente estable en cualquier período del año.

En síntesis, en Costa Rica existe inestabilidad (estabilidad) convectiva en la troposfera baja y media (en la troposfera alta) en cualquier época del año. Esta conclusión justifica muy bien las precipitaciones convectivas que se presentan en junio (verano), pues además de exhibir inestabilidad convectiva en una capa muy profunda (hasta los 500 hPa) también se manifiesta inestabilidad condicional hasta la misma profundidad. Sin embargo, este mecanismo no explica la ausencia de convección en meses invernales como enero, donde existen las mismas condiciones de inestabilidad que en junio. Como se verá más adelante, la diferencia entre ambos meses estriba en que la capa con inestabilidad convectiva alcanza la mínima profundida del año en enero, mientras que la capa con inestabilidad condicional tiene la máxima profundida precisamente en ese mes. Si bien en ambos meses hay inestabilidad de los dos tipos, parece ser que quien tiene más peso en la ausencia de convección en enero es la mínima profundida que alcanza la capa con inestabilidad convectiva, la cual sin duda es un reflejo o consecuencia del menor grado de humedad que caracteriza a enero.

La Figura 11 también pone de manifiesto un aparente conflicto entre el grado de convección y el grado de inestabilidad convectiva de enero y junio. Nótese que cuantitativamente la atmósfera es más inestable durante enero que durante junio, lo cual se evidencia al examinar la inclinación de las pendientes de ambas curvas en la troposfera baja y media. Sin embargo, la evidencia observacional indica que en junio se producen más tormentas convectivas que en enero, particularmente en el occidente del país. El conflicto consiste en que durante períodos secos o de “buen tiempo” (como en enero al occidente del país) la atmósfera exhibe un valor alto de

$\partial\theta_e/\partial z$  (fuerte inestabilidad convectiva), mientras que durante períodos muy convectivos o de “mal tiempo”

$\partial\theta_e/\partial z$  (junio), la atmósfera exhibe un valor más bajo de (débil inestabilidad convectiva).

Todo lo anterior pareciera indicar que no hay una correspondencia lógica entre la inestabilidad medida cuantitativamente y la inestabilidad observacional. Sin embargo, un exámen de las causas de esta aparente paradoja permiten comprender y hacer más obvios las consecuencias. Durante eventos lluviosos, el gradiente vertical térmico de la atmósfera se aproxima al gradiente adiabático húmedo, ya que el aire está saturado (o casi saturado) y ascendiendo adiabáticamente, por lo tanto se supone que se enfría de acuerdo con el gradiente adiabático húmedo. Durante estas situaciones, la humedad es abundante desde niveles bajos hasta al menos la troposfera media. En días de “buen tiempo”, que generalmente son secos, el gradiente térmico del ambiente se aproxima al gradiente adiabático seco. Como se mencionó antes, esto es consecuencia de la subsidencia sinóptica, la cual calienta al aire que subsidie según el gradiente adiabático seco. Ahora bien, el gradiente adiabático seco es mayor que el adiabático húmedo, razón por la cual los días no-perturbados manifiestan mayor inestabilidad que los perturbados (“mal tiempo”).

El mínimo achatado de  $\theta_e$  en el perfil de junio (localizado más arriba que el de enero), es el resultado de la fuerte convección que se encarga de adveccionar calor sensible y latente desde niveles bajos a los intermedios. El descenso en altitud y magnitud del mínimo en enero se debe a la subsidencia de gran escala que lleva aire seco desde los niveles superiores a los inferiores (Aspliden, 1976).

Se mencionó que la subsidencia sinóptica, la cual parece ser más intensa en la troposfera media (Harris, 1970), motiva una disminución de la humedad en toda la capa subsidente. Este resecamiento resulta en menos nubosidad, pero en un aumento de la inestabilidad convectiva.

Todo esto parece indicar que los cambios en el gradiente vertical de la  $\theta_e$  (determinado por la variación de la humedad en la troposfera media) y el grado de inestabilidad son casi siempre el resultado, y no la causa, de una mayor

actividad convectiva. Seguramente por este motivo la mayoría de los índices de estabilidad, como el de Showalter, índice K, CAPE, etc., reflejan condiciones atmosféricas mucho más inestables en días con "buen tiempo" que para días perturbados o lluviosos. Por este motivo Lyons (1993) recomienda que al evaluar el potencial convectivo de un sondeo con fines de pronóstico, el meteorólogo debe de examinar también el ambiente sinóptico que acompaña a ese sondeo, pues un índice de estabilidad por sí sólo puede resultar en un diagnóstico del potencial convectivo, en vez de un pronóstico. Hasta ahora las investigaciones (e.g., Atkinson, 1971; Grandoso *et al.*, 1981) han demostrado la efectividad de esos índices como una herramienta para el diagnóstico estacional de la actividad convectiva, sin embargo resultan por lo general poco prácticos para efectos del pronóstico de tormentas en una forma rutinaria. Por lo tanto el uso de estos índices para el pronóstico de la convección no ha demostrado ser de mucha utilidad, no sólo en Costa Rica sino que en todo el trópico (Atkinson, 1971).

Sin embargo, para efectos de predicción resulta de mayor conveniencia el uso del espesor de la capa inestable, el cual, tanto diaria como estacionalmente, ha logrado explicar la mayor (menor) actividad convectiva que se presenta en meses como junio (enero). De hecho, varios autores (e.g., Grandoso, 1979; Grandoso *et al.*, 1981; Galo *et al.*, 1996a) utilizan ese parámetro con buenos resultados a fin de explicar el régimen de precipitación en San José y los temporales del Caribe y el Pacífico.

Para explicar por qué motivo los días con "buen tiempo" suelen presentar mayor inestabilidad convectiva que los de mal tiempo, Grandoso *et al.* (1981) postularon que el desarrollo vertical de las nubes convectivas debe depender de las condiciones de estabilidad de la troposfera superior, pues en la troposfera media y baja hay inestabilidad durante todo el año. Para probar esto, se valieron de un índice desarrollado por Gray (1968) conocido como *boyantez potencial*. Grandoso *et al.* (1981) calcularon este índice en la troposfera superior (la diferencia de la  $\theta_e$  entre 300 hPa y el mínimo observado en la troposfera media) y en la troposfera inferior ( $\theta_{e,900} - \theta_{e,min}$ ). La Figura 12 muestra el comportamiento mensual de dicho índice. Obsérvese que la boyantez convectiva en la troposfera inferior, al igual que la inestabilidad convectiva, tiene su máximo valor en los meses de diciembre a marzo (época invernal) y no en la época estival. En tanto la boyantez convectiva en la troposfera superior es mínima en la época estival y máxima en el invierno. De acuerdo con este argumento, se concluye que la mayor boyantez convectiva de la troposfera superior es el factor que impide el desarrollo vertical de la convección en la estación seca de la Vertiente del Pacífico (diciembre a marzo). A este elemento hay que sumar otros como la menor humedad atmosférica y la fuerte cortante vertical del viento, quienes en conjunto son factores que inhiben el crecimiento de la convección en el invierno.

En la climatología de Grandoso *et al.* (1981) el

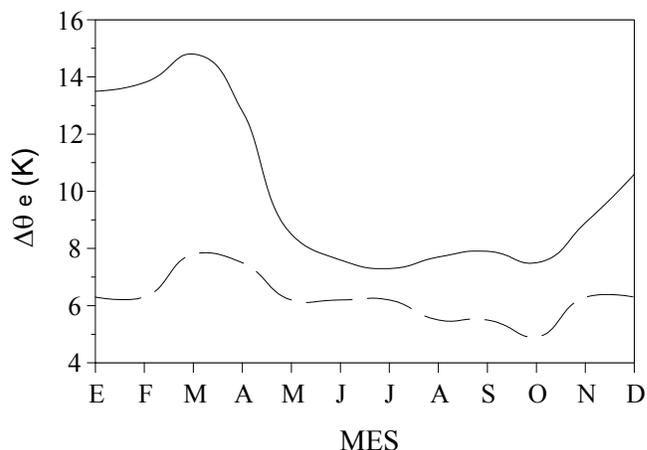


Figura 12. Variación mensual de la boyantez convectiva en la troposfera superior (línea continua) y en la troposfera baja (línea cortada) sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La estabilidad de la troposfera superior es máxima en la época invernal y mínima en el verano.

procedimiento para calcular  $\theta_e$  difiere del empleado en este trabajo. Las comparaciones entre uno y otro procedimiento conducen a diferencias de hasta 5 K en la troposfera baja. Esta discrepancia se debe a que Grandoso utilizó en su cálculos la ecuación convencional de  $\theta_e$ :

$$\theta_e = \theta \exp \left[ \frac{r(T_1) L(T_1)}{c_{pd} T} \right] \quad [K]$$

donde  $T_1$  es la temperatura en el NCE,  $L$  es el calor latente de vaporización y  $c_{pd}$  es el calor específico del aire seco a presión y temperatura constante (1000 hPa y 0°C). Simpson (1978) y Bolton (1980) argumentan que esa fórmula es una simplificación que desprecia el término del ascenso pseudoadiabático de la ecuación original de  $\theta_e$ , descrita en todos sus términos por Holton (1992). La simplificación supone que la parcela se mantiene a temperatura constante durante dicho proceso, lo cual no es válido y es el motivo por el cual se producen errores de hasta 4 K si ese término no fuera despreciado. Aún con esta corrección, la ecuación empírica que propone Bolton (1980) está sujeta a un error de 0.3 K, debido a (i) considerar constante el valor del calor específico del aire seco ( $c_{pd} = 1005.7 \pm 2.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), el cual realmente depende de la temperatura y la presión, (ii) asumir que  $r$  es despreciable en la ecuación para calcular  $T_1$ . Sin embargo para los propósitos de este estudio dicha incertidumbre no es significativa.

Por otro lado, también hay diferencias con respecto a la altura que alcanza la capa de inestabilidad convectiva en el verano. Aunque el criterio seguido por Grandoso *et al.* (1981) arroja un comportamiento similar al de esta

investigación (no hay figura), el primero muestra un espesor máximo de la capa inestable (con el tope en 500 hPa) en el mes de julio, mientras que en el presente estudio hay un mínimo (con el tope en 600 hPa) en ese mismo mes. De acuerdo con el contexto climático de la región, parece más adecuado y ajustado a la realidad el criterio y los resultados obtenidos en este trabajo.

**6. Temperatura Potencial Equivalente de Saturación y Estabilidad Condicional**

La temperatura potencial equivalente de saturación ( $\theta_{es}$ ) es definida por Holton (1992) como la temperatura potencial equivalente de una atmósfera hipotéticamente saturada que tiene la estructura térmica de la atmósfera real; la ecuación empírica que la determina es similar a la de  $\theta_e$  (ecuación 2), pero usando la temperatura (T) del nivel de presión en lugar de  $T_1$  y  $r_s$  (razón de mezcla de saturación) en lugar de  $r$ .

Según la forma en que está definida la ecuación de  $\theta_{es}$  y en vista de que  $r_s$  es función únicamente de la temperatura, se deduce que  $\theta_{es}$  es una variable que depende exclusivamente de la temperatura, por lo tanto debería de reflejar al menos las mismas características que la temperatura.

La Figura 13 presenta el corte mensual de los contornos de  $\theta_{es}$ . Nótese que en la troposfera baja predominan valores altos todo el año, los cuales oscilan entre 352 K y 346 K, con los máximos valores entre abril y agosto (Cuadro 8). En el resto de la troposfera los valores de la  $\theta_{es}$  son menores, oscilando entre 342 K y 344 K, con un mínimo dominante en la troposfera media entre los meses de junio y octubre. El uso de esta variable permite una mejor apreciación cualitativa de la variación térmica de la atmósfera, pues tiende a amplificar el relativo enfriamiento que se produce en la troposfera media durante la época estival y que apenas era perceptible en el campo de la temperatura. En la troposfera baja, particularmente en 850 hPa, los máximos valores de la  $\theta_{es}$  (entre abril y agosto) son coherentes con los valores más altos de la temperatura (T) en ese mismo nivel.

Las mismas conclusiones se obtienen al examinar los

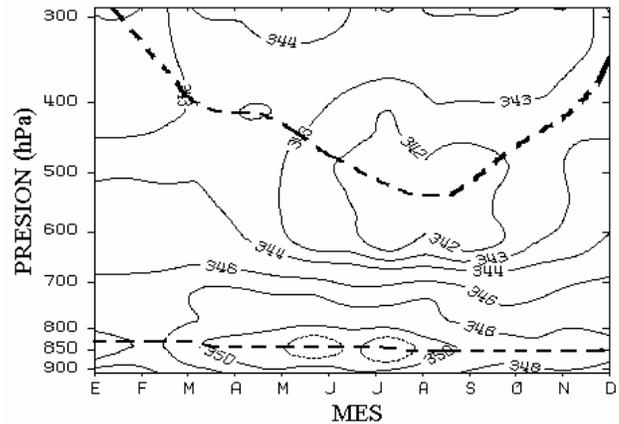


Figura 13. Variación mensual de la temperatura potencia equivalente de saturación ( $\theta_{es}$ (K)) entre los niveles de 900 y 300 hPa sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La línea gruesa cortada denota el límite superior de la capa con estabilidad e inestabilidad condicional.

cambios estacionales (Figura 14). En esta figura es más obvio el calentamiento de 4 K que experimenta la troposfera baja durante el verano. Sin embargo, en la troposfera media (700 a 400 hPa) la situación es la opuesta, ya que en esos niveles la atmósfera más bien se enfría (en 3 K). En la troposfera alta el comportamiento no está muy bien determinado, sin embargo, al menos en 300 y 100 hPa la situación es parecida a la troposfera baja, es decir, la  $\theta_e$  es mayor en el verano (junio) que en el invierno boreal (enero).

El aumento de  $\theta_{es}$  desde superficie hasta 850 hPa durante todo el año (Figuras 13 y 14) es el reflejo de la inversión térmica por radiación que impera todas las mañanas y cuya amplitud es máxima entre mayo y agosto. Por encima de 850 hPa (Figura 13) se distinguen dos regímenes: (i) uno correspondiente al período invernal (diciembre a abril) en el cual  $\theta_{es}$  tiende a disminuir con la altura en toda la extensión vertical y (ii) el otro correspondiente al período estival (mayo a noviembre) en el que se destacan dos capas bien definidas, una que se caracteriza por la disminución de  $\theta_e$  hasta un nivel entre 400 y 500 hPa y la otra por encima de ese nivel donde más bien aumenta con la altura.

Cuadro 8. Valores medios mensuales de la temperatura potencial equivalente [ $\theta_e$  (K)]. Período 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED
<b>NIVEL (hPa)</b>													
<b>300</b>	339.6	340.1	341.3	341.4	342.7	342.6	341.5	342.2	342.1	342.4	341.5	339.6	341.4
<b>400</b>	334.9	335.0	335.9	336.6	337.8	338.2	337.3	337.9	337.7	338.1	336.2	335.2	336.7
<b>500</b>	330.3	329.9	330.4	331.7	334.2	335.0	334.5	334.6	335.2	334.9	332.7	331.0	332.9
<b>600</b>	326.6	326.3	326.9	328.6	334.3	336.0	334.2	334.5	334.2	334.9	332.6	329.0	331.5
<b>700</b>	326.1	326.7	326.5	329.6	335.2	336.3	334.9	335.8	336.3	335.7	334.1	330.9	332.3
<b>800</b>	329.4	331.0	331.5	333.8	338.3	339.7	338.3	338.0	338.6	338.5	337.1	333.6	335.6
<b>850</b>	331.2	332.1	333.5	335.0	339.6	341.6	339.8	339.8	339.8	340.2	338.1	334.4	337.1
<b>900</b>	332.4	332.6	334.3	336.1	340.4	341.2	340.4	340.0	340.6	339.8	338.9	335.3	337.7

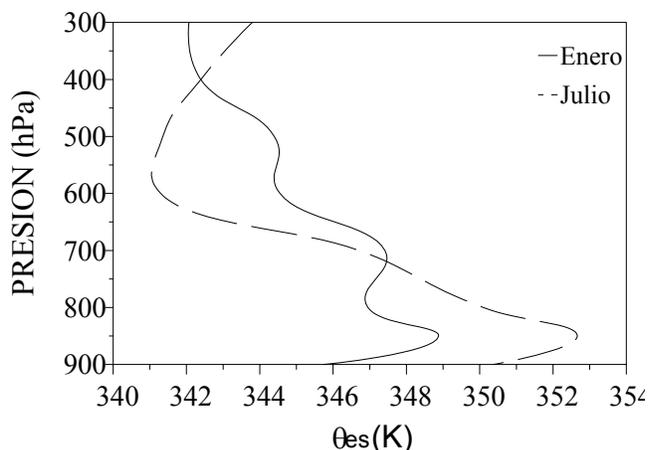


Figura 14. Corte vertical de la temperatura potencial equivalente de saturación ( $\theta_{es}$ ) en invierno (enero) y en verano (julio). Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

Betts (1974) determinó que la estratificación vertical de las curvas de  $\theta_{es}$  reflejan, al igual que las de  $\theta_e$ , el grado de convección prevaleciente. En la troposfera media y baja el comportamiento es totalmente contrario al de la curva de  $\theta_e$ , es decir, los valores de  $\theta_{es}$  son comparativamente menores en una atmósfera perturbada convectivamente que los de una atmósfera no-perturbada. En la troposfera alta los resultados de Betts no señalan un patrón bien definido. Thomas (1977) encontró en la Florida resultados similares a los de Betts en la troposfera media y baja, pero demostró que sí había una relación muy clara entre las curvas de  $\theta_{es}$  en la troposfera superior y el grado de convección. La conclusión fue que en la troposfera superior los valores de  $\theta_{es}$  durante condiciones secas son más bajos que durante eventos convectivos severos, o sea la troposfera alta es relativamente más caliente bajo condiciones perturbadas convectivamente. Estudios de casos de temporales en el país apoyan ampliamente este resultado (Fernández y Barrantes, 1996; Canales, 1994), según los cuales el calentamiento se aprecia mejor por encima de 600 hPa. Evidentemente este

calentamiento es consecuencia del transporte vertical de calor sensible realizado por los movimientos verticales asociados a la convergencia en niveles bajos.

En Costa Rica, según la Figura 14 y el Cuadro 9, la troposfera alta manifiesta valores más altos de  $\theta_{es}$  en el verano (junio) que en el invierno (enero), lo cual es consecuente con los resultados obtenidos por Thomas (1977). Nótese que el criterio de estratificación de los modos de convección en la troposfera alta es contrario al establecido en niveles más bajos.

La importancia del comportamiento vertical de  $\theta_{es}$  estriba en la estrecha relación que existe entre el gradiente vertical de esta variable y el concepto de *inestabilidad condicional*. Anteriormente se discutió este tema según la relación existente entre  $\gamma$ ,  $\gamma_d$  y  $\gamma_s$ . Sin embargo, el criterio de la inestabilidad condicional puede también ser expresado en términos del gradiente vertical de  $\theta_{es}$  (Grandoso *et al.*, 1981 y Holton, 1992). Según ese criterio, que se aplica sólo a parcelas de aire en ascenso (descenso) adiabático, hay

inestabilidad condicional si  $\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0$  y estabilidad absoluta si  $\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} > 0$ .

De acuerdo con esto y el análisis de la Figura 14, en la troposfera baja y media de Costa Rica hay inestabilidad condicional durante casi todo el año. En los meses invernales (diciembre a marzo) la capa con inestabilidad condicional ocupa prácticamente toda la troposfera, mientras que en el verano prevalece inestabilidad sólo en la troposfera media y baja, y estabilidad en la troposfera alta. Por otro lado, nótese que si bien existe inestabilidad condicional durante todo el año en la troposfera media y baja, la magnitud de la inestabilidad condicional -medida por el grado de inclinación de las pendientes de las curvas en la Figura 14- es mayor en verano que en invierno. Este podría ser un argumento más que explica la presencia (ausencia) de procesos convectivos durante el verano (invierno).

La variabilidad estacional de la profundidad de la capa con inestabilidad condicional es contraria a la manifestada

Cuadro 9. Valores medios mensuales de la temperatura potencial equivalente de saturación [ $\theta_{es}$  (K)]. Período 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED
<b>NIVEL (hPa)</b>													
<b>300</b>	342.1	342.6	344.0	344.0	345.4	345.0	343.8	344.7	344.5	344.8	344.1	342.1	343.9
<b>400</b>	342.4	342.6	343.9	344.3	344.7	343.7	342.4	343.4	343.0	343.9	343.2	342.8	343.4
<b>500</b>	344.4	344.1	344.7	344.9	343.9	342.1	341.4	342.1	341.4	342.6	343.1	344.1	343.2
<b>600</b>	344.6	343.9	345.8	344.9	343.9	342.5	341.3	342.2	341.0	342.2	343.6	344.2	343.3
<b>700</b>	347.4	347.8	348.1	348.1	347.8	347.4	346.7	347.1	346.7	345.7	346.7	347.8	347.3
<b>800</b>	346.9	346.9	348.1	349.7	350.1	350.1	350.1	349.3	348.5	347.3	348.1	347.3	348.6
<b>850</b>	348.9	348.9	350.1	351.8	351.8	352.2	352.7	351.8	350.1	349.3	349.7	349.7	350.6
<b>900</b>	345.7	345.7	347.4	349.9	350.4	349.5	350.4	349.5	348.2	347.4	348.2	347.8	348.4

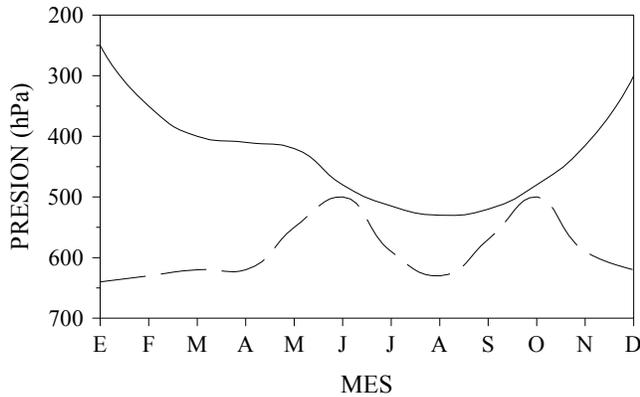


Figura 15. Variación mensual de la altura de las capas con inestabilidad condicional (línea continua) y convectiva (línea cortada) en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Nótese que entre julio y agosto ambas capas muestran un espesor mínimo.

por la capa de inestabilidad convectiva (Figura 15), es decir, durante el verano la capa con inestabilidad condicional disminuye de espesor, mientras que la capa con inestabilidad convectiva alcanza su máxima altitud; en el invierno el comportamiento es opuesto al anterior.

Para liberar la inestabilidad almacenada en forma de convección se requiere no solo que la parcela se encuentre saturada y que haya inestabilidad condicional en el ambiente, sino también que el ascenso sea lo suficientemente grande para alcanzar el Nivel de Convección Libre (NCL), nivel sobre el cual la temperatura de la parcela se volverá mayor que la del ambiente circundante. El NCL se alcanza cuando  $\theta_e$  de la parcela es igual a  $\theta_{es}$  del ambiente, i.e.  $(\theta_e)_{par} = (\theta_{es})_{amb}$ . No todas las parcelas logran llegar hasta el NCL, aún ni con fuertes movimientos ascensionales, pues solo aquellas cerca de la superficie tienen valores suficientemente altos de la  $\theta_e$  para volverse boyantes por si mismas (Holton, 1992). Por lo tanto este es un buen argumento que ayuda a justificar la ausencia de convección en enero, ya que en enero a pesar de la existencia de inestabilidad condicional, la subsidencia y la relativa poca humedad son los factores negativos que impiden la liberación de la inestabilidad en forma de convección. En verano esos factores son más favorables para la convección, pues la divergencia superficial (subsidencia) disminuye (o desaparece totalmente) y la convergencia y el contenido de humedad aumentan.

**7. Viento**

El viento es otro de los elementos meteorológicos que muestran una variación estacional muy marcada. Su importancia tiene que ver con la advección de propiedades desde otros lugares y porque, junto con factores orográficos, determinan en gran medida el régimen diario y estacional de lluvias del país (Zárate, 1977, 1980; Grandoso *et al.*, 1981).

La Figura 16 presenta gráficamente, por medio de

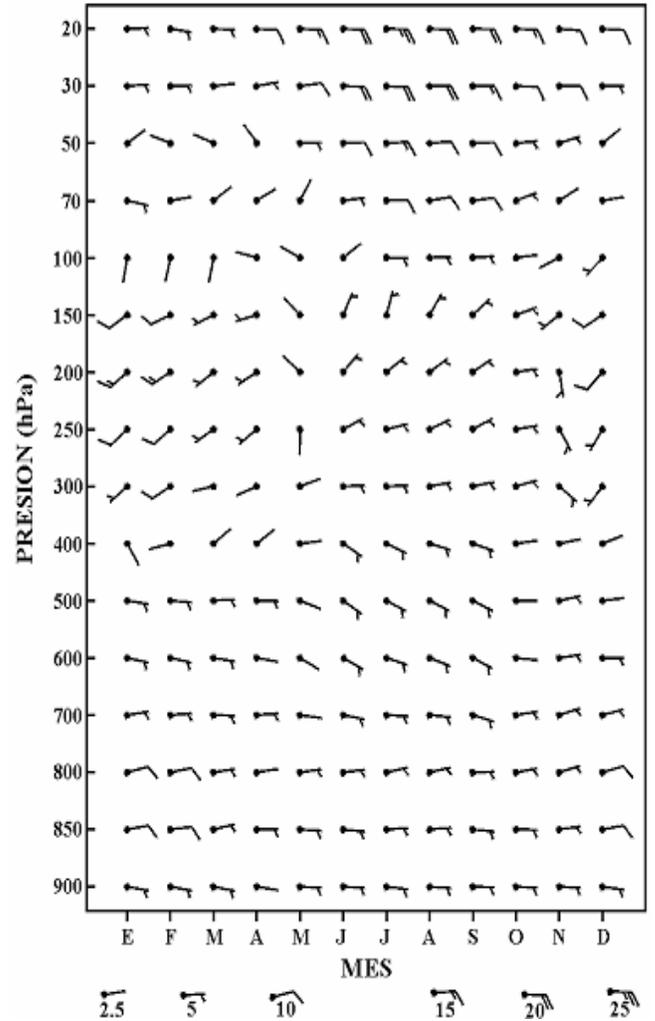


Figura 16. Corte vertical y variación mensual media del vector viento resultante ( $m s^{-1}$ ) en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

vectores, el comportamiento mensual del viento en la troposfera y la estratosfera, cuyos valores aparecen en el Cuadro 10. A simple vista resulta evidente el predominio -durante casi todo el año- de los vientos provenientes del este. En general los estes dominan toda la troposfera media y baja en cualquier época del año. Los cambios estacionales más notables, tanto en dirección como en magnitud, se registran en la troposfera alta y la estratosfera baja.

En la troposfera superior imperan vientos del oeste en la mitad invernal del año (de noviembre a mayo), los cuales forman parte de un proceso natural de extensión hacia el sur de la circulación general de latitudes medias durante esa época. En el resto del año (abril-octubre) predominan los vientos del este típicos de las zonas tropicales, que son el resultado de circulaciones anticiclónicas que se ubican al norte de nuestra latitud media.

En la estratosfera baja se registran las velocidades más altas de los vientos en Costa Rica (del orden de los  $20 m s^{-1}$ ).

Cuadro 10. Dirección y magnitud del viento resultante. Los últimos dos dígitos de cada cantidad representan la velocidad ( $m s^{-1}$ ), los restantes la dirección ( $^{\circ}$ ). Período 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
NIVEL												
hPa												
20	8805	9804	9203	9211	9217	9322	9123	9221	9120	9216	9411	9308
30	8604	8802	8401	8103	8311	9118	9221	9019	9016	9112	9009	9007
50	5701	28901	29101	31901	9005	8811	8715	8612	8810	8507	7403	5502
70	10203	8202	5601	6201	3101	8406	8909	8208	8408	7203	6101	8202
100	19102	19402	19301	28301	29602	5502	9204	8904	8703	8401	24601	22603
150	23712	24711	24604	25506	31202	2605	1703	3304	5105	7303	23505	24012
200	23213	24013	23504	24005	30901	4404	5503	5704	5904	8303	17004	22509
250	23009	23209	23803	23403	1801	6503	7804	6904	6504	8203	14903	21507
300	23206	24008	25902	24902	7202	8803	8804	8104	8004	7603	12703	22103
400	14801	25702	5302	5502	8402	12103	11304	10504	10703	8302	8002	7101
500	9804	9403	8705	9103	10902	12203	11505	11404	11403	9002	7904	8402
600	10104	10103	9804	9902	11802	11704	10605	10905	11503	9502	8204	9004
700	8205	8604	9203	8603	9702	10004	9306	9505	10503	8203	7405	7707
800	7709	8009	8206	8202	8304	8404	7907	7905	8804	8104	7507	7609
850	8110	8409	7807	8903	9304	9404	8706	8605	9504	9104	8307	8108
900	9907	9907	10006	9802	9203	9203	9604	9304	9103	9203	9204	9706

Los vientos del este son el flujo dominante a esas alturas, alcanzando la máxima intensidad durante el verano y la mínima durante el invierno. Solamente en el nivel de 50 hPa se observa un breve período de vientos del oeste al final del invierno.

La Figura 17 muestra el corte mensual de las isotacas de la magnitud del viento resultante. Nótese que las mayores velocidades del viento en la atmósfera -del orden de los  $20 m s^{-1}$ - se producen en la estratosfera durante el verano y corresponden a vientos del este (Figura 16). Un segundo máximo de unos  $13 m s^{-1}$  se registra en la troposfera superior (200 hPa), correspondiente a los vientos de componente oeste que soplan durante el período invernal (Figura 16). Obsérvese a partir de las Figuras 16 y 17 que los estes del verano en la troposfera alta son mucho más débiles que los

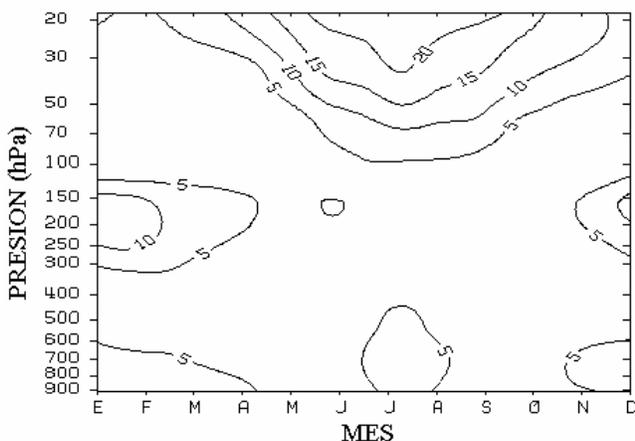


Figura 17. Corte vertical mensual de la magnitud del viento resultante ( $m s^{-1}$ ) en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Las velocidades más bajas se producen en la troposfera media en cualquier época del año y las más altas en la estratosfera durante el verano.

oestes invernales.

Los vientos en los niveles medios tienden a presentar en promedio las velocidades más bajas de la atmósfera en cualquier época del año (Figura 17). El suavizado automático realizado por el programa de ploteo gráfico (PLOT88) impide ver que en julio se registra la máxima velocidad ( $5 m s^{-1}$ ) de esos niveles (ver nivel de 400 hPa en Cuadro 10). La troposfera baja muestra dos máximos relativos, el primero durante la época invernal (noviembre-

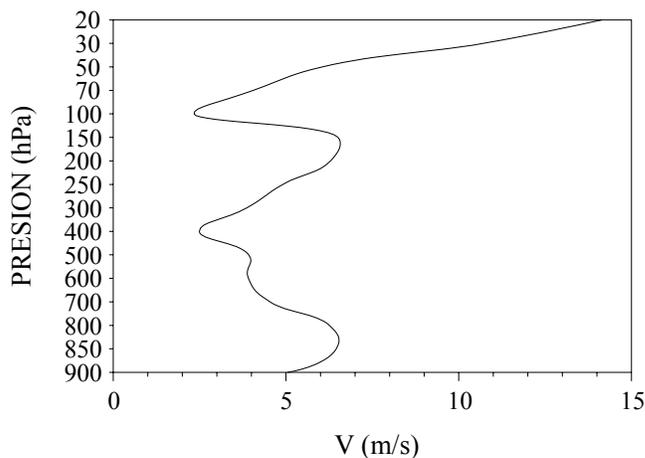


Figura 18. Corte vertical de la magnitud del viento resultante (media anual,  $m s^{-1}$ ) en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Sólo en la estratosfera el viento aumenta monótonamente.

abril), que alcanza los  $10 m s^{-1}$  en 850 hPa (enero), el segundo máximo de unos  $7 m s^{-1}$  se presenta en pleno verano (julio) entre los niveles de 700 y 850 hPa.

La Figura 18 muestra el corte vertical de la magnitud

Cuadro 11. Diferencia de la magnitud del viento ( $m s^{-1}$ ) entre las décadas de 1970 y 1990. Estación 78762 (Alajuela, San José).

	DIC ENE		JUN JUL	
NIVEL (hPa)				
50	-1.6	-2.7	+3.2	+1.6
200	0.0	+1.1	+2.7	+3.2
500	-0.5	-3.2	+1.1	+1.1
700	0.0	-1.6	+0.5	0

del viento resultante (media anual), donde se evidencia el incremento no-monótono de la velocidad con la altura. Independientemente de la dirección, el viento alcanza las máximas velocidades en 850, 150 y 20 hPa, y las mínimas en 400 y 100 hPa.

Con respecto a algún cambio climático de escala decadal, los datos mostraron un debilitamiento de la magnitud del viento en los períodos invernales de la década de 1990 con respecto a la de 1970. Según el Cuadro 11, este debilitamiento fue casi general en toda la columna atmosférica analizada. En el verano también hubo cambios, de modo general se puede decir que toda la atmósfera experimentó un aumento en la magnitud de los vientos durante esa época.

### 7.1 Componente Zonal (u) y Componente Meridional (v)

Cuadro 12. Valores mensuales medios de la componente zonal del viento ( $m s^{-1}$ ). Período 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Valores negativos equivalen a vientos del este y los positivos a vientos del oeste.

NIVEL (hPa)	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED	STD
20	-5.3	4.5	-7.2	-11.3	-16.7	-22.2	-23.7	-21.5	-20.6	-16.9	-11.6	-8.2	-14.1	6.7
30	-4.1	-2.0	-2.8	-3.7	-11.5	-18.5	-21.3	-18.9	-16.4	-12.5	-9.7	-7.0	-10.7	6.6
50	-1.1	1.0	1.7	0.6	-4.9	-11.1	-15.5	-12.6	-10.9	-6.7	-3.5	-1.6	-5.4	5.6
70	-2.9	-2.1	-1.0	-0.8	-0.6	-6.4	-9.8	-8.8	-7.9	-3.1	-1.1	-2.7	-3.9	3.2
100	0.4	0.5	0.5	0.8	1.3	-1.8	-4.4	-4.1	-3.7	-0.8	0.6	2.2	-0.7	2.2
150	10.1	10.3	7.4	6.1	1.9	-2.6	-0.9	-2.3	-3.8	-2.4	-3.1	10.7	2.6	5.6
200	10.3	10.9	6.6	5.1	0.6	-3.3	-3.1	-3.7	-4.1	-3.5	-0.8	6.6	1.8	5.5
250	7.0	7.4	5.2	2.8	-0.1	-3.3	-4.1	-3.9	-3.8	-3.6	-1.8	4.1	0.5	4.4
300	5.2	7.1	4.0	1.4	-1.3	-3.5	-4.4	-4.1	-3.8	-3.3	-1.9	2.2	-0.2	3.9
400	-0.6	2.0	-1.7	-1.6	-2.0	-2.7	-4.1	-3.8	-3.1	-2.2	-2.3	-1.4	-2.0	1.5
500	-4.7	-3.2	-4.9	-3.1	-2.3	-3.2	-4.8	-4.3	-3.2	-2.3	-4.1	-5.0	-3.8	1.0
600	-4.5	-3.5	-3.8	-2.7	-2.1	-3.7	-5.3	-4.7	-3.3	-2.8	-4.1	-4.7	-3.8	0.9
700	-5.5	-4.2	-3.5	-3.2	-2.7	-3.9	-6.7	-5.4	-3.3	-3.2	-5.6	-6.8	-4.5	1.4
800	-9.2	-8.5	-6.6	-5.7	-4.0	-4.0	-7.1	-5.6	-4.0	-3.8	-6.3	-9.0	-6.2	1.9
850	-9.7	-9.4	-7.8	-6.8	-4.5	-4.2	-6.4	-5.5	-3.9	-4.0	-6.3	-8.8	-6.4	2.0
900	-7.4	-7.1	-6.2	-5.5	-3.8	-3.6	-4.6	-4.0	-3.1	-3.5	-4.6	-6.5	-5.0	1.5

El viento se puede analizar usando sus tres componentes: zonal (u), meridional (v) y vertical (w). La componente w es quizá la variable de flujo más importante de estudiar, pero es la más difícil de determinar, debido a que el radiosondeo no la calcula directamente y a que los procedimientos indirectos son muy complejos y requieren

datos de una vasta red de radiosondeos regionales, motivo por el cual se omitirá el análisis de esta componente.

Las componentes zonal (u) y meridional (v) están dadas por:

$$u = -|\vec{V}| \cdot \text{sen}(\alpha) \quad [m s^{-1}]$$

$$v = -|\vec{V}| \cdot \text{cos}(\alpha)$$

donde  $|\vec{V}|$  es la magnitud o velocidad del viento y  $\alpha$  es el azimut o dirección desde donde sopla el viento, con  $0^\circ$  en la dirección norte y  $\alpha$  aumentando a favor de las manecillas del reloj. Por convención, a las componentes del sur y del oeste se les asigna valores positivos, mientras que a las componentes del norte y del este con valores negativos. Los Cuadros 12 y 13 muestran en forma mensual los valores de u y v en la troposfera y la estratosfera.

En la Figura 16 puede apreciarse que la atmósfera en la latitud de Costa Rica está prácticamente dominada por los movimientos zonales. Grandoso *et al.* (1981) encontraron altas persistencias (97%) del viento en la mitad inferior de la troposfera y la estratosfera baja, lo que indica que los

vientos tienden a soplar siempre en la misma dirección, que en ambos casos es del sector este. El estudio de la componente zonal y meridional ampliará mejor lo discutido anteriormente y permitirá obtener algunas conclusiones importantes sobre el comportamiento mensual, estacional y vertical del viento.

Cuadro 13. Valores mensuales medios de la componente meridional del viento ( $\text{m s}^{-1}$ ). Periodo 1972-1989. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Valores negativos equivalen a vientos del norte, los positivos a vientos del sur.

NIVEL (hPa)	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED	STD
20	-0.2	0.6	0.2	0.4	0.7	1.3	0.4	0.8	0.4	0.6	0.8	0.4	0.5	0.3
30	-0.3	-0.1	-0.3	-0.6	-1.4	0.5	0.6	-0.0	0.0	0.2	0.1	-0.0	-0.1	0.5
50	-0.7	-0.3	-0.7	-0.7	0.0	-0.4	-0.9	-0.8	-0.4	-0.5	-1.0	-1.1	-0.6	0.3
70	0.6	-0.3	-0.7	-0.4	-1.0	-0.6	-0.2	-1.1	-0.8	-0.9	-0.6	-0.4	-0.5	0.4
100	2.1	1.9	2.0	-0.2	-0.6	-1.2	0.2	-0.1	-0.2	-0.1	1.3	2.1	0.6	1.2
150	6.5	4.2	3.3	1.6	-1.7	-5.2	-2.9	-3.6	-3.1	-0.7	4.5	6.1	0.8	3.9
200	7.9	6.3	4.6	3.0	-0.5	-3.4	-2.1	-2.3	-2.5	-0.4	4.7	6.5	1.8	3.9
250	5.8	5.7	3.2	2.1	-0.4	-1.5	-0.9	-1.4	-1.7	-0.5	3.0	5.8	1.6	2.9
300	4.1	4.0	0.7	0.5	-0.4	-0.1	-0.1	-0.6	-0.7	-0.8	1.4	2.5	0.9	1.7
400	0.9	0.5	-1.2	-1.1	0.1	1.6	1.8	1.0	1.0	-0.3	-0.4	-0.5	0.3	1.0
500	0.7	0.2	-0.2	0.0	0.8	2.0	2.2	1.9	1.4	-0.0	-0.8	-0.5	0.7	1.0
600	0.9	0.7	0.5	0.4	1.1	1.9	1.6	1.6	1.6	0.2	-0.5	0.0	0.8	0.7
700	-0.7	-0.3	0.1	-0.2	0.3	0.7	0.4	0.5	0.9	-0.4	-1.6	-1.5	-0.1	0.8
800	-2.1	-1.4	-0.9	-0.8	-0.5	-0.4	-1.3	-1.0	-0.1	-0.6	-1.6	-2.3	-1.1	0.6
850	-1.5	-0.9	-0.3	-0.1	0.2	0.3	-0.3	-0.3	0.3	0.1	-0.8	-1.4	-0.4	0.6
900	1.1	1.2	1.1	0.8	0.2	0.2	0.5	0.2	0.0	0.1	0.2	0.8	0.5	0.4

La Figura 19 ilustra el corte de la variación mensual de la componente zonal media del viento. En este tipo de gráfica los valores negativos (positivos) denotan vientos de componente este (oeste). Nótese que este corte es muy semejante al mostrado en la Figura 17 y pone nuevamente de manifiesto el carácter altamente persistente de los vientos zonales en la atmósfera de Costa Rica. Comparando ambas figuras se puede identificar claramente la débil o ausente componente zonal (menos de  $5 \text{ m s}^{-1}$ ) que domina en la estratosfera en los meses invernales. En el verano la troposfera alta y media también muestra indicios de una débil componente zonal, lo cual se evidencia mejor al analizar los vectores de la Figura 16 y el Cuadro 12.

Se pueden apreciar en la Figura 19 los notables cambios estacionales que se producen en la troposfera

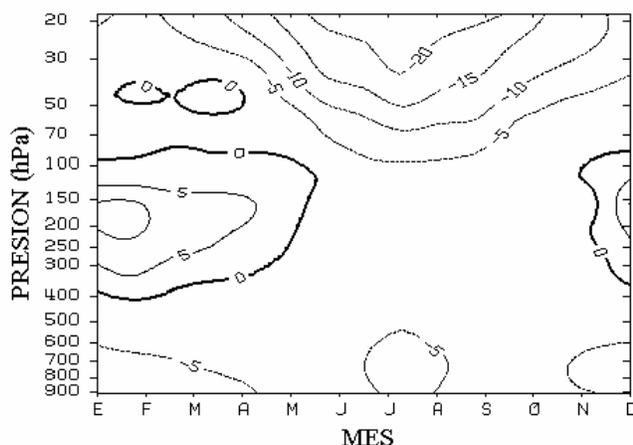


Figura 19. Corte vertical mensual de la componente zonal del viento resultante ( $\text{m s}^{-1}$ ). Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Valores con signo + (-) indican vientos de componente oeste (este).

superior y la estratosfera. Obsérvese los valores positivos (vientos del oeste) y las magnitudes que dominan esos estratos durante el invierno, es decir, las velocidades máximas de los vientos con componente del oeste (valores positivos) se registran en los meses invernales en la troposfera alta, con velocidades de hasta  $15 \text{ m s}^{-1}$ . Las máximas velocidades del flujo del este (valores negativos) se registran en el verano, en la estratosfera y la troposfera baja, con velocidades de hasta  $25 \text{ m s}^{-1}$  y  $10 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente. Por el contrario, prevalecen muy bajas velocidades (menores de  $5 \text{ m s}^{-1}$ ) durante el verano en la troposfera media y alta.

La Figura 20, que muestra la marcha mensual de la componente zonal del viento en el nivel de 50, 200 y 850 hPa, permite analizar también pero con mayor detalle las variaciones estacionales del viento zonal en toda la atmósfera. Nótese que en 200 hPa el cambio de un régimen de vientos al otro se produce en abril-mayo (para el caso de oeste a este) y en noviembre-diciembre (para el caso de este a oeste). De igual forma puede notarse que los vientos del oeste son el doble de fuertes que los del este. La curva de 50 hPa muestra el mismo comportamiento estacional que la curva de 200 hPa, i.e. oestes en el invierno y estes en el verano, la única diferencia estriba en que los oestes (estes) son más prolongados y más fuertes en la troposfera alta (estratosfera). Se ha agregado a esa figura la curva correspondiente al nivel de 850 hPa con el fin de realzar el desfase que existe en el invierno entre la troposfera baja y el resto de la atmósfera; solamente en el verano toda la atmósfera se encuentra en fase respecto a vientos de componente este, además, se puede apreciar nuevamente el aumento de la velocidad del flujo del este en 850 hPa durante el invierno y el mes pico del verano (julio), con las mínimas intensidades en los meses de mayo-junio y setiembre-octubre.

En la Figura 21 se presenta el corte vertical

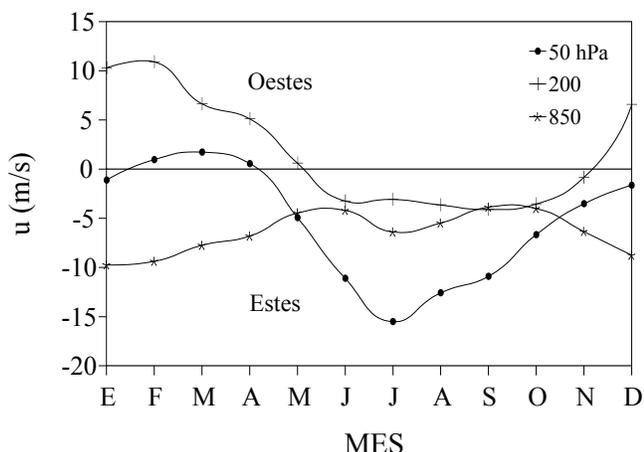


Figura 20. Variación mensual de la componente zonal (u) del viento ( $m s^{-1}$ ) en la troposfera (850 y 200 hPa) y la estratosfera baja (50 hPa) sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Los valores positivos (negativos) denotan vientos con componente del oeste (este).

atmosférico de la componente zonal (u) para meses representativos del invierno (enero) y del verano (junio). Se observa con mayor facilidad la estructura de capas que exhibe el invierno y la homogeneidad en el verano. En el invierno hay dos regímenes: (i) vientos del este en la estratosfera, en la troposfera baja y media, (ii) vientos del oeste en la troposfera alta. Se presentan máximos importantes en 850 y 200 hPa, y mínimos en 400 y 70 hPa. En el verano hay un solo régimen de vientos del este en toda la atmósfera analizada, con máximos relevantes en 150 y 20 hPa y mínimos en 100 y 400 hPa.

En síntesis, los estes dominan en general toda la estratosfera y la troposfera baja y media en cualquier época del año. Los oestes solo aparecen en la troposfera alta y 50 hPa durante el período invernal. Estas configuraciones en invierno y verano son muy importantes porque permitirán estudiar más adelante los cambios estacionales de la cortante vertical del viento.

En la Figura 22 se muestra el corte vertical mensual de la componente meridional del viento. En general los valores son relativamente más pequeños que los de la componente zonal (Figura 19), lo que reconfirma el predominio de la última en los movimientos horizontales sobre la atmósfera de Costa Rica, la única excepción a esta regla se produce -según el Cuadro 13- en la troposfera alta, al principio del invierno. Las máximas velocidades y variaciones meridionales se producen en la troposfera alta, con predominio de vientos del sur (valores negativos) en el invierno (velocidades máximas de  $6 m s^{-1}$ ), mientras que en el verano la circulación imperante proviene del norte (valores positivos), con intensidades de  $3 m s^{-1}$ .

En la estratosfera los movimientos meridionales son seis veces más débiles que en la troposfera alta. Nótese que a lo largo de todo el año el nivel de 30 hPa marca una división entre los vientos del norte y del sur, de modo que

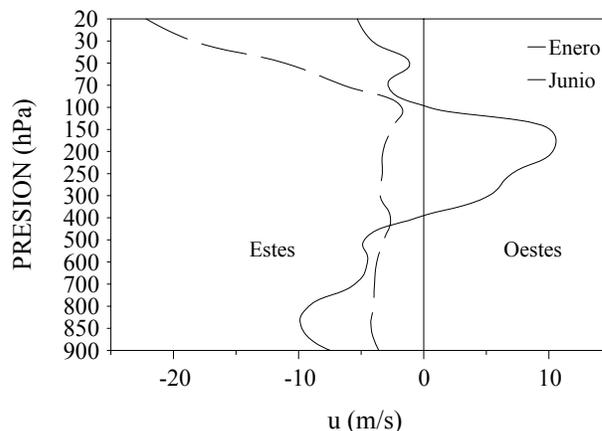


Figura 21. Corte vertical de la componente zonal (u) del viento en invierno (enero) y en verano (junio) sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Solo en la troposfera alta se observa una alternabilidad estacional de los vientos del este y del oeste.

arriba de 30 hPa el viento tiene componente del sur, mientras que por debajo de ese nivel el viento proviene del norte.

En la troposfera media y baja el flujo meridional es ligeramente más fuerte que en la estratosfera, pero la variación temporal es más compleja. En niveles medios el ciclo anual tiende a estar dominado por un régimen de vientos de componente sur, con excepción de noviembre y diciembre en que prevalecen los vientos del norte; el Cuadro 13 permite determinar que los vientos del sur son de mayor intensidad que los nortes invernales.

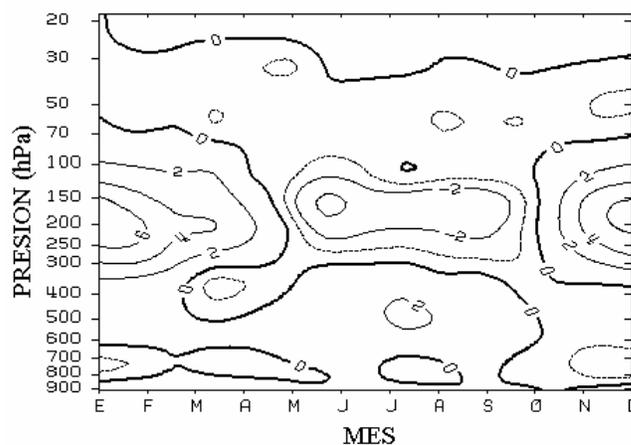


Figura 22. Corte vertical mensual de la componente meridional del viento resultante ( $m s^{-1}$ ) en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Vientos del norte con signo (-) y del sur con signo (+).

En la troposfera baja la circulación meridional está, por el contrario, dominada por vientos de componente norte, los cuales presentan máximos absolutos y relativos en diciembre y julio, respectivamente. Los vientos del sur tienden a desarrollarse con mayor frecuencia e intensidad en los meses de junio y setiembre.

Con respecto a los cambios estacionales, las Figuras 23 y 24 muestran que las variaciones son relativamente pequeñas en la estratosfera, debido a que los vientos de componente sur dominan la mayor parte del año, excepto en algunos meses del verano. Las mayores velocidades de los vientos del sur se producen durante el invierno. En la troposfera alta la señal es más definida: vientos del sur en el invierno y del norte en el verano; el flujo del sur presenta velocidades mayores que los del norte. En la troposfera baja se registran vientos de componente norte durante el invierno y el verano (Figuras 23 y 24), los vientos de componente sur predominan en los meses de primavera y otoño (mayo y setiembre). Este comportamiento es consistente con el desplazamiento meridional de la celda de circulación de Hadley, en cuyo brazo inferior (superior) los vientos se mueven de norte a sur en el invierno (verano) y de sur a norte en el verano (invierno) (Atkinson, 1971; Julian y Shervin, 1978).

La Figura 23 pone de manifiesto que en toda la columna atmosférica analizada las velocidades de la componente meridional son en promedio menores a los 10 m s<sup>-1</sup> independientemente de la época del año, con las máximas magnitudes en la estratosfera. En el invierno (enero) predominan los vientos de componente norte en la troposfera baja, con el máximo centrado en 800 hPa, sin embargo desde 600 y hasta los 70 hPa dominan los vientos de componente sur, con un máximo en 200 hPa. Si bien en el verano la estratificación vertical es más compleja y de menor amplitud que en el invierno, se puede distinguir una capa de vientos del sur desde superficie hasta 300 hPa y otra entre 150 y 20 hPa. La capa más significativa de vientos de componente norte se localiza entre 300 y 150 hPa.

Nótese, según lo anterior, que los movimientos

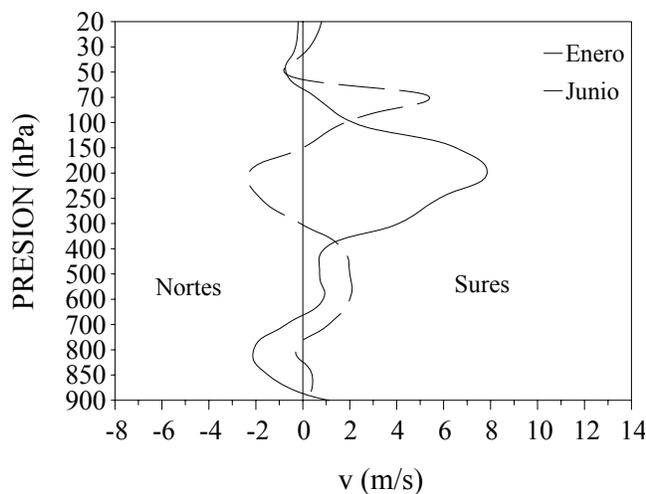


Figura 23. Corte vertical de la componente meridional (v) del viento en enero (línea continua) y junio (línea cortada) sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Los valores positivos (negativos) denotan vientos del sur (norte).

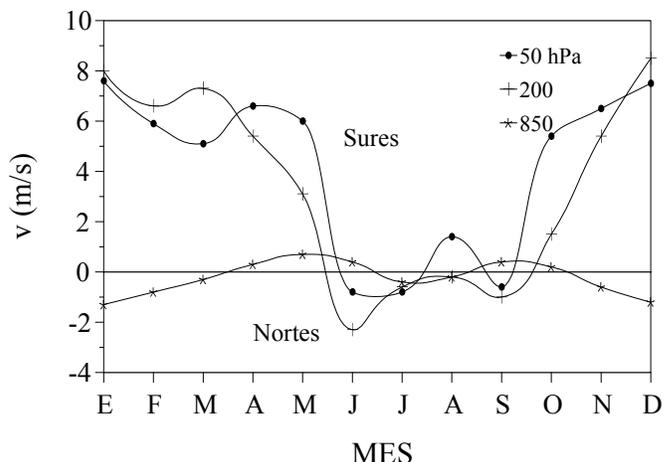


Figura 24. Variación mensual de la componente meridional (v) del viento en la troposfera (850 y 200 hPa) y la estratosfera baja (50 hPa) sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La circulación de altura muestra mayor meridionalidad durante el invierno.

meridionales en la troposfera baja y alta están totalmente desfasados (inversamente correlacionados) entre el invierno y el verano. Además, en el invierno las velocidades son mayores que las del verano en toda la extensión vertical.

### 7.2 Cortante Vertical

Fernández (1980) y Grandoso *et al.* (1981) afirman que uno de los parámetros más importantes en el desarrollo e intensificación de los sistemas convectivos, tanto en latitudes medias como tropicales, es el valor de la cortante vertical del viento. La cortante se refiere a la variación local del vector viento con la altitud, es decir,

$$\vec{C} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \quad [s^{-1}] \quad (5)$$

Para facilitar los cálculos se acostumbra expresar la cortante vertical en una capa atmosférica por medio de la diferencia vectorial del viento entre el tope y la base de la capa. Generalmente esta diferencia vectorial se mide en la capa de nubes (aproximadamente entre 800 hPa y 200 hPa). En este sentido las ecuaciones matemáticas utilizadas fueron:

$$|\vec{C}| = (A^2 + B^2)^{1/2} \quad [m s^{-1}] \quad (6)$$

donde

$$(7) \quad A = (u_{200} - u_{800})$$

$$B = (v_{200} - v_{800})$$

La dirección resultante del vector cortante es la siguiente:

$$\alpha_C = \arctan(A/B) \quad (8)$$

La Figura 25 muestra el corte vertical de la variación mensual de la cortante entre los niveles de 200 y 800 hPa. Este parámetro manifiesta una variación estacional muy marcada, mucho mayor que la observada con otras variables. En la época invernal la cortante es relativamente fuerte, con valores entre 10 y 25 m s<sup>-1</sup>. En el verano la cortante disminuye a valores menores de 6 m s<sup>-1</sup> (Cuadro 14).

Previamente Grandoso *et al.* (1981) habían evaluado la cortante vertical media usando en sus cálculos los mismos niveles isobáricos (800 y 200 hPa). Las magnitudes y el comportamiento son muy parecidos a los obtenidos en el presente trabajo, no obstante hay una diferencia notable durante el verano. En ese período, la climatología de Grandoso *et al.* (1981) muestra un máximo relativo en el mes de setiembre, mientras que en esta investigación dicho máximo se localizó en julio (Figura 25, Cuadro 14). Si bien la diferencia es de un par de meses, no deja de ser muy significativa, sobre todo porque el clima de setiembre es muy distinto al de julio (en el occidente del país, setiembre es más lluvioso que julio). Los resultados de Grandoso *et al.* (1981) están en contra de esta evidencia observacional, pues según los principios teóricos, la convección se desarrolla más fácilmente cuando la cortante es débil. El comportamiento de la cortante vertical determinado en este trabajo es coherente con las observaciones, pues indica una mayor cortante en julio que en setiembre y octubre.

Es muy probable que las diferencias mencionadas entre ambas climatologías se deban a la longitud de la

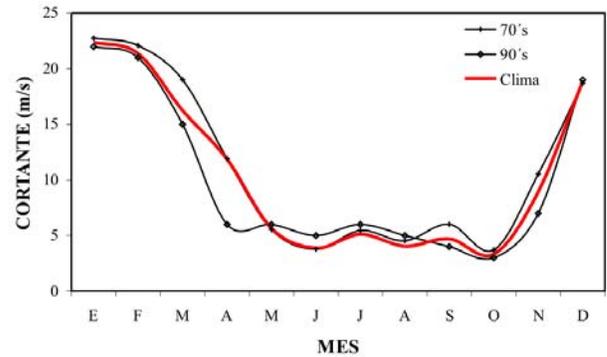


Figura 25. Variación mensual de la cortante vertical del viento (medida entre 200 y 800 hPa) para tres periodos distintos en la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). Nótese que la cortante disminuyó en la década de 1990 con respecto a la de 1970.

serie de tiempo utilizada para calcular el valor normal. Grandoso *et al.* (1981) utilizaron una serie de 8 años, mientras que en esta investigación se empleó el doble de años. Puede suponerse, aunque se requiere un análisis más riguroso, que quizá se produjo una ligera variación climática de escala decadal, es decir, que desde la década de 1970 la cortante ha disminuido de magnitud. La Figura 25 es muy convincente respecto a esta situación. Nótese que la curva de la década de 1990 está por lo general debajo de la curva de la década de 1970, es decir, la cortante disminuyó. La disminución es más marcada durante ciertas épocas, por ejemplo en la primavera y del otoño boreal, donde las diferencias máximas alcanzan los 6 m s<sup>-1</sup>. Solamente en el verano se observa un aumento, el cual es poco significativo por la pequeña magnitud de la diferencia.

### 7.3 Oscilación Cuasi-bienal (OCB)

Según Riehl (1979), en el trópico el viento zonal medio en la troposfera alta y la estratosfera baja (entre 100 hPa y 50 hPa) está en fase con el ciclo estacional de calentamiento y enfriamiento, de tal forma que el viento es del este en el verano boreal y del oeste durante el invierno. De acuerdo con Defant y Mörth (1991), los vientos del este dominan la circulación zonal por encima de 20 km

Cuadro 14. Valores mensuales medios de la cortante vertical del viento (m s<sup>-1</sup>), medida entre 800 y 200 hPa. Promedio de los periodos 1972-1979 (70's), 1992-1997 (90's) y 1972-1989 (clima). Estación 78762 (Alajuela, San José).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	MED
70's	23	22	19	12	6	4	5	5	6	4	11	19	11
90's	22	21	15	6	6	5	6	5	4	3	7	19	10
Clima	22	21	16	12	6	4	5	4	5	3	9	19	11

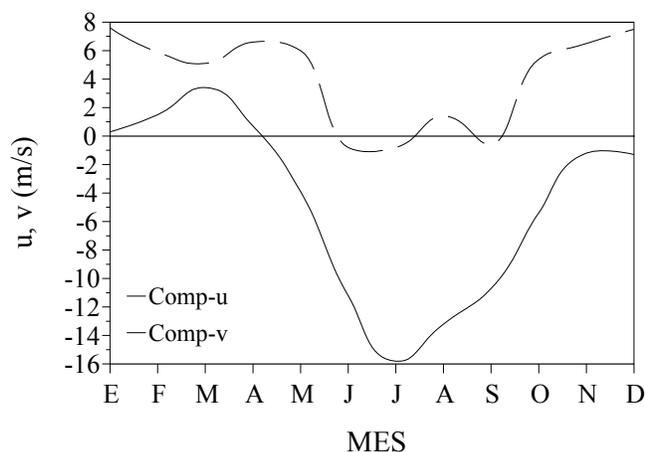


Figura 26. Variación mensual de la componente zonal (u) y meridional (v) del viento en 50 hPa. Estación 78762 (Alajuela, Costa Rica).

(50 hPa), los cuales manifiestan una media de largo plazo compuesta por períodos de vientos del este intensos y vientos del este débiles (o incluso vientos del oeste). En Costa Rica el flujo medio de la estratosfera baja sigue un comportamiento similar al mencionado; el ciclo de vientos del este -en el nivel de 50 hPa- dura unos 9 meses, extendiéndose de abril a diciembre (Figura 26), mientras que el período de oestes es menos apreciable y relativamente más corto, extendiéndose desde enero hasta marzo.

En 50 hPa la fase de vientos del este presenta velocidades más altas que las del oeste, la máxima velocidad de los estes es de  $16 \text{ m s}^{-1}$  (en julio) y la de los oestes de  $3 \text{ m s}^{-1}$  (en marzo). En los niveles de 30 y 70 hPa los vientos del este tienden a dominar el ciclo anual (Figura 27). En cualquier época del año las velocidades aumentan con la altura, de ahí que las mayores velocidades ocurran en el nivel de 20 hPa, además, en cualquier nivel estratosférico las velocidades son máximas durante el verano boreal y mínimas en el invierno.

En la troposfera alta tropical el ciclo completo de los vientos zonales (estes y oestes) tiene una duración de un año aproximadamente, sin embargo, las observaciones demuestran que no sucede lo mismo en la estratosfera. En el ecuador el ciclo es más prolongado, los vientos se alternan periódicamente dentro de un lapso de 26-27 meses (Defant y Mörth, 1991). Esta particularidad condujo a los científicos a establecer una característica muy relevante de la atmósfera tropical: la *Oscilación Cuasi-bienal* (OCB) de los vientos zonales de la estratosfera baja. Según Asnani (1993) y Dunkerton y Delisi (1985) la existencia de la OCB en los vientos de la estratosfera media y baja fue establecida por R. Reed y R. Ebdon en 1960. Para ese entonces las principales conclusiones que se obtuvieron sobre ese tema fueron:

- El período de oscilación es cerca de 26 meses, de

donde se deriva el término "Cuasi-bienal".

- La amplitud de la oscilación es máxima cerca del

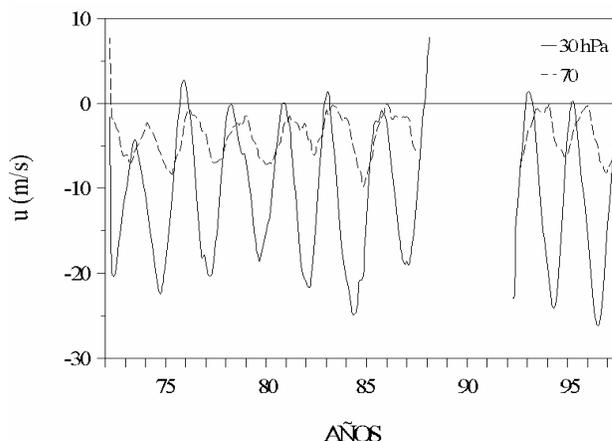


Figura 27. Oscilación interanual de la componente zonal del viento en 30 hPa y 70 hPa sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La información aerológica entre 1989 y 1992 presenta frecuentes interrupciones que impidieron la graficación.

ecuador.

- Los regímenes del este y del oeste se propagan hacia abajo a una velocidad de 1 km/mes.
- En la vertical, la oscilación se extiende desde la tropopausa hasta al menos 30 km de altitud.

En la actualidad se han corregido y descubierto algunas otras características de la OCB. A continuación se presenta un rápido resumen del conocimiento contemporáneo de esta variable meteorológica:

- El período de oscilación varía entre 22 y 30 meses, con un valor promedio redondeado de 27 meses y una desviación estándar de 4 meses.
- La fase del oeste muestra la mayor amplitud del jet en  $4^{\circ}\text{N}$  (S) durante el invierno (verano) y no exactamente en el ecuador, como se creía antes. En la fase del este, el máximo jet es menos visible; si hubiera uno, se registraría en algún punto entre  $5\text{-}10^{\circ}$  fuera del ecuador.
- La máxima amplitud de la oscilación en ambas fases ocurre a 24 km de la superficie (30 hPa), con velocidades de  $20\text{-}30 \text{ m s}^{-1}$  (fase del este) y de  $10\text{-}15 \text{ m s}^{-1}$  (fase del oeste). Esta amplitud disminuye muy rápido entre 22 km y 17 km, perdiendo su identidad a 35 km y en la tropopausa.
- Las fases del este y del oeste descienden -debajo de 30 km- a una rapidez de 1 km/mes, motivo por el cual el viento en la estratosfera media está desfasado con respecto al de la estratosfera baja.
- La transición de estes a oestes es más repentina que la transición de oestes a estes.
- La oscilación es casi simétrica con respecto al ecuador presentando una distribución aproximadamente gaussiana. La amplitud disminuye hacia los polos, así

por ejemplo en la latitud 10° y al nivel de 50 hPa, la amplitud se reduce a la mitad de su valor en el ecuador.

- La duración de las fases del este y del oeste son muy variables, se ha visto que la primera oscila entre 6 y 18 meses, la segunda es ligeramente más prolongada.
- El origen de la OCB puede ser explicado por medio de las ondas Rossby-gravitacional y las ondas de Kelvin en la estratosfera.
- Casi el doble de huracanes intensos ocurre en el Océano Atlántico durante la fase del oeste en comparación con la fase del este.

En Costa Rica la OCB fue analizada y documentada previamente por Amador y Amador y Alfaro (1996). Estos investigadores determinaron que la OCB:

- Está bien definida en el nivel de 50 hPa.
- Se caracteriza por presentar un período de aproximadamente 29 meses entre los cuales se alternan las fases del este (14 meses) y del oeste (15 meses).
- Se manifiesta como un debilitamiento (reforzamiento) del flujo del este cuando la fase del oeste (este) está establecida en el ecuador.
- La fase del este (oeste) presenta una velocidad máxima promedio de 13.7 m s<sup>-1</sup> (12.5 m s<sup>-1</sup>).
- Se acopla bien con la ocurrencia de El Niño por medio de su fase del este.
- Las fases del oeste en 10°N están asociadas a una temporada activa de huracanes en el Océano Atlántico, particularmente cuando el debilitamiento ocurre en los meses de agosto y setiembre.

En la Figura 27 se presenta la variación interanual del viento en 30 hPa y 70 hPa, los cuales fueron suavizados con un promedio móvil simple de 5 meses. En este caso se pueden apreciar claramente las oscilaciones periódicas, caracterizadas por un dominio casi total de los vientos de componente este. Las amplitudes máximas de la fase del este oscilan entre 24 y 35 m s<sup>-1</sup>, con un valor promedio de 29 m s<sup>-1</sup> (valores no filtrados), mientras que la amplitud media de la fase del oeste es de 11 m s<sup>-1</sup>.

En resumen, los vientos del oeste son de corta duración, como máximo se prolongan hasta por 7 meses en forma consecutiva y alcanzan velocidades máximas medias de 5 a 12 m s<sup>-1</sup>, mientras que los vientos del este presentan duraciones medias de 18 meses y velocidades máximas que oscilan entre 20 y 30 m s<sup>-1</sup>. Estos resultados coinciden parcialmente con los determinados en latitudes ecuatoriales y también por los obtenidos por Amador y Alfaro (1996). Las diferencias se pueden atribuir a efectos de atenuación latitudinal en el primer caso y por los distintos métodos de tratamiento de los datos en el segundo caso.

Todo lo anterior demuestra que en Costa Rica, en comparación con latitudes más ecuatoriales, la OCB -en particular la fase del oeste- es menos visible y más asimétrica.

Los valores absolutos del viento no parecen ser un buen parámetro para identificar las atenuadas fases de la OCB, esto se debe a que el ciclo de la OCB se superpone con el ciclo anual normal, el cual es relativamente mayor que en el ecuador (Atkinson, 1971). Por lo tanto el ciclo anual introduce el ruido de fondo que impide ver mejor las fluctuaciones de la OCB. En este sentido Dunkerton y Delisi (1985) hacen notar que los ciclos estacionales son periódicos, mientras que los cuasi-bienales tienen un período variable. Esta es la razón por la que es importante remover los ciclos anuales y semianuales (desestacionalización) de las series de tiempo en latitudes como las de Costa Rica.

El efecto de los ciclos estacionales, cuasi-bienales y el proceso de desestacionalización se visualizan mejor con el siguiente ejemplo. Aproximadamente desde noviembre de 1981 y hasta octubre de 1982 la OCB en 50 hPa estaba en la fase de vientos del este (medida sobre el ecuador), seguida luego por la fase del oeste, la cual se prolongó hasta abril de 1984 (Maruyama y Tsuneoka, 1988; Gray *et al.*, 1992). La Figura 28 ilustra la variación mensual del valor absoluto y la anomalía de la componente zonal del viento en 50 hPa (medida en Costa Rica) durante ese período. Nótese que los datos indican que los vientos del este se inician antes de setiembre de 1981 y presentan una duración mayor de 15 meses, mientras que los vientos del oeste apenas perduran por unos 6 meses (Figura 28, izquierda). Este comportamiento es totalmente contrario al esperado, pues por lo general la fase del oeste es más prolongada que la del este. En el ejemplo dado, la duración de la fase de los estes en el ecuador fue de 12 meses y la de los oestes de 18 meses. Cuando se desestacionalizó la serie de Costa Rica (Figura 28, derecha), fue más fácil discernir el comportamiento típico de la OCB, la longitud de las fases se aproximaron a los valores normales.

Otra forma de expresar lo anterior es que las fases del este (oeste) en el ecuador son consistentes con anomalías negativas (positivas) de los vientos estratosféricos sobre Costa Rica. Las anomalías negativas se reflejan como vientos del oeste más fuertes que el promedio de largo plazo y/o como vientos del este menos intensos que lo normal, mientras que las anomalías positivas se evidencian por vientos del este más fuertes que lo normal y/o vientos del oeste más débiles.

Resumiendo, la variación de los vientos estratosféricos en la latitud de Costa Rica es el producto de la superposición del ciclo cuasi-bienal y el ciclo anual; sin embargo, la OCB puede ser aislada por medio de la desestacionalización (eliminación del ciclo anual), para lo cual basta determinar los valores relativos o anomalías. De modo que cuando hay fase del oeste en el ecuador, en Costa Rica tienden a producirse anomalías positivas de los vientos zonales, es decir, una intensificación de los vientos del oeste y un debilitamiento de los estes (con respecto al promedio climatológico); en tanto que, cuando en el

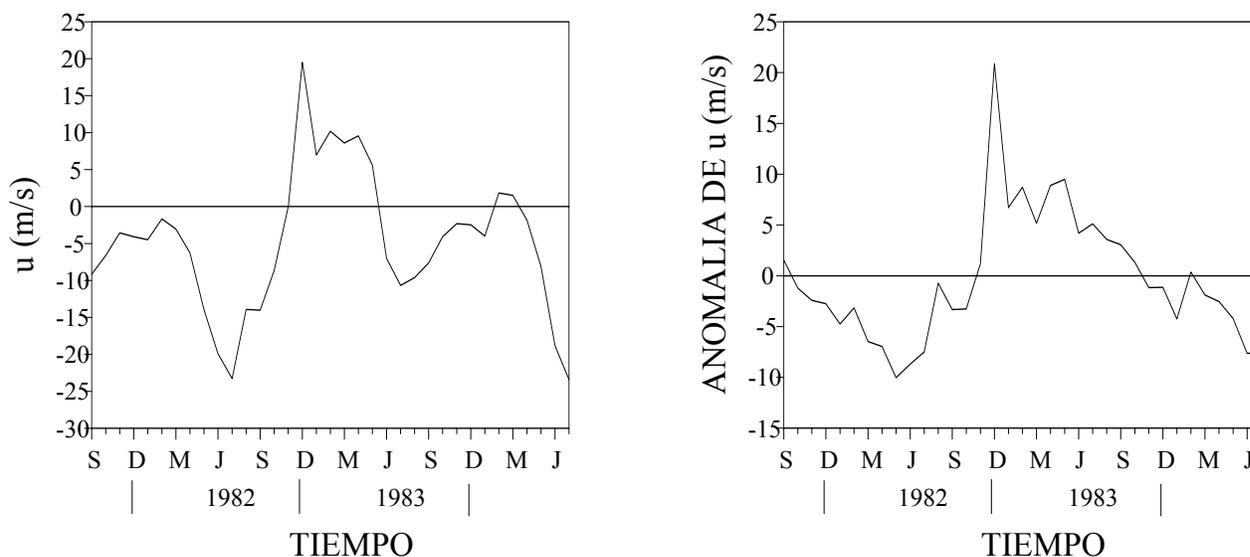


Figura 28. Variación mensual del valor absoluto (esquema izquierdo) y relativo (derecha) del viento zonal en 50 hPa en el periodo setiembre-1981 a julio-1984 sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La OCB se identifica mejor al eliminar el ciclo anual de la serie original (desestacionalización).

ecuador hay fase del este, en Costa Rica se presentan anomalías negativas de los vientos zonales, es decir, una intensificación de los vientos del este y un debilitamiento de los vientos del oeste.

Por otro lado, es interesante resaltar que en el nivel de 30 hPa no se observó ninguna atenuación significativa de la amplitud del máximo del este con respecto al que se presenta en latitudes ecuatoriales; el valor medio del jet de la fase del este fue de  $29 \text{ m s}^{-1}$  (valor no-filtrado) y de  $22 \text{ m s}^{-1}$  (valor filtrado), los cuales son similares a los  $20\text{-}30 \text{ m s}^{-1}$  que se dió como referencia climatológica para ese nivel (Asnani, 1993). La fase de vientos del oeste presentó velocidades máximas promedio de  $11 \text{ m s}^{-1}$  (no-filtrado) y  $2 \text{ m s}^{-1}$  (filtrado), lo cual efectivamente podría catalogarse como una apreciable atenuación de dicha fase. Estos resultados ponen de manifiesto que en nuestro país -y por extensión en la latitud  $10^{\circ}\text{N}$ - la OCB tiene un comportamiento ligeramente distinto al convencional, la atenuación latitudinal parece afectar en mayor proporción a la fase del oeste (tanto en la duración como en la magnitud del máximo de velocidad) que a la del este. La Figura 29 ilustra gráficamente las dos condiciones típicas de la OCB durante el verano boreal, así como la atenuación latitudinal (Gray, 1993). El diagrama superior de esa figura muestra las condiciones durante la fase del este, en donde los vientos del este ocupan toda el área tropical, con velocidades más fuertes entre  $10\text{-}15^{\circ} \text{N}$ . Durante la fase del oeste (diagrama inferior) los vientos estratosféricos en el ecuador son del oeste, mientras que en  $10\text{-}15^{\circ}\text{N}$  se registran vientos débiles del este.

Amador y Alfaro (1996) demostraron la presencia de la OCB en 50 hPa, para lo cual emplearon análisis

espectrales de las series de tiempo, método que les permitió cuantificar y verificar la periodicidad de la oscilación. Con el fin de investigar la existencia y la atenuación en la vertical de la OCB, se ilustra en la Figura 30 el periodograma del viento zonal en los niveles de 30, 50, 70 y 100 hPa. En todos esos niveles, excepto en 100 hPa, se determinó que el pico de la máxima energía se centró en la frecuencia de 0.03646 ciclos/mes, lo que equivale a un período de 27.4 meses. Este dato coincide aproximadamente con el valor de 27 meses aceptado como



Figura 29. Variación latitudinal típica en el trópico de las fases de la OCB durante el verano boreal. La fase del este manifiesta mayor uniformidad latitudinal, mientras que en la fase del oeste los vientos muestran diferentes velocidades y direcciones (Adaptado de Gray, 1993).

referencia para identificar la periodicidad de la OCB (Asnani, 1993). Nótese además que la densidad espectral es mayor en 30 hPa y menor en 70 hPa, lo cual significa que la señal se debilita en niveles más bajos. La Figura 30c muestra el periodograma del viento zonal en 100 hPa, donde el pico máximo es de menor magnitud que los casos anteriores y se localiza en una frecuencia menor: 0.01563 ciclos/mes, equivalente a un período de 64 meses o 5.3 años. Nótese que este valor concuerda aproximadamente con la recurrencia media de El Niño (4 a 5 años).

Por lo tanto puede concluirse que la señal de la OCB se desvanece totalmente en 100 hPa (nivel disponible más cercano a la tropopausa). De modo que, como ya se había establecido, la OCB alcanza su máxima amplitud cerca del nivel de 30 hPa y desaparece totalmente en la tropopausa (Rielh, 1979; Asnani, 1993), donde más bien hay una señal dominante en el espectro de frecuencia de la componente-u del viento, fijada en un período de 5.3 años, que se presume podría estar asociada con el fenómeno de El Niño, quien muestra una periodicidad similar. Una investigación posterior podría dilucidar y documentar

mejor esta hipótesis.

**8. Conclusiones**

El análisis de los campos medios mensuales refleja cambios estacionales en la mayoría de las variables termodinámicas y de flujo analizadas, particularmente la humedad, la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ), la temperatura potencial equivalente de saturación ( $\theta_{es}$ ), la estabilidad estática (condicional y convectiva), el viento resultante y la cortante vertical. También se registraron cambios decadales significativos en la temperatura, la humedad y la cortante vertical.

La temperatura y la temperatura potencial, así como los geopotenciales, presentan la variabilidad estacional más pequeña. No obstante se distingue que la parte baja de la troposfera y la estratosfera experimentan un calentamiento (enfriamiento) en la época estival (invernal), el cual coincide con un incremento (disminución) de los geopotenciales y con el descenso (ascenso) del nivel de la tropopausa durante esa misma

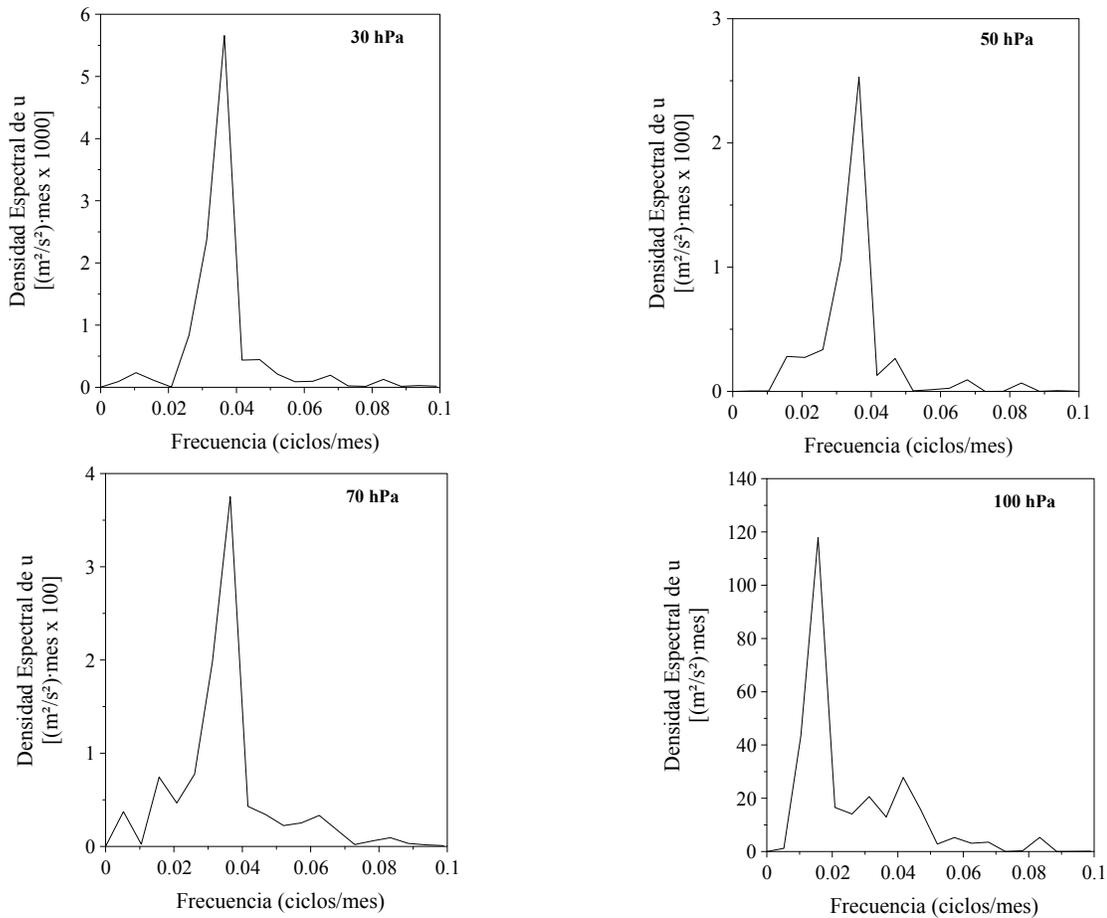


Figura 30. Periodogramas de la componente zonal del viento (u) en la estratosfera y la tropopausa (100 hPa) sobre la estación 78762 (Alajuela, Costa Rica). La señal de la OCB es más fuerte en 30 hPa con el pico en la frecuencia 0.03646 y se desvanece en 100 hPa donde el pico se localiza en la frecuencia 0.01563.

estación. Este estudio demostró la necesidad de que se implemente de inmediato una base de datos para la altura, temperatura y viento del nivel de la tropopausa.

Con base en un período de 26 años (1972-1997), se encontró que desde la década de 1970 las temperaturas en toda la troposfera aumentaron entre 0.5°C y 1.0°C. Para un estudio posterior sería conveniente realizar un análisis estadístico con el fin de determinar si el salto de las temperaturas es significativo o forma parte de la oscilación o variabilidad natural de la serie de tiempo. Sin embargo, se sospecha que el salto es significativo en vista de que precisamente los eventos cálidos del ENOS aumentaron de frecuencia e intensidad desde mediados de la década de los setenta (Trenberth, 1997). Además, este resultado está en concordancia con la idea generalizada del calentamiento global.

La humedad relativa y la razón de mezcla mostraron una variación estacional más marcada y definida. El invierno boreal es el período menos húmedo del año en toda la extensión vertical de la troposfera, con mínimos de 20% en la troposfera alta y máximos de 70% en niveles bajos. Durante el verano boreal la humedad relativa aumenta, con valores del orden del 90% en superficie y de 30% en la troposfera alta. La capa húmeda manifiesta la misma tendencia, asciende considerablemente en el verano boreal, llegando hasta un nivel entre 400 y 500 hPa, y desciende hasta unos 750 hPa durante el invierno, con un mínimo secundario en julio. Por otro lado, no se pudo determinar alguna tendencia dominante con respecto a un cambio decadal de la humedad en la atmósfera libre. Sin embargo, hubo una disminución consistente en la troposfera baja, así como un aumento (disminución) en la troposfera alta durante el verano (invierno).

En función de la estratificación vertical de la temperatura potencial, la atmósfera libre sobre Costa Rica es absolutamente estable en cualquier época del año, siempre y cuando las parcelas de aire involucradas permanezcan insaturadas y que asciendan por un proceso adiabático.

La temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) presenta los valores más altos durante la estación estival y los más bajos en el invierno, debido a que en el verano la insolación es mayor, al igual que el contenido de humedad. En cualquier época  $\theta_e$  disminuye con la altura desde un máximo en niveles superficiales hasta un mínimo en la troposfera media, desde donde aumenta hasta al menos el nivel de 300 hPa. Por lo tanto las capas bajas y medias de la atmósfera libre sobre Costa Rica son convectivamente inestables durante todo el año, mientras que la troposfera alta es estable. La profundidad que alcanza la capa inestable manifiesta una variación estacional muy definida, ya que en la época invernal llega hasta los 650 hPa, mientras que en el verano alcanza una mayor altura (hasta los 550 hPa). La inestabilidad convectiva no constituye por sí sola una condición suficiente para desatar la energía potencial en forma de convección, simplemente es una condición

necesaria y un proceso intermedio para lograr dicho propósito.

De acuerdo con la evidencia observacional y los criterios de parametrización de Betts (1974) y Aspliden (1975), los perfiles verticales de  $\theta_e$  en enero y junio están fuertemente asociados con condiciones de convección limitada (seco) y de convección muy intensa (perturbado), respectivamente. Sin embargo, cuando se analiza el gradiente vertical de  $\theta_e$  se descubre que la atmósfera es convectivamente más inestable durante enero que durante junio (Figura 11). La explicación a esta aparente incongruencia (“paradoja de la inestabilidad”) estriba en el hecho de que el gradiente vertical de  $\theta_e$  (determinado por la variación de la humedad en la troposfera media) y el grado de inestabilidad convectiva son casi siempre el resultado, y no la causa, de una mayor actividad convectiva. Este argumento justifica porqué la mayoría de los índices de estabilidad (como el de Showalter, índice K, CAPE, etc.) no son por lo general buenos predictores de tormentas en nuestra región, pues reflejan condiciones atmosféricas mucho más inestables durante días de “buen tiempo” que en días perturbados o lluviosos.

La estratificación vertical de  $\theta_{es}$  refleja -al igual que  $\theta_e$ - el grado de convección prevaleciente. El criterio para identificar la intensidad de la convección es opuesto al de  $\theta_e$ , es decir, la convección es más intensa cuanto menor sean los valores de  $\theta_{es}$  en la troposfera media y baja; en la troposfera alta cuanto mayor sea  $\theta_{es}$  mayor será el grado de intensidad de la convección. En Costa Rica la troposfera superior (media) presenta valores más altos (bajos) de  $\theta_{es}$  en el verano que en el invierno (Figura 14), lo cual es coherente con el criterio anterior.

En Costa Rica hay inestabilidad condicional al menos durante todo el año en la troposfera baja y media. En los meses invernales (diciembre a febrero) la capa de inestabilidad condicional ocupa prácticamente toda la troposfera, mientras que en el verano prevalece inestabilidad sólo en la troposfera media y baja, y estabilidad en la troposfera alta. Esta variabilidad estacional de la profundidad de la capa con inestabilidad condicional es contraria a la manifestada por la capa de inestabilidad convectiva, es decir, durante el verano la capa con inestabilidad condicional disminuye de espesor, mientras que la capa con inestabilidad convectiva alcanza su máxima altitud. En el invierno el comportamiento es opuesto al anterior.

En cualquier época del año los vientos de componente este dominan en general toda la estratosfera, la troposfera baja y media. Los oestes solo aparecen en la troposfera alta y 50 hPa durante el período invernal (diciembre a abril).

Los movimientos meridionales del viento son más complejos, aunque en general son relativamente más débiles (velocidades menores a 15 m s<sup>-1</sup>) y menos frecuentes que los zonales, lo que reconfirma el predominio de los últimos en los movimientos

horizontales sobre la atmósfera de Costa Rica. En la troposfera alta y la estratosfera la señal estacional refleja vientos del sur en el invierno y del norte en el verano; el flujo del sur presenta velocidades mayores que los del norte. En la troposfera baja la meridionalidad de la circulación es débil o prácticamente nula. Sin embargo, se pueden presentar vientos de componente norte durante la parte alta del invierno y del verano; los vientos de componente sur predominan en los meses de primavera y otoño (mayo y setiembre). Este comportamiento es consistente con el desplazamiento meridional de la celda de circulación de Hadley, en cuyo brazo inferior (superior) los vientos se mueven de norte a sur en el invierno (verano) y de sur a norte en el verano (invierno).

En función de los perfiles verticales medios de las magnitudes del viento, las mayores velocidades del viento en la atmósfera se producen en la estratosfera (del orden de  $20 \text{ m s}^{-1}$ ), particularmente cuando el viento es del este (durante el verano). Un segundo máximo de unos  $13 \text{ m s}^{-1}$  se registra en la troposfera superior (200 hPa), correspondiente a los vientos de componente oeste que soplan durante el período invernal. Los estes del verano en la troposfera alta son mucho más débiles que los oestees invernales. La troposfera baja muestra dos máximos relativos, el primero durante la época invernal (diciembre-febrero), que alcanza los  $10 \text{ m s}^{-1}$  en 850 hPa (enero), el segundo máximo de unos  $7 \text{ m s}^{-1}$  se presenta en pleno verano (julio) entre los niveles de 700 y 850 hPa.

El análisis de la variación interanual y decadal de la magnitud del viento demostró un debilitamiento en los períodos invernales de la década de 1990 con respecto a la de 1970. Este debilitamiento fue característico en casi toda la columna atmosférica analizada. Por el contrario, en el verano toda la atmósfera experimentó un aumento en la magnitud de los vientos.

La cortante vertical del viento manifiesta una variación estacional bien definida, mucho mayor que la observada con otras variables. En la época invernal la cortante es relativamente fuerte, con valores entre  $10$  y  $25 \text{ m s}^{-1}$ . En el verano la cortante disminuye a valores menores de  $6 \text{ m s}^{-1}$ . Los resultados obtenidos en el presente estudio son significativamente diferentes de los obtenidos por Grandoso *et al.* (1981), especialmente durante el período estival, donde se observó un aumento en el valor de la cortante. En el invierno no se observó ninguna variación relevante. Por otro lado, Grandoso *et al.* (1981) determinaron un máximo relativo de la cortante en setiembre, mientras que el calculado aquí se localizó en julio. Basados en la premisa de que la convección se desarrolla más fácilmente en un ambiente con débil cortante, la evidencia observacional respalda los resultados determinados en este trabajo, en vista de que la cortante es más fuerte en julio que en setiembre.

Los datos y figuras fueron muy convincentes con respecto a la disminución de la magnitud de cortante en las últimas décadas. No obstante, esta disminución fue más

acentuada en ciertas épocas del año, especialmente en la primavera y el otoño boreal, donde las diferencias máximas alcanzaron los  $6 \text{ m s}^{-1}$ . Solamente en el verano se observó un aumento, el cual fue poco significativo debido a la pequeña magnitud de la diferencia.

La variación de los vientos estratosféricos en la latitud de Costa Rica es el producto de la superposición de la Oscilación Cuasi-bienal (OCB) y el ciclo anual. En este sentido se concluyó que los valores absolutos del viento no son el mejor parámetro para identificar a la OCB, es necesario primero eliminar el ciclo anual, para lo cual basta calcular los valores relativos o anomalías. De modo que cuando hay fase del oeste (este) en el ecuador, en Costa Rica tienden a producirse anomalías positivas (negativas) de los vientos zonales, es decir, una intensificación (debilitamiento) de los vientos del oeste y un debilitamiento (reforzamiento) de los estes.

Los resultados de este estudio pusieron de manifiesto que en nuestro país □ y por consiguiente en la latitud  $10^{\circ}\text{N}$  □ la OCB tiene un comportamiento ligeramente distinto al convencional; la atenuación latitudinal parece afectar en mayor proporción a la fase del oeste (tanto en la duración como en la magnitud del máximo de velocidad) que a la fase del este. Las fases del oeste son de corta duración, como máximo se prolongan hasta por 7 meses en forma consecutiva y alcanzan velocidades máximas medias de  $5$  a  $12 \text{ m s}^{-1}$ , mientras que los vientos del este presentan duraciones medias de 18 meses y velocidades máximas que oscilan entre  $20$  y  $30 \text{ m s}^{-1}$ .

Se encuentra, con base en análisis espectrales, que la señal de la OCB es más intensa en el nivel de 30 hPa; también es visible en 50 y 70 hPa, sin embargo se desvanece totalmente en 100 hPa, donde más bien hay una señal dominante en el espectro de frecuencia de la componente-u del viento, fijada en un período de 5.3 años, que se cree podría estar asociada con el fenómeno de El Niño, quien muestra un período de retorno similar. Una investigación posterior podría dilucidar y documentar mejor esta hipótesis. Se determinó que el pico de máxima energía del espectro en 30, 50 y 70 hPa se centró en la frecuencia de 0.03646 ciclo/mes, que equivale a un período de recurrencia de 27.4 meses. Este dato coincide con el valor de 27 meses aceptado como referencia para identificar la periodicidad de la OCB (Asnani, 1993).

### 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

A partir de una serie de tiempo de datos aerológicos, de 1972 a 1989, se obtuvo una climatología de la atmósfera libre sobre Costa Rica, con el propósito de actualizar un estudio previo (Grandoso *et al.*, 1981) y poder obtener resultados adicionales.

Las características dinámicas y termodinámicas analizadas son producto de mediciones obtenidas directamente del radiosonda, i.e. presión, temperatura, razón de mezcla y viento, y cálculos de otras variables, i.e. geopotencial, temperatura potencial (y estabilidad hidrostática), temperatura potencial equivalente (y estabilidad convectiva), temperatura potencial equivalente de saturación (y estabilidad condicional), humedad relativa, componentes zonal y meridional de viento, y cortante vertical del viento.

## Referencias

- 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.
- Alfaro, E., L. Cid y D. Enfield, 1998. Relaciones Entre el Inicio y el Término de la Estación Lluviosa en Centroamérica y los Océanos Pacífico y Atlántico Tropical. *Invest. Mar.*, **26**, 59-69.
- 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.
- Atkinson, G.D., 1971. *Forecaster's Guide to Tropical Meteorology*. Tech. Report N° 240, Air Weather Service, USAF.
- 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.
- Betts, A.K., 1974. Thermodynamic Classification of the Tropical Convective Soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 760-764.
- Bolton, D., 1980. The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046-1053.
- Canales, C., 1994. *Análisis Meteorológico de la Tormenta Bret en Costa Rica*. Trabajo Final de Graduación, Programa de Formación de Personal Meteorológico Clase II. Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.
- Defant, F. y H.T. Mörrh, 1991. *Compendio de Meteorología Para Uso del Personal Meteorológico de las Clases I y II*. Volumen I - Meteorología Sinóptica, Parte III, N° 364. Organización Meteorológica Mundial. Ginebra, Suiza.
- Dukerton, T. y D. Delisi, 1985. Climatology of the Equatorial Lower Stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 376-396.
- Fernández, W., 1980 Environmental Conditions and Structure of Some Types of Convective Mesosystem Observed over Venezuela. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, **29**, 249-2657
- Fernández, W y J. Barrantes, 1996. The Central American Temporal: A long-lived tropical-producing system. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **3** (2), 73-88.
- Galo, E.R., W. Fernández y E. Zárate, 1996a. Aspectos Sinópticos y Dinámicos del Temporal del 29 de Octubre al 3 de Noviembre de 1985 Sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **3** (2), 107-123.
- Gómez, I. y W. Fernández, 1996. Variación Interanual de la Temperatura en Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, **3** (1), 27-44.
- Grandoso, H., 1979. Estudio Meteorológico de las Inundaciones de Diciembre de 1970 en Costa Rica. *Geof. Int.*, **18**, 129-176.
- 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., 1968. Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- 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.
- Haraguchi, P., 1968. Inversions Over the Tropical Eastern Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 177-185.
- Harris, B.E., 1970. *Stability and the Character of Clouds and Rain in the Asian Summer Monsoons. Synoptic Analysis and Forecasting in the Tropics of Asia and the Southwest Pacific*. Proc. Reg. Training Seminar, Singapore (2-15 dic 1970), Tech. Note N° 32. World Meteorological Organization. Ginebra, Suiza.
- Hess, S., 1959. *Introduction to Theoretical Meteorology*. Holt, Rinehart and Winstons, N.Y., U.S.A., 362 pp.
- Holton, J., 1992. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 3ª edición, 511 pp.
- Julian, P. y R. Chervin, 1978. A Study of the Southern Oscillation and the Walker Circulation Phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1433-1451.
- Kreitzberg, C. y D. Perkey, 1976. Release of Potential Instability: Part I. A Sequential Plume Model Within a Hydrostatic Primitive Equation Model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 465-475.
- Kreitzberg, C. y D. Perkey, 1977. Release of Potential Instability: Part II. The Mechanism of Convective/Mesooscale Interaction. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1569-1595.
- Lyons, S., 1993. *Interpreting Sounding Profiles*. Tech note N° 14, NWS Southern Region Forecaster. Florida, USA.
- 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.
- Palmen, E. y C. Newton, 1969. *Atmospheric Circulation Systems*. Academic Press, New York-London.
- Petterssen, S., P. Sheppard, C. Priestley y K. Johannssen, 1947. An Investigation of the Subsidence in the Free Atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **73**, 43-64.
- Ramírez, P., 1983. *Estudio Meteorológico de los Veranillos en Costa Rica*. Nota de investigación N° 5. Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Agricultura y Ganadería. San José, Costa Rica.
- Retallack, B., 1973. *Compendium of Meteorology*. Vol I, Part 2. Physical Meteorology. Tech Note N° 364, World Meteorological Organization. Ginebra, Suiza.
- Riehl, H., 1979. *Climate and weather in the Tropics*. Academic Press, London, 611 pp.
- Rogers, R., 1977. *Física de Nubes*. Editorial Reverté, Barcelona, España, 248 pp.
- Rosby, C., 1943. Thermodynamics Applied to Air Mass Analysis. Massachusetts Institute Of Technology Meteorological Papers. Vol. I, No.3. 48 pp.
- Simpson, R., 1978. On the Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 124-130.
- Thomas, J., 1977. Use of Equivalent Potential Temperature for the Prediction of Area Rainfall over South Florida. AMS 11th Technical Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Florida, USA. 423-427.
- Trenberth, K. y T. Hoar, 1996. The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation Event: Longest on Record. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 57-60.
- Wallace, J.M. y P.V. Hobbs, 1977. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press, New York-San Francisco-London, 467 pp.
- Zárate, E., 1977. *Principales Sistemas de Vientos que Afectan a Costa Rica y sus Relaciones con la Precipitación*. Tesis de Grado.