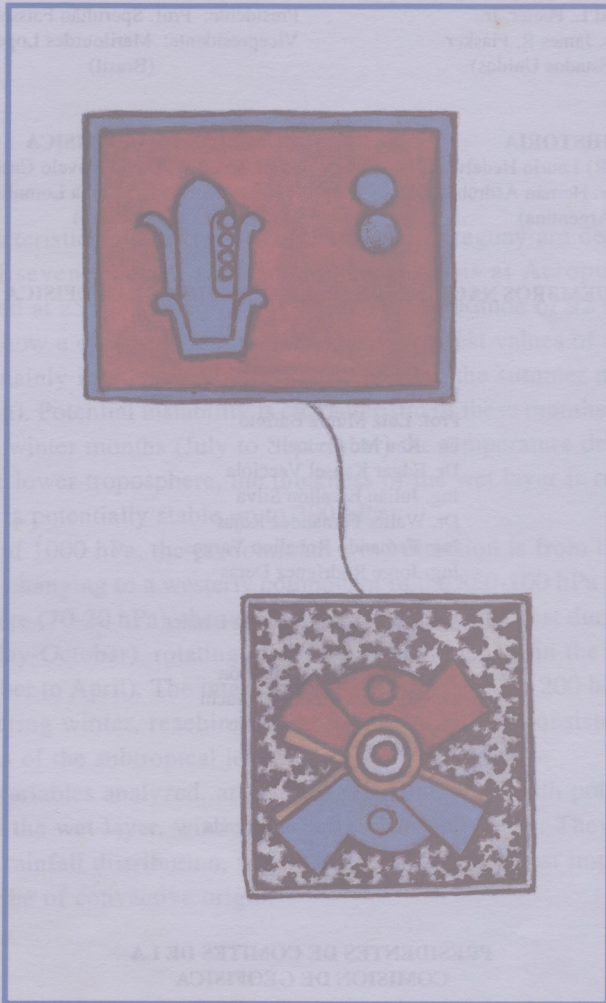




GEOFISICA



INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFIA E HISTORIA

Características de la Atmósfera Libre sobre Paraguay y su Influencia en el Comportamiento Estacional de la Precipitación

Julián Báez^{1,2}
Walter Fernández¹

Abstract

The main characteristics of the free atmosphere over Paraguay are described, using a record of seven years of radiosonde observations at Aeropuerto Silvio Pettirossi, located at 25° 15' S and 57° 31' W and at an altitude of 92 m.

The results show a clear seasonal variation, with highest values of temperature and humidity, mainly in the lowest troposphere, during the summer months (December to March). Potential instability is characteristic of these months up to about 600 hPa. In the winter months (July to September) the temperature decreases significantly in the lower troposphere, the thickness of the wet layer is reduced, and the atmosphere is potentially stable up to 300 hPa.

At the level of 1000 hPa, the predominant wind direction is from the east during all the year, changing to a westerly component in the 850-100 hPa layer. In the lower stratosphere (70-20 hPa), the wind direction is from the west during the winter semester (May-October), rotating to an easterly component in the summer semester (November to April). The intensity of the westerlies near 200 hPa increases significantly during winter, reaching 33 ms⁻¹ in July. This is consistent with the average location of the subtropical jet stream.

Among the variables analyzed, are the height of the layer with potential instability, height of the wet layer, wind shear, and Showalter index. They are related to the monthly rainfall distribution, which suggests that the most important rainfall events may be of convective origin.

¹ Laboratorio de Investigaciones Atmosféricas y Planetarias, Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

² Dirección permanente: Dirección de Meteorología - DINAC, Asunción, Paraguay.

Resumen

Se presentan las principales características de la atmósfera libre sobre Paraguay con base en aproximadamente siete años, de diciembre de 1986 a noviembre de 1993, de radiosondeos en el Aeropuerto Internacional Silvio Pettirossi, ubicado en $25^{\circ}15'$ S y $57^{\circ}31'$ O, a 92 metros de altitud. Se analiza el comportamiento medio mensual de la temperatura, humedad y el viento, así como la estabilidad estática de la atmósfera.

En los resultados se observa una clara variación estacional, con valores altos de temperatura y humedad, principalmente en la baja tropósfera, durante los meses de verano (diciembre a marzo). La inestabilidad potencial es una característica para estos meses, hasta aproximadamente los 600 hPa. Sin embargo, en los meses de invierno (julio a septiembre) la temperatura se reduce considerablemente en la tropósfera baja, la humedad ocupa un espesor reducido y la atmósfera es potencialmente estable hasta los 300 hPa.

Con relación al comportamiento del viento, se distingue que al nivel de 1000 hPa la dirección es predominantemente del sector este durante todo el año, cambiando a la componente del oeste en la capa 850-100 hPa. En la baja estratósfera (70-20 hPa), la dirección de los vientos se mantiene con componente del oeste durante el semestre de invierno (mayo-octubre), rotando al este en el del verano (noviembre-abril). La intensidad de los oestes cerca de los 200 hPa se incrementa considerablemente durante el invierno, alcanzando un máximo de 33 ms^{-1} en julio, consistente con la posición media de la corriente en chorro subtropical (Schwerdtfeger y Martin, 1964; Morel y Desbois, 1974).

Entre las variables analizadas, se encuentran la altura de la capa con inestabilidad potencial, altura de la capa húmeda, cortante vertical del viento e índice de Showalter. Las mismas están relacionadas con la distribución mensual de la precipitación, lo que sugiere que las lluvias mas importantes podrían ser de origen convectivo.

Introducción

Las primeras investigaciones tendientes al conocimiento de la estructura vertical de la atmósfera se limitaban a descripciones observacionales del flujo zonal medio. Para el Hemisferio Sur, los primeros trabajos fueron realizados por Flohn (1950), Hutchings (1950), Gibss (1952), Loewe y Radok (1955) y van Loon (1955). La mayoría de éstos corresponden a zonas específicas con excepción de van Loon (1955), que presenta un corte meridional del flujo zonal medio a nivel hemisférico. Sin embargo, no fue sino hasta el Año Geofísico Internacional (AGI), durante 1957-1958, que fue posible una descripción mas completa del viento en el Hemisferio Sur.

En la región Sudamericana, el primer análisis del flujo zonal medio fue presentado por Schwerdtfeger (1960), con base en datos de cinco estaciones de radiosonda a lo largo de la costa oeste de la región, sumados a cuatro estaciones aerológicas de Argentina y dos estaciones británicas. También Schwerdtfeger y Martin (1964) caracterizan el comportamiento estacional del flujo zonal medio entre los niveles de 1000 hPa y 30 hPa en las latitudes comprendidas entre los 10° N y 80° S.

En el Paraguay, la posibilidad de conocer la estructura vertical media de su atmósfera se inició en la década del setenta con la puesta en marcha de los primeros radiosondeos. Sin embargo, los resultados de esas observaciones no se encuentran documentados. De esta forma, los datos de radiosondeos disponibles para su análisis corresponden aproximadamente a siete años de información, desde diciembre de 1986 hasta noviembre de 1993 *¿climatología?*

Con base en esos datos, se analizan el comportamiento vertical medio mensual de las variables medidas directamente como altura geopotencial, temperatura y viento, así como aquellas derivadas utilizando leyes físicas como humedad relativa, razón de mezcla, temperatura potencial equivalente y temperatura potencial equivalente de saturación. La principal característica es, sin duda, el marcado comportamiento estacional de las variables, distinguiendo los semestres de verano (noviembre-abril) e invierno (mayo-octubre).

También se analizan algunos parámetros que son favorables para el desarrollo de la convección, como altura de la capa con inestabilidad potencial, altura de la capa húmeda, la magnitud de la cortante vertical del viento en la capa 850-200 hPa y el índice de Showalter. Esto con el propósito de relacionar el comportamiento mensual de tales parámetros con la distribución mensual de la precipitación y verificar el origen convectivo de la lluvia en el país.

Datos y procedimiento

Los datos utilizados para el presente estudio fueron facilitados por la Dirección de Meteorología e Hidrología de la DINAC de Paraguay. La estación analizada se ubica en el Aeropuerto Internacional Silvio Pettirossi de Asunción en 25° 15' S y 57° 31' O, a 92 metros de altitud, y realiza una observación diaria a las 12:00 TMG (9:00 hora local en el semestre de verano y 8:00 hora local durante el semestre de invierno). La serie se compone de aproximadamente siete años, de diciembre de 1986 a noviembre de 1993, haciendo la salvedad de que la misma tiene interrupciones considerables, que en determinados años alcanzan los tres meses consecutivos. *R-C*

Con esa serie, que inicialmente fue organizada en una base de datos, se calcularon los promedios mensuales de las variables medidas directamente por el radiosondeo, correspondientes a los niveles principales del código TEMP convencional entre 1000 hPa y 20 hPa. También se calcularon los valores medios de las variables derivadas utilizando relaciones físicas como temperatura potencial equi-

valente, temperatura potencial equivalente de saturación, humedad relativa, razón de mezcla y cortante vertical del viento. Con estos valores medios mensuales se obtuvieron los perfiles verticales de las variables antes mencionadas.

Además, se calcularon las magnitudes mensuales de cuatro parámetros que son favorables para el desarrollo de la convección; altura de la capa con inestabilidad potencial, altura de la capa húmeda, cortante vertical del viento e índice de Showalter.

Características medias de la atmósfera libre sobre Paraguay

Altura Geopotencial

La Figura 1 representa la variación mensual de las alturas geopotenciales correspondientes a los niveles de presión de 1000, 500, 200 y 100 hPa. En las mismas, se observa que hay variaciones estacionales considerables.

La principal característica es el aumento de alturas geopotenciales en el nivel de 1000 hPa durante el invierno, alcanzando el máximo en julio. Sin embargo, la situación es diferente en los niveles de presión de 500, 200 y 100 hPa, donde las alturas experimentan un descenso en los meses invernales, con el mínimo en julio en los niveles de 500 hPa y 200 hPa. Esto sugiere que los espesores son menores durante el invierno, coherente con las bajas temperaturas propias de esa época (Holton 1992). Lo contrario sucede durante el semestre de verano, donde las alturas disminuyen en el nivel de 1000 hPa y aumentan en los niveles de 500, 200 y 100 hPa, también consistente con el aumento de temperatura de la época. La Figura 2 confirma esta situación, indicando que en las capas 1000-500 hPa y 500-250 hPa se presenta un descenso de espesores durante el invierno y aumento de las mismas durante el verano.

Una característica interesante es el descenso de geopotenciales observado en los niveles de 500 hPa y 200 hPa en febrero, con respecto a enero y marzo. En capas bajas ocurre un ascenso en dicho mes, siendo evidente en el nivel de 850 hPa (no se muestra la figura correspondiente). Dicha situación es también coherente con el descenso relativo de espesores verificado en febrero (Figuras 2a, 2b).

Temperatura

La Figura 3 presenta un corte vertical de temperatura media de la atmósfera libre en el transcurso del año. En la misma, los cambios estacionales de mayor envergadura se observan en capas superficiales (1000 a 850 hPa) y cerca de la tropopausa (150 a 70 hPa). Sin embargo, la variación estacional de la temperatura es relevante en toda la tropósfera e inclusive en la baja estratósfera, situación que no puede apreciarse en la Figura 3 por razones de resolución.

También en la Figura 3, se observa que en capas superficiales, la temperatura en el invierno desciende unos 10 °C con respecto al verano, verificándose los valores mínimos en julio. En niveles superiores a 200 hPa, el cambio se invierte. Es decir, en los meses de invierno, las temperaturas aumentan hasta unos 6.5 °C, al nivel de 100 hPa. De esta forma, toda la tropósfera hasta 200 hPa, se enfría en julio. Lo contrario sucede en los niveles superiores a 150 hPa.

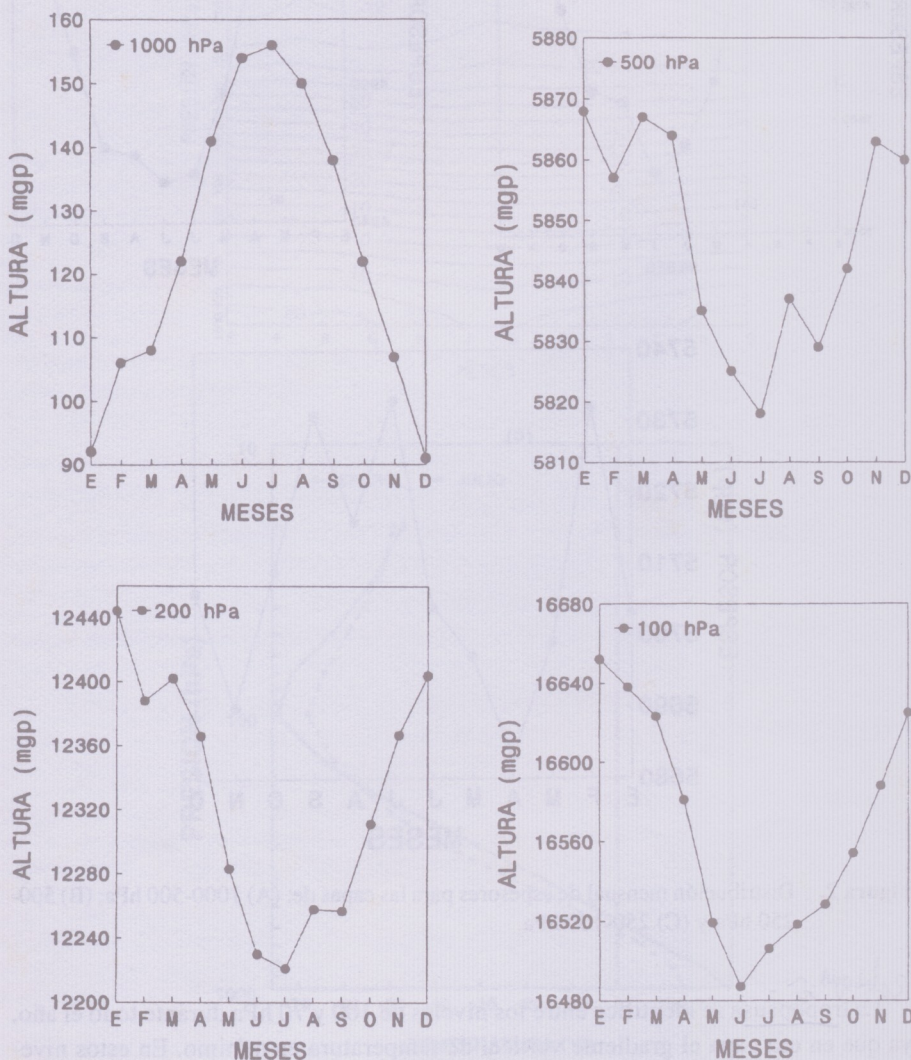


Figura 1. Distribución mensual de alturas geopotenciales promedio correspondiente a los niveles de presión de 1000, 500, 200 y 100 hPa.

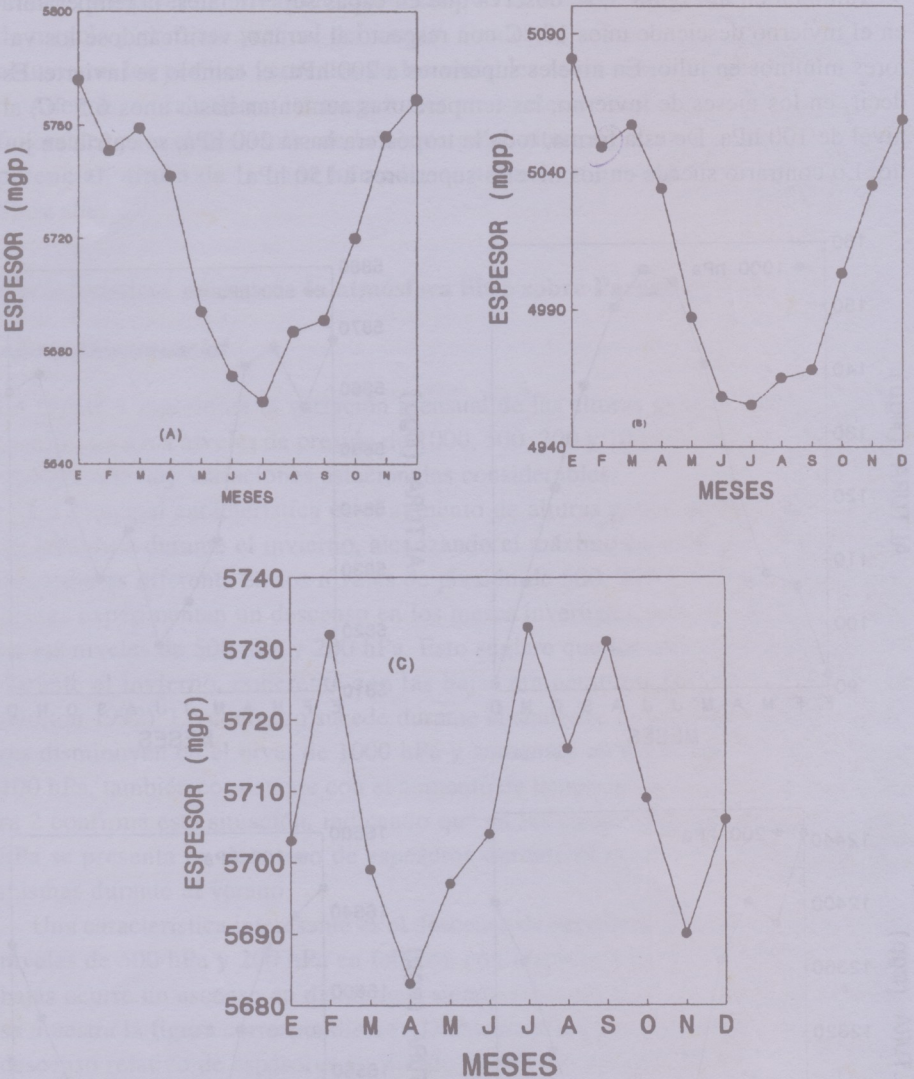


Figura 2. Distribución mensual de espesores para las capas de: (A) 1000-500 hPa; (B) 500-250 hPa y (C) 250-100 hPa.

Roberto

La tropopausa se identifica entre los niveles de 100 y 70 hPa durante todo el año, ya que en esa capa el gradiente vertical de temperatura es mínimo. En estos niveles, los meses comprendidos entre octubre y mayo exhiben los valores más bajos de temperatura, con el mínimo en enero, mientras que de junio a septiembre, durante el invierno, los valores más altos. En la Figura 1, se puede apreciar la varia-

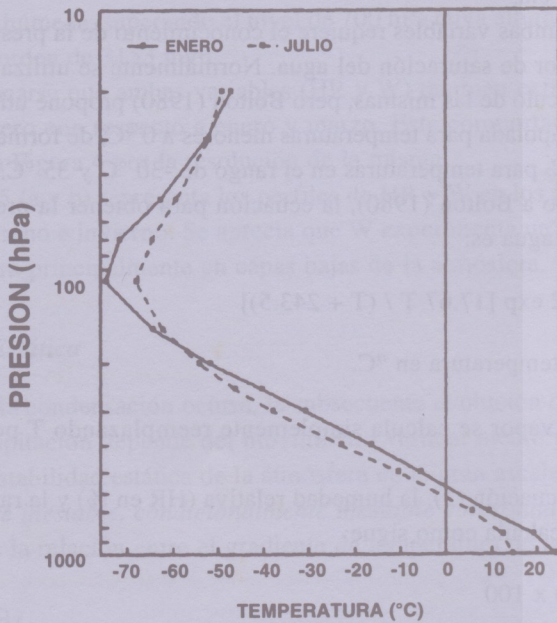
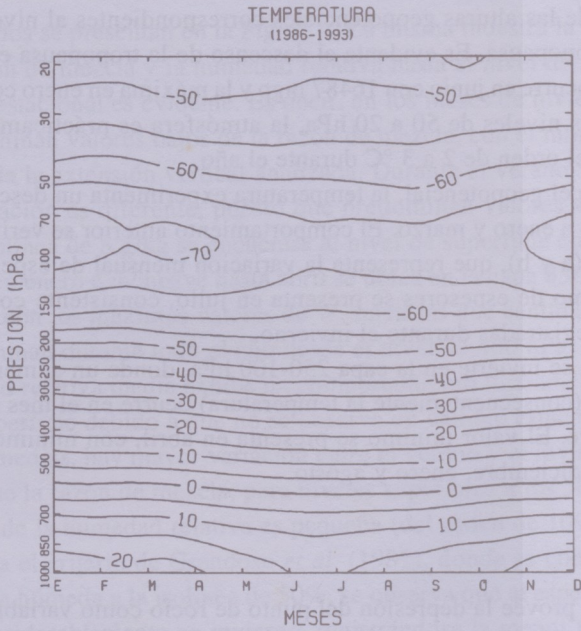


Figura 3. Distribución mensual de la temperatura media entre los niveles de 1000 hPa y 20 hPa (arriba). Corte vertical de temperatura media correspondiente a los meses de enero y julio (abajo).

ción mensual de las alturas geopotenciales correspondientes al nivel de 100 hPa, cercano a la tropopausa. Es evidente el descenso de la tropopausa en invierno. La altura mínima ocurre en junio con 16487 mgp y la máxima en enero con 16652 mgp.

Entre los niveles de 50 a 20 hPa, la atmósfera es prácticamente isoterma, con cambios del orden de 2 a 3 °C durante el año.

Al igual que el geopotencial, la temperatura experimenta un descenso en febrero con respecto a enero y marzo. El comportamiento anterior se verifica por medio de la Figura 2 (a y b), que representa la variación mensual de espesores. Sin embargo, el mínimo de espesores se presenta en julio, consistente con las mínimas temperaturas registradas durante el invierno.

La situación se invierte en la capa 250-100 hPa, donde un aumento significativo del espesor (consecuentemente la temperatura) ocurre en el mes de febrero, julio y septiembre. El valor mínimo se presenta en abril, con mínimos secundarios en noviembre, diciembre, enero y agosto.

Humedad

El radiosondeo provee la depresión del punto de rocío como variable de humedad de la atmósfera libre. Sin embargo, en este trabajo se analizan la humedad relativa y la razón de mezcla.

El cálculo de ambas variables requiere el conocimiento de la presión de vapor y la presión de vapor de saturación del agua. Normalmente se utiliza la fórmula de Tetens para el cálculo de las mismas, pero Bolton (1980) propone utilizar la fórmula de Wexler extrapolada para temperaturas menores a 0 °C, de forma a obtener una precisión de 0.1 % para temperaturas en el rango de -30 °C y 35 °C.

Así, de acuerdo a Bolton (1980), la ecuación para obtener la presión de vapor de saturación del agua es:

$$e_s(T) = 6.112 \exp [17.67 T / (T + 243.5)] \quad (1)$$

donde T es la temperatura en °C.

La presión de vapor se calcula simplemente reemplazando T por el valor del punto de rocío.

Utilizando la ecuación (1), la humedad relativa (HR en %) y la razón de mezcla (W en g / kg) se calcula como sigue:

$$HR = (e/e_s) \times 100 \quad (2)$$

$$W = 622 [e/(p-e)] \quad (3)$$

donde p es el nivel de presión.

Los resultados se presentan en la Figura 4. La misma muestra la variación mensual de la razón de mezcla y la humedad relativa hasta el nivel de 300 hPa.

El cambio estacional es evidente. Es decir, en los meses de invierno, de junio a agosto, predominan valores bajos de la razón de mezcla, con el mínimo observado en julio en toda la extensión vertical analizada. Durante el verano, de diciembre a marzo, la situación es diferente, puesto que predominan valores altos de W . Por ejemplo, la isolínea de 8 g/kg se encuentra al nivel de superficie en julio y agosto, mientras que en enero e inclusive hasta abril se ubica en la capa 850-700 hPa. Enero se presenta con los máximos valores de W , mientras que cantidades inferiores a 1 g/kg predominan durante todo el año desde el nivel de 400 hPa.

La humedad relativa media exhibe un comportamiento ligeramente diferente en el nivel de superficie debido a que no se observa un cambio estacional significativo. En capas medias, hay mayor variación entre el verano y el invierno (Figura 4).

Al igual que la razón de mezcla, para niveles superiores a los 500 hPa la variación mensual de la humedad relativa es pequeña (del orden de 10%).

Si se utiliza el criterio de Grandoso *et al.* (1981), donde se considera como límite de la capa húmeda a la isolínea de 50%, se observa que el espesor de esta capa descende considerablemente en invierno, registrándose la menor altura en el mes de agosto. De acuerdo a este criterio, el mes de enero resulta ser el de mayor espesor de la capa húmeda, superando el nivel de 700 hPa cuya altura geopotencial promedio es del orden de 3153 mgp.

Debe destacarse que ambas variables (HR y W) también experimentan un descenso en febrero con respecto a enero y marzo. Este comportamiento no es muy evidente en la Figura 4 por la resolución de la misma.

La Figura 5 (a y b) representa los perfiles de HR y W en los meses más significativos del verano e invierno. Se aprecia que W experimenta un cambio estacional de envergadura principalmente en capas bajas de la atmósfera.

Estabilidad Estática

Una vez que la condensación ocurra, la subsecuente evolución de la nube y el sistema de precipitación depende del movimiento vertical medio y de la estabilidad estática. La estabilidad estática de la atmósfera en la gran escala se clasifica como *absolutamente inestable*, *condicionalmente inestable* y *absolutamente estable*, dependiendo de la relación entre el gradiente de temperatura de la atmósfera γ ,

$$\gamma = -\partial T/\partial z, \quad (4)$$

con el gradiente adiabático seco γ_d y el gradiente adiabático húmedo γ_w (e.g., Cotton y Anthes, 1989).

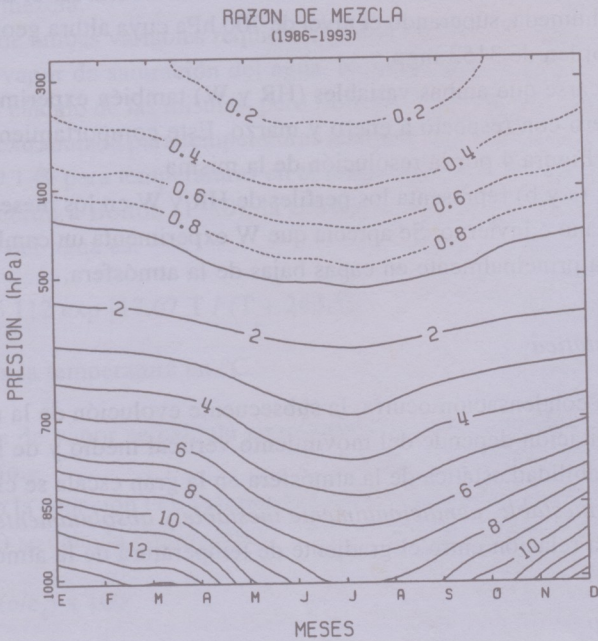
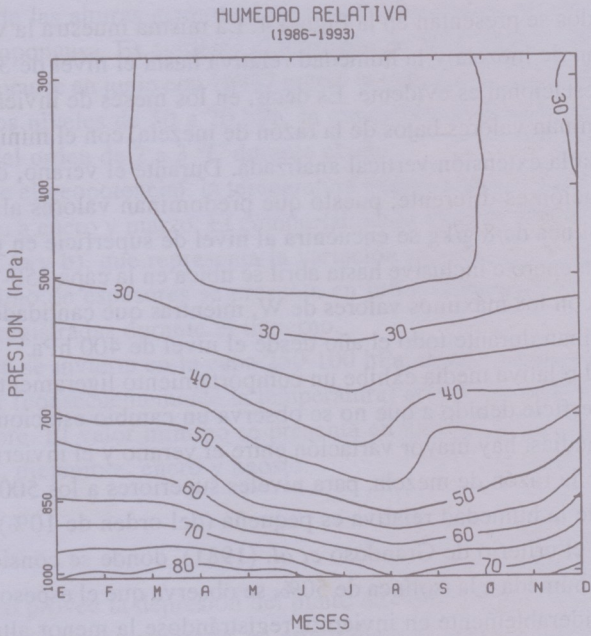


Figura 4. Distribución mensual de la Humedad Relativa media y la Razón de Mezcla media entre los niveles de 1000 hPa y 300 hPa.

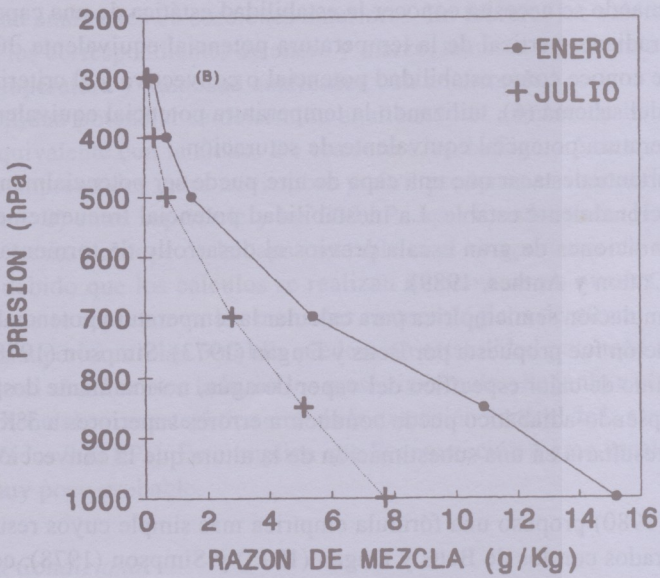
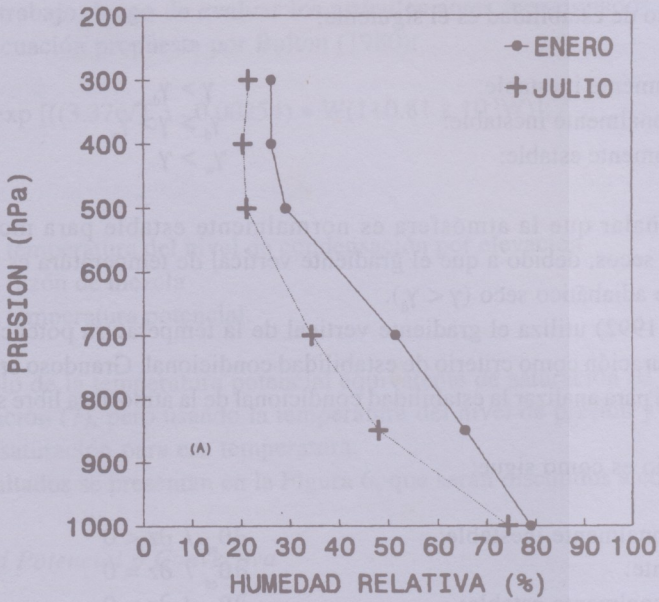


Figura 5. Corte vertical de: (A) Humedad Relativa media y (B) Razón de Mezcla media correspondiente a los meses de enero y julio.

El criterio de estabilidad es el siguiente:

| | |
|----------------------------|--------------------------------|
| Absolutamente inestable: | $\gamma > \gamma_d$ |
| Condicionamente inestable: | $\gamma_d > \gamma > \gamma_w$ |
| Absolutamente estable: | $\gamma_w > \gamma$ |

(5)

Cabe señalar que la atmósfera es normalmente estable para movimientos adiabáticos secos, debido a que el gradiente vertical de temperatura es menor que el gradiente adiabático seco ($\gamma < \gamma_d$).

Holton (1992) utiliza el gradiente vertical de la temperatura potencial equivalente de saturación como criterio de estabilidad condicional. Grandoso *et al.* (1981), lo utilizaron para analizar la estabilidad condicional de la atmósfera libre sobre Costa Rica.

El criterio es como sigue:

| | |
|----------------------------|---|
| Condicionamente inestable: | $\partial \theta_{cs} / \partial z < 0$ |
| Indiferente: | $\partial \theta_{cs} / \partial z = 0$ |
| Condicionamente estable: | $\partial \theta_{cs} / \partial z > 0$ |

(6)

Los criterios utilizados en las ecuaciones (5) y (6) permiten determinar la estabilidad condicional, la cual se refiere a la estabilidad de una parcela de aire. Sin embargo, cuando se necesita conocer la estabilidad estática de una capa de aire, se utiliza el gradiente vertical de la temperatura potencial equivalente $\partial \theta_e / \partial z$. Este concepto se conoce como estabilidad potencial o convectiva y el criterio es el mismo que el del sistema (6), utilizando la temperatura potencial equivalente en lugar de la temperatura potencial equivalente de saturación.

Es importante destacar que una capa de aire puede ser potencialmente inestable pero condicionalmente estable. La inestabilidad potencial frecuentemente se asocia con condiciones de gran escala previas al desarrollo de tormentas severas y tornados (Cotton y Anthes, 1989).

Una formulación semiempírica para calcular la temperatura potencial equivalente de saturación fue propuesta por Betts y Dugan (1973). Simpson (1978) demostró que el término de calor específico del vapor de agua, normalmente despreciado en el ascenso pseudo-adiabático puede conducir a errores superiores a 3°K en el valor de θ_e , que resultaría en una subestimación de la altura que la convección puede alcanzar.

Bolton (1980) propuso una fórmula empírica más simple cuyos resultados fueron comparados con los de Betts y Dugan (1973) y Simpson (1978), concluyendo que el máximo error en el valor obtenido por medio de esta fórmula es de 0.3°K. La principal fuente de error es la omisión de la variación del calor específico del aire seco con la temperatura y la presión.

En este trabajo, luego de evaluar los artículos antes mencionados, se decidió utilizar la ecuación propuesta por Bolton (1980):

$$\theta_e = \theta \exp [(3.376/T_L - 0.00254) * W(1+0.81 \times 10^{-3}W)]; \quad (7)$$

donde:

T_L : es la temperatura del nivel de condensación por elevación

W : es la razón de mezcla

θ : es la temperatura potencial.

El cálculo de la temperatura potencial equivalente de saturación (θ_{es}) se realiza con la ecuación (7), pero usando la temperatura del nivel de presión y la razón de mezcla de saturación para esa temperatura.

Los resultados se presentan en la Figura 6, que serán discutidos a continuación.

Estabilidad Potencial o Convectiva

En la parte superior de la Figura 6 se puede apreciar el comportamiento mensual de la temperatura potencial equivalente. La mayor variación se observa en capas bajas de la atmósfera, con valores altos en los meses de verano y valores bajos en invierno, con el mínimo en julio. Esto es coherente con los cambios de temperatura y humedad analizados en secciones anteriores. En febrero, los valores de θ_e son inferiores a los correspondientes de enero y marzo, también consistente con el descenso de temperatura y humedad analizados con anterioridad.

La estabilidad potencial se determina analizando el cambio de la temperatura potencial equivalente con la altura. De esa forma, en la Figura 6 se aprecia que en los meses comprendidos entre noviembre y abril predominan inestabilidad potencial ($\partial\theta_e/\partial z < 0$) entre superficie y los 600 hPa aproximadamente. No es posible saber con exactitud el tope de la capa inestable ni el comportamiento en capas intermedias, debido que los cálculos se realizan únicamente en niveles principales de presión que se reportan en los mensajes meteorológicos de altura.

En capas superiores a los 500 hPa predomina estabilidad potencial ($\partial\theta_e/\partial z > 0$) durante todo el año. Por otro lado, en los meses invernales, de junio a octubre, la estabilidad potencial es característica en toda la extensión vertical de la atmósfera analizada (hasta los 300 hPa). Esto implica que la convección a gran escala para estos meses es muy poco probable.

Estabilidad Condicional

La parte inferior de la Figura 6, presenta el corte vertical de la temperatura potencial equivalente de saturación en el transcurso del año. El comportamiento en las

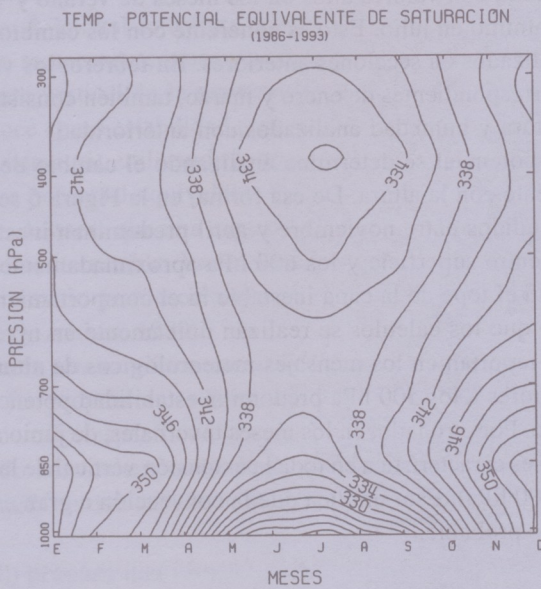
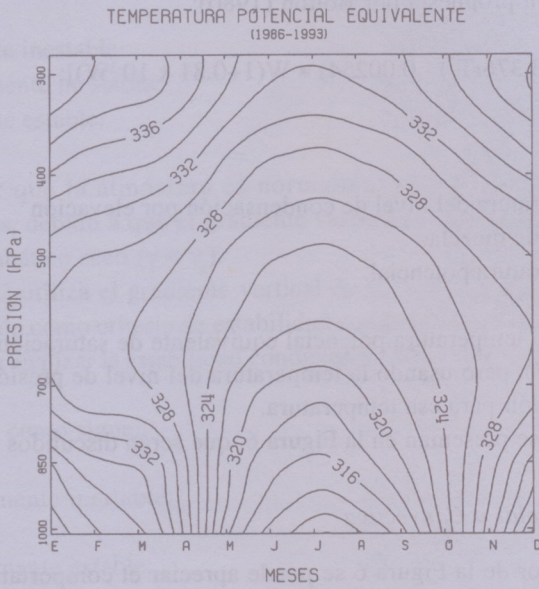


Figura 6. Distribución mensual de la temperatura potencial equivalente media (θ_e) y la temperatura potencial equivalente de saturación promedio (θ_{es}) entre los niveles de 1000 hPa y 300 hPa.

magnitudes es muy similar al de la temperatura potencial equivalente, es decir, valores altos en verano y bajos en invierno. Los cambios más significativos ocurren en capas inferiores y el mes de febrero presenta valores más bajos que enero y marzo en la capa 850-400 hPa (no se aprecia en la figura por razones de resolución).

Se observa que en capas superficiales (1000 a 850 hPa) predomina estabilidad condicional ($\partial\theta_{es}/\partial z > 0$) durante todo el año, siendo más relevante en los meses de invierno (junio a agosto). Grandoso *et al.* (1981) encontraron un comportamiento similar en Costa Rica y lo atribuyeron a la inversión de temperatura observada en las primeras horas de la mañana, periodo en el que se efectúa el radiosondeo.

Sin embargo, la inestabilidad condicional ($\partial\theta_{es}/\partial z < 0$) predomina durante todo el año, con excepción de mayo, junio y julio, en la capa 850-400 hPa, a partir de la cual vuelve a ser estable.

Contrario a la estabilidad potencial observada en los meses de invierno (parte superior de la Figura 6), una capa condicionalmente inestable ($\partial\theta_{es}/\partial z < 0$) es evidente entre los niveles de 700 hPa y 400 hPa durante todo el año, en tanto que la capa 400-300 hPa se mantiene condicionalmente estable en el mismo periodo. Este comportamiento se enfatiza en la Figura 7, que representa los perfiles verticales de θ_c y θ_{es} en los meses más representativos del verano e invierno.

Campo de Flujo

La Figura 8 representa el comportamiento mensual del viento resultante mientras que la parte superior de la Figura 9 la velocidad media (en ms^{-1}).

El cambio estacional se observa principalmente en los niveles superiores de la tropósfera, donde en la estación invernal se incrementa la intensidad y el espesor de la capa con vientos del oeste, que alcanza alturas correspondientes a los 20 hPa. Por otro lado, en la estratósfera inferior se observa un cambio de dirección entre la estación estival e invernal. Predominan vientos del este en el semestre de verano (noviembre-abril).

El flujo del oeste y suroeste es predominante durante todo el año en la capa 850-100 hPa. A nivel de superficie persisten vientos débiles del este y sureste. Este comportamiento, al igual que el cambio de dirección en la baja estratósfera mencionado anteriormente, es coherente con el observado por Schwerdtfeger y Martin (1964) para la latitud de Asunción.

En la Figura 9 se presenta la distribución vertical mensual de la velocidad media del viento. En el nivel de 200 hPa, se observan intensidades superiores a 30 ms^{-1} entre los meses de mayo y octubre, con el máximo en julio con 33 ms^{-1} . Esto es consistente con la posición media de la corriente en chorro subtropical (Schwerdtfeger 1964; Morel y Desbois, 1974; Trenberth 1987).

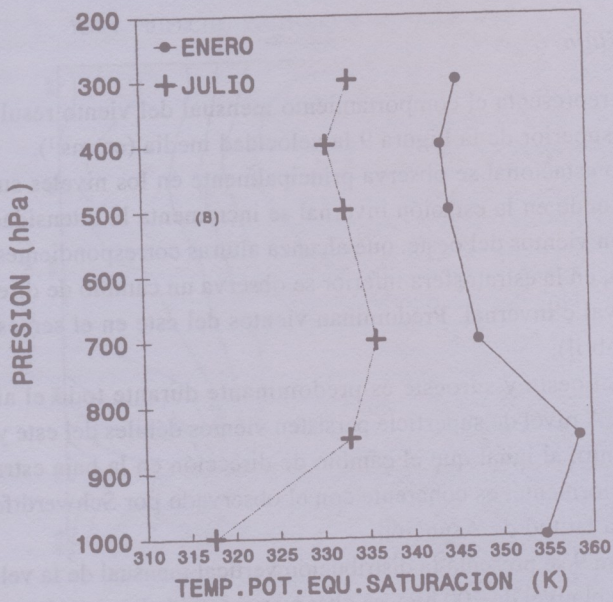
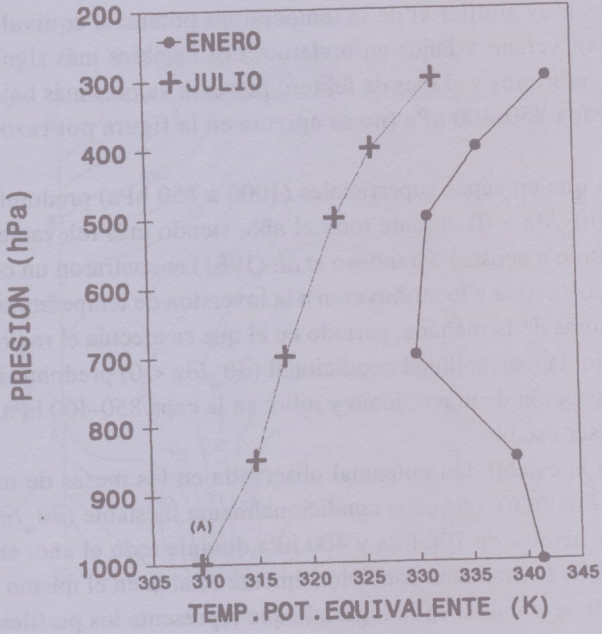


Figura 7. Perfil vertical de: (A) Temperatura potencial equivalente (θ_e) y (B) Temperatura potencial equivalente de saturación (θ_{es}) correspondiente a los meses de enero y julio.

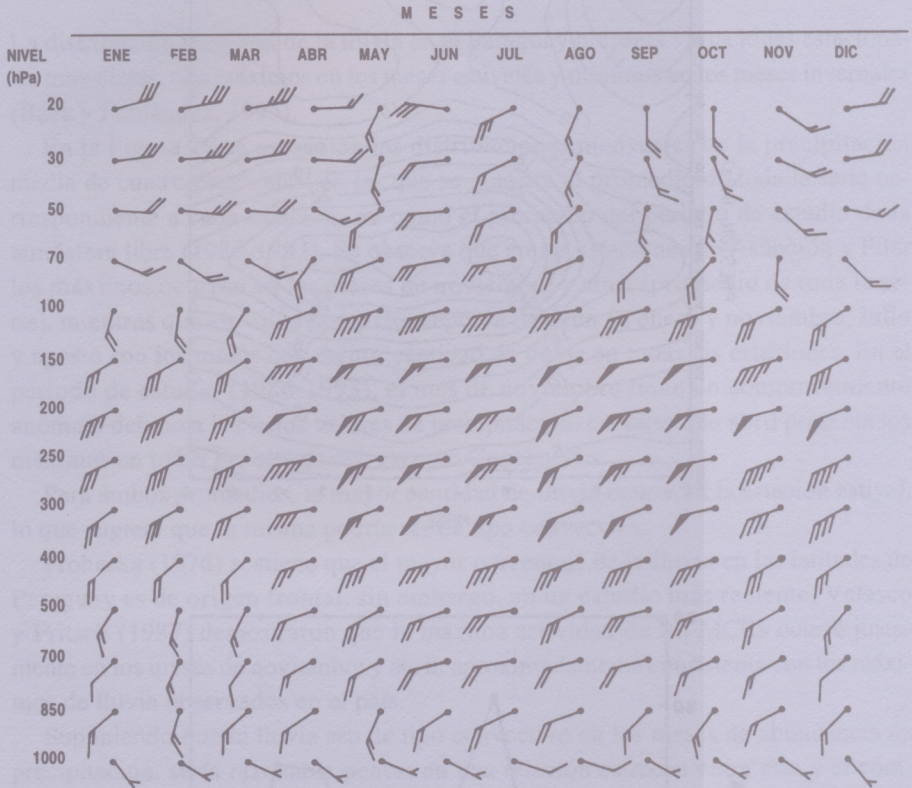


Figura 8. Distribución mensual del vector viento medio entre los niveles de 1000 hPa y 20 hPa. Barras cortas equivalen a 2.5 ms^{-1} , mientras que barras largas a 5 ms^{-1} y triángulos a 25 ms^{-1} .

También en la Figura 9 se representa la magnitud de la cortante vertical del viento en la tropósfera, entre los niveles de 200 y 850 hPa. El comportamiento estacional es evidente, con valores bajos en el semestre de verano, de noviembre a abril, y altos en el semestre de invierno, de mayo a octubre.

Se observa que las magnitudes menores ocurren en la estación estival, con el mínimo de 10.3 ms^{-1} en enero. Es evidente un incremento relativo en el mes de febrero con respecto a enero y marzo. Por otro lado, el mes de mayo se destaca con el máximo valor de la cortante vertical del viento entre 200 hPa y 850 hPa con aproximadamente 31 ms^{-1} , disminuyendo progresivamente hasta agosto. En septiembre y octubre se presentan valores altos, disminuyendo bruscamente en noviembre.

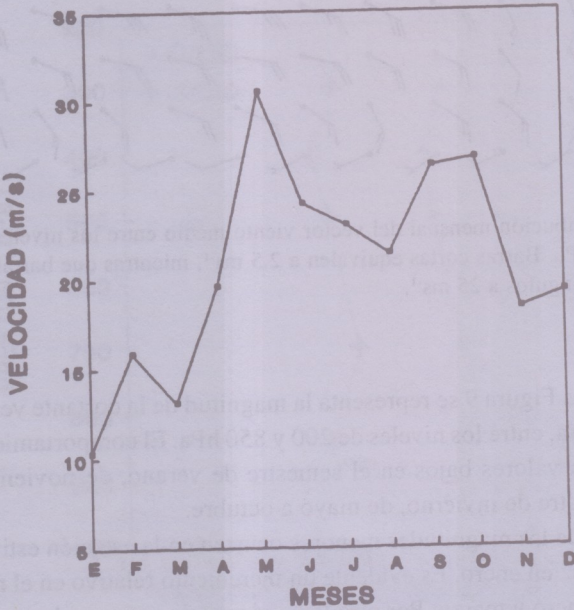
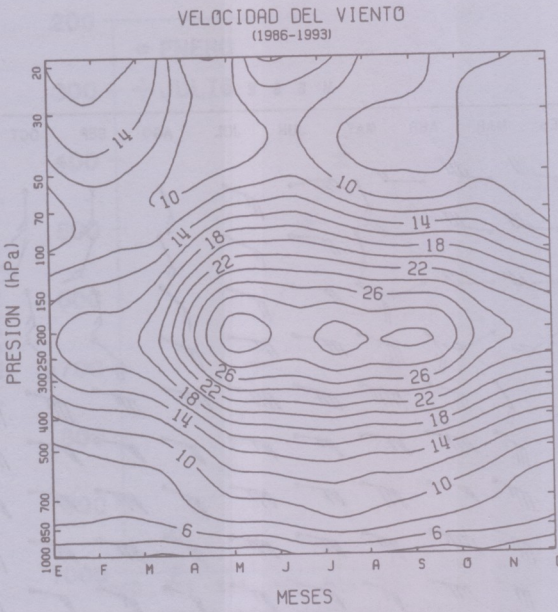


Figura 9. Distribución mensual de la velocidad media del viento entre los niveles de 1000 hPa y 20 hPa (arriba). Variación mensual de la magnitud de la cortante vertical del viento entre los niveles de 850 hPa y 200 hPa (abajo).

Influencia de los parámetros medios de la atmósfera libre en el comportamiento estacional de la precipitación

La distribución temporal de la lluvia en el Paraguay presenta variaciones estacionales muy claras, con máximos en los meses estivales y mínimos en los meses invernales (Báez y Fernández, 1995).

En la Figura 10 se presentan las distribuciones mensuales de la precipitación media de cuatro estaciones, en las que se muestra el promedio de toda la serie correspondiente a cada estación, así como el promedio del periodo de estudio de la atmósfera libre (1986-1993). Se observa que en las estaciones de Asunción y Pilar los máximos ocurren en los meses de noviembre y abril (promedio de toda la serie), mientras que en Villarrica y Concepción ocurren en enero y noviembre. Julio y agosto son los meses con menor cantidad de lluvia en todas las estaciones. En el periodo de estudio (1986-1993), el mes de noviembre tiene un comportamiento anómalo debido a los bajos valores de precipitación, en tanto que abril presenta los máximos en todas las estaciones, excepto Concepción.

Para ambos promedios, la mayor cantidad de lluvia ocurre en la estación estival, lo que sugiere que la misma podría ser de tipo convectivo.

Prohaska (1976) sostiene que el mayor porcentaje de la lluvia en las latitudes de Paraguay es de origen frontal, sin embargo, en un estudio más reciente, Velasco y Fritsch (1987) demostraron que la máxima actividad de los MCCs ocurre justamente en los meses de noviembre y abril, aproximadamente consistente con los máximos de lluvia observados en el país.

Suponiendo que la lluvia sea de tipo convectivo en los meses de abundancia de precipitación, sería razonable pensar en una relación estrecha entre ésta y el comportamiento de algunos parámetros que determinan la formación y desarrollo de la convección.

Por lo tanto, se pretende demostrar gráficamente dicha relación en función de cuatro parámetros que determinan la formación o no de la convección. Estos parámetros son: 1) Altura de la capa con inestabilidad potencial; 2) Altura de la capa con humedad relativa superior a 50%; 3) Cortante vertical del viento en la capa 850-200 hPa; 4) Índice de Showalter.

Relación entre la capa con inestabilidad potencial y la capa húmeda con la precipitación

En la Figura 11a se presenta la distribución mensual del espesor de la capa con inestabilidad potencial, definida arbitrariamente como el tope de la capa en que $\partial\theta_{es}/\partial z \leq 0$ y el espesor de la capa húmeda, definida como la capa donde la humedad relativa, $HR \geq 50\%$. En la Figura 11b se muestra la distribución mensual de la precipitación media de Asunción.

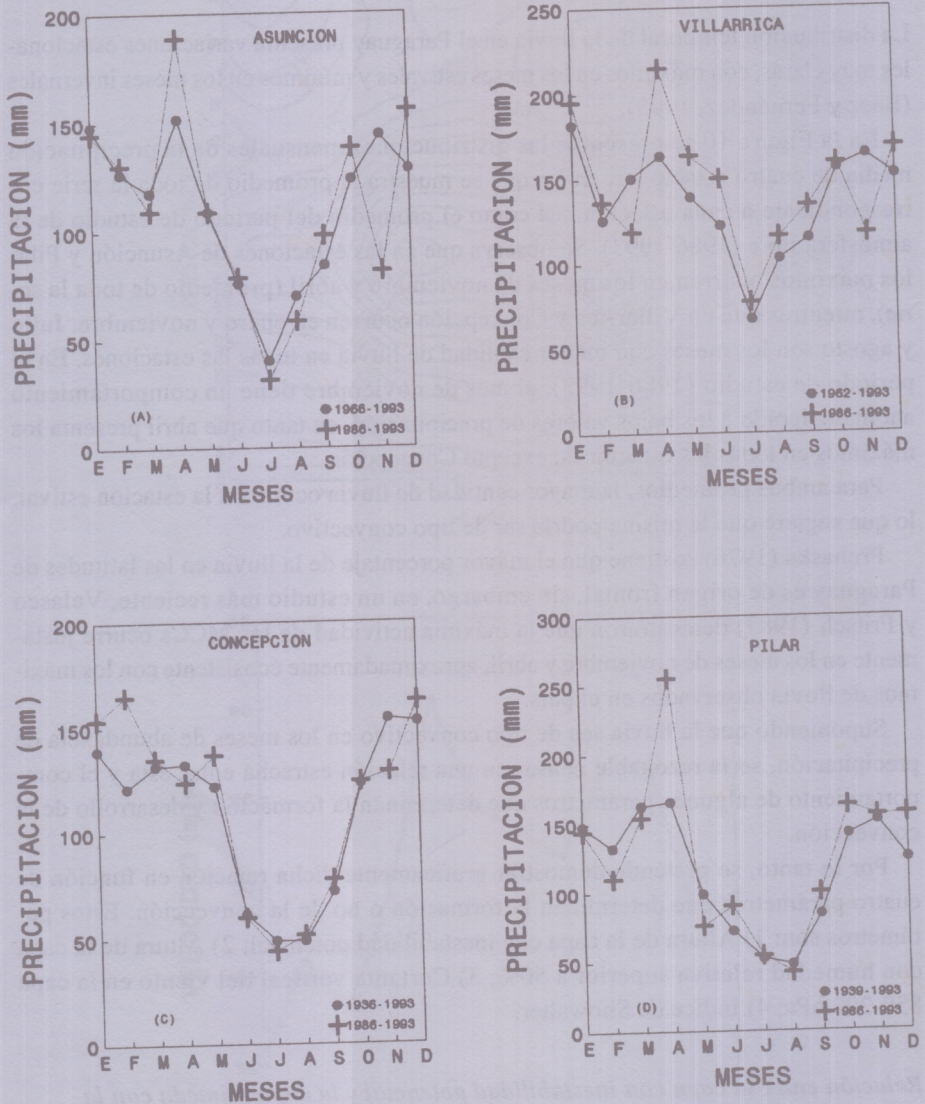


Figura 10. Variación de la precipitación media en las estaciones de; (A) Asunción; (B) Villarrica; (C) Concepción y (D) Pilar. Líneas continuas corresponden al promedio de toda la serie, mientras que líneas punteadas al promedio del periodo de estudio (1986-1993).

El comportamiento estacional de la capa húmeda y la capa con inestabilidad potencial es consistente con la distribución de la precipitación. Es decir, la época más lluviosa coincide con los mayores espesores de la capa húmeda e inestable.

Los meses estivales (diciembre a marzo) son los de mayor espesor, tanto de la capa húmeda como de la capa con inestabilidad potencial (Figura 11a), siendo enero el de mayor espesor. Se observa un ligero descenso de la altura de la capa inestable en el mes de febrero. Es interesante como, la capa potencialmente inestable, desaparece en los meses invernales, inclusive hasta el mes de octubre, lo cual implica que la atmósfera en invierno, en promedio, es potencialmente estable hasta los 300 hPa. También en estos meses es evidente el descenso del espesor de la capa húmeda, el cual alcanza un mínimo absoluto en agosto.

La variación mensual del espesor de la capa húmeda y de la capa potencialmente inestable es coherente con la variación de la altura media de la tropopausa (ver Figura 1), lo cual sugiere que en los meses estivales, los toques de la nubosidad convectiva pueden alcanzar mayores alturas.

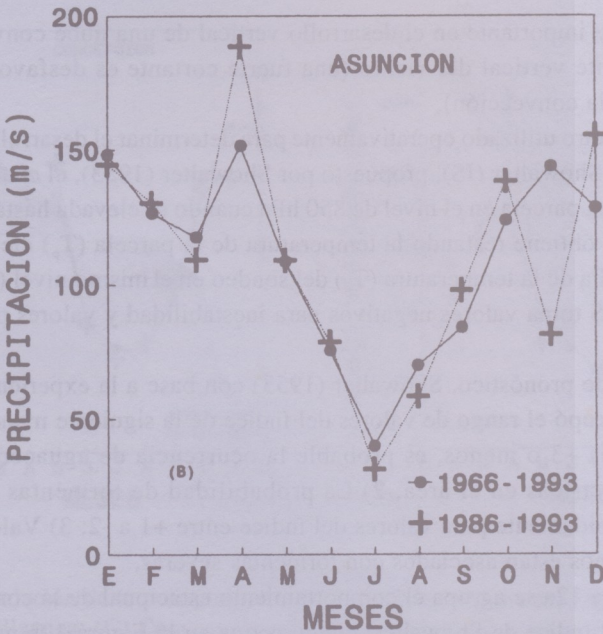
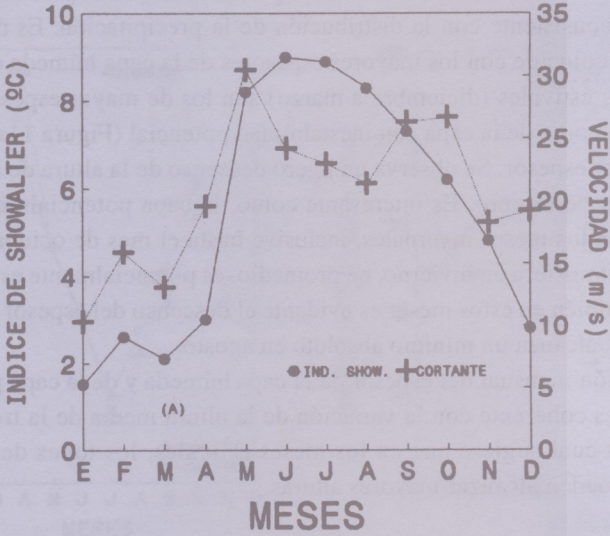
Relación entre la cortante vertical del viento y el índice de Showalter con la precipitación

Un factor muy importante en el desarrollo vertical de una nube convectiva es sin duda la cortante vertical del viento (una fuerte cortante es desfavorable para el desarrollo de la convección).

Otro parámetro utilizado operativamente para determinar el desarrollo convectivo es el índice de Showalter (IS), propuesto por Showalter (1953), el cual indica la estabilidad de una parcela en el nivel de 850 hPa cuando es elevada hasta los 500 hPa. Este índice se obtiene restando la temperatura de la parcela (T_p) elevada hasta el nivel de 500 hPa de la temperatura (T_s) del sondeo en el mismo nivel ($IS = T_s - T_p$). Por lo tanto, IS toma valores negativos para inestabilidad y valores positivos para estabilidad.

Para fines de pronóstico, Showalter (1953) con base a la experiencia en latitudes medias agrupó el rango de valores del índice de la siguiente manera: 1) Cuando el índice es +3 o menos, es probable la ocurrencia de aguaceros y algunas tormentas eléctricas en el área; 2) La probabilidad de tormentas eléctricas se incrementa rápidamente para valores del índice entre +1 a -2; 3) Valores del índice de -3 o menos están asociados con tormentas severas.

En la Figura 12a se agrupa el comportamiento estacional de la cortante vertical del viento y el índice de Showalter, mientras que en la Figura 12b nuevamente se presenta la variación mensual de la precipitación media de Asunción. Es interesante la consistencia en el comportamiento estacional de ambos parámetros y la precipitación.



12

Figura 11. Distribución mensual de la altura de la capa húmeda y la capa con inestabilidad potencial en (A). En (B) se presenta la precipitación media de Asunción.

De acuerdo a la Figura 12a, los meses más favorables para la convección transcurren desde diciembre a marzo, siendo enero el mes que presenta valores más bajos en los parámetros. El mes de febrero (al igual que otras variables analizadas) exhibe valores más altos que enero y marzo. Los meses de junio, julio y agosto corresponden a los valores más altos del IS, siendo superior a 8 °C por lo que se esperaría ausencia de lluvias de origen convectivo.

Evidentemente, los cuatro parámetros que son favorables para la convección analizados anteriormente están asociados con el comportamiento estacional de la precipitación. Por lo tanto, la suposición de que la mayor cantidad de lluvia ocurrida en el país es de origen convectivo y se presenta en los meses estivales es bastante razonable.

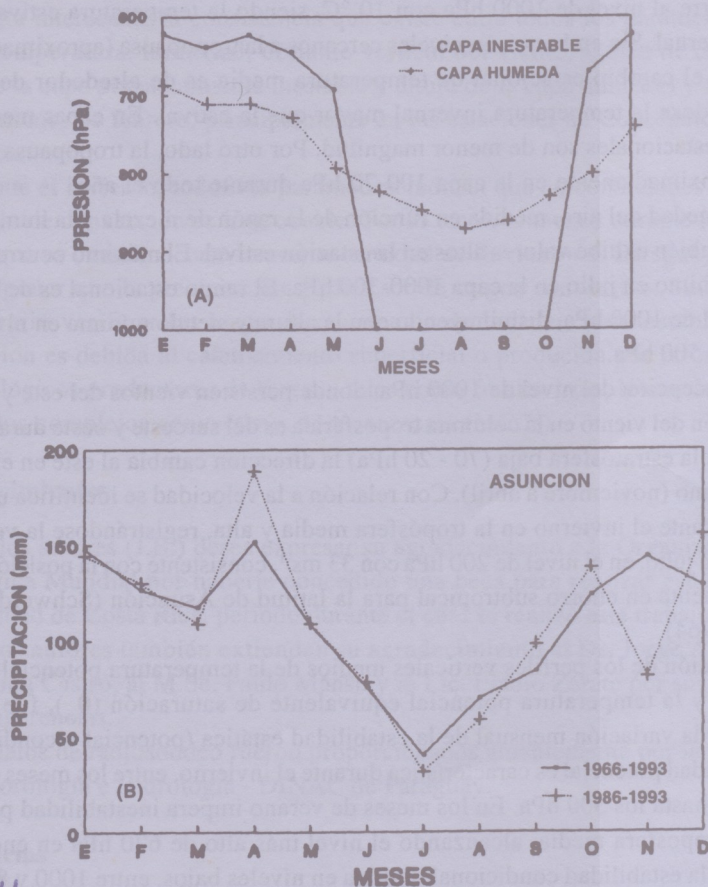


Figura 12: Distribución mensual del índice de Showalter y la cortante vertical del viento entre los niveles de 850 hPa y 200 hPa en (A). En (B) se presenta la precipitación media de Asunción.

Conclusiones

La distribución mensual de las variables de la atmósfera libre sobre Paraguay muestran un notorio comportamiento estacional que distingue el semestre de verano (noviembre-abril) del semestre de invierno (mayo-octubre).

En capas bajas de la atmósfera (1000-850 hPa) las alturas geopotenciales medias experimentan un ascenso durante el invierno, ocurriendo la máxima altura en julio. Por otro lado, en niveles superiores a los 850 hPa la situación se invierte, puesto que durante el invierno las alturas más bien son menores. Este comportamiento es coherente con la distribución mensual de espesores.

La temperatura media experimenta mayor variación estacional en las capas bajas y altas de la atmósfera. La máxima variación entre los meses estivales e invernales ocurre al nivel de 1000 hPa con 10 °C, siendo la temperatura estival mayor que la invernal. Sin embargo, en niveles cercanos a la tropopausa (aproximadamente 100 hPa) el cambio estacional de temperatura media es de alrededor de 6.5 °C, presentándose la temperatura invernal mayor que la estival. En capas medias, los cambios estacionales son de menor magnitud. Por otro lado, la tropopausa se identifica aproximadamente en la capa 100-70 hPa durante todo el año.

La humedad del aire, medida en función de la razón de mezcla y la humedad relativa, también exhibe valores altos en la estación estival. El máximo ocurre en enero y el mínimo en julio en la capa 1000-300 hPa. El rango estacional es de 7.5 g/kg en el nivel de 1000 hPa, disminuyendo con la altura y siendo mínima en niveles superiores a 500 hPa.

Con excepción del nivel de 1000 hPa, donde persisten vientos del este y sureste, la dirección del viento en la columna troposférica es del suroeste y oeste durante todo el año. En la estratósfera baja (70 - 20 hPa) la dirección cambia al este en el semestre de verano (noviembre a abril). Con relación a la velocidad se identifica un incremento durante el invierno en la tropósfera media y alta, registrándose la velocidad máxima en julio, en el nivel de 200 hPa con 33 ms⁻¹, consistente con la posición media de la corriente en chorro subtropical para la latitud de Asunción (Schwerdtfeger y Martin, 1964).

En función de los perfiles verticales medios de la temperatura potencial equivalente (θ_e) y la temperatura potencial equivalente de saturación (θ_{es}), fue posible establecer la variación mensual de la estabilidad estática (potencial y condicional). La estabilidad potencial es característica durante el invierno, entre los meses de junio y octubre hasta los 300 hPa. En los meses de verano impera inestabilidad potencial hasta la troposfera media, alcanzando el nivel más alto de 620 hPa en enero. Por otro lado, la estabilidad condicional domina en niveles bajos, entre 1000 y 850 hPa, durante todo el año. Esta situación podría atribuirse a la inversión de temperatura observada en las primeras horas de la mañana debido a que el radiosondeo se inicia aproximadamente a las 6 a.m. hora local. Durante el semestre de verano y a

niveles superiores a los 850 hPa, predomina inestabilidad condicional hasta aproximadamente el nivel de 400 hPa. En invierno, contrario a la estabilidad potencial, se observa inestabilidad condicional en la capa de 700 a 400 hPa.

La variabilidad estacional de la altura de la capa con inestabilidad potencial y la capa húmeda, así como de la cortante vertical del viento y el índice de Showalter, son consistentes con la distribución mensual de la precipitación media. Durante la estación estival, la capa húmeda y la capa potencialmente inestable exhiben mayor altura, con el máximo en enero, mientras que la cortante vertical del viento y el índice de Showalter presentan valores bajos, favoreciendo el desarrollo de la convección. También en los meses de verano, la altura media de la tropopausa es mayor, lo cual implica que, con condiciones adecuadas, los topes de la nubosidad convectiva pueden alcanzar mayores alturas.

Resulta interesante la consistencia que existe entre todos los parámetros analizados (temperatura, humedad, cortante vertical del viento, índice de Showalter, altura de la capa potencialmente inestable y altura de la capa húmeda) y la precipitación del mes de febrero, principalmente en las estaciones de Concepción, Pilar y Villarrica.

Durante el invierno, todos los parámetros indican que en condiciones medias el desarrollo de convección es improbable. Por lo tanto, al menos durante la estación estival, que es cuando ocurre la mayor cantidad de lluvias en el Paraguay, es razonable suponer que la precipitación podría ser de origen convectivo. Sin embargo, es necesario verificar las horas de ocurrencia de la lluvia para establecer si la convección es debida al calentamiento superficial o producida por otros sistemas meteorológicos productores de tiempo, tales como frentes fríos, líneas de inestabilidad o los complejos convectivos de mesoescala (MCCs).

Agradecimientos

Uno de los autores (J.B.) desea expresar su agradecimiento a la Organización Meteorológica Mundial por haberle concedido una beca para realizar estudios en la Universidad de Costa Rica, periodo durante el cual se realizó este trabajo.

Ambos autores también extienden su agradecimiento al Dr. Jorge Amador, la Dra. Vilma Castro, al M.Sc. Paulo Manso y al Lic. Eladio Zárate por sus comentarios y sugerencias.

Los datos de radiosondeo fueron proporcionados amablemente por la Dirección de Meteorología e Hidrología - DINAC de Paraguay.

Referencias

Báez, J. y Fernández, W. "Variabilidad espacial y temporal de la precipitación lluviosa en Paraguay", *Revista Geofísica* No. 41, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, pp. 177-204, 1995.

- Betts, A. and Dugan, F. "Empirical Formula for Saturation Pseudoadiabatics and Saturation Equivalent Potential Temperature", *J. Appl. Meteor.*, 12, 731-732, 1973.
- Bolton, D., "The computation of equivalent potential temperature", *Mon. Weather Rev.*, 108, 1046-1053, 1980.
- Cotton, W. and Anthes, R. *Storm and Cloud Dynamics*, Academic Press, 883 pp., 1989.
- Flohn, H. "Grundzüge der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Südhalbkugel", *Archiv für Meteor., Geophys. und Bioklim*, Series A: Band II, 1950.
- Gibbs, W.J. "A comparison of hemisphere circulations with particular reference to the Western Pacific", *Quart. Jour. Roy. Meteor. Society*, 79, 121-136, 1952.
- Grandoso, H., Montero, A. y Castro, V. "Características de la Atmósfera Libre sobre Costa Rica y sus Relaciones con la Precipitación", *Informe Semestral* (enero-junio 1981), Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 11-52, 1981.
- Holton, J. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Third Edition, Academic Press, 511 pp., 1992.
- Hutchings, J.W. "A meridional atmospheric cross section for an oceanic region", *J. Meteor.*, 7, 94-100, 1950.
- Loewe, F. and Radok, U. "A meridional aerological cross section in the Southwest Pacific", *J. Meteor.*, 7, 30-38, 1950.
- Morel, P. and Desbois, M. "Mean 200-mb Circulation in the Southern Hemisphere Deduced from EOLE Balloon Flights", *J. Atmos. Sci.*, 31, 394-407, 1974.
- Prohaska, F. "The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay", "Climates of Central and South America", *World Survey of Climatology*, Volume 12, Elsevier, 532 pp., 1976.
- Schwerdtfeger, W. "Cortes verticales meridionales del viento zonal y de la temperatura en la atmósfera libre sobre Sudamérica", *Resúmenes Mensuales del Tiempo*, Vol. 1, 1960.
- Schwerdtfeger, W. and Martin, D. "The zonal flow of the free Atmosphere between 10° N and 80° S, in the South American Sector", *J. of Appl. Meteorol.*, 3, 727-733, 1964.
- Showalter, A.K. "A stability index for Thunderstorm forecasting", *Bull. Amer. Met. Soc.*, 34, 250-252, 1953.
- Simpson, R.H. "On the computation of Equivalent Potential Temperature", *Mon. Wea. Rev.*, 106, 124-130, 1978.
- Trenberth, K. "The zonal westerlies over the Southern Hemisphere", *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1528-1533, 1987.
- Van Loon, H. "A note on meridional atmospheric cross sections in the Southern Hemisphere", *Notos*, 4, No. 2, 1955.
- Velasco, I. and Fritsch, M. "Mesoscale Convective Complexes in the Americas", *J. Geophys. Res.*, 92, 9591-9613, 1987.