

OSCILACIONES DOMINANTES EN LA ATMÓSFERA LIBRE SOBRE
COSTA RICA DURANTE AGOSTO A NOVIEMBRE DE 1972

Jorge A. Amador*

RESUMEN

Se analizan en este trabajo las oscilaciones dominantes asociadas con disturbios de escala sinóptica en la atmósfera libre sobre Costa Rica para el período 1° de agosto a 26 de noviembre de 1972. Estimaciones espectrales de las series temporales de: temperatura, altura del geopotencial y las componentes zonal y meridional del viento fueron calculadas usando datos de altura de la Estación de Radiosonda del Instituto Meteorológico Nacional situada en el Aeropuerto Internacional "Juan Santamaría". Alajuela, Costa Rica. Los niveles isobáricos investigados fueron: 850, 700, 500, 400 y 300 mb (excepto 400 mb para la temperatura).

Los espectros de la temperatura, el geopotencial y las componentes del viento para el período indicado fueron calculados mediante la transformada discreta de Fourier de la función de autocorrelación.

El perfil vertical de la componente zonal media del viento durante el período estudiado es similar al obtenido por Riehl (1954) para el Caribe durante el verano boreal.

Los resultados más importantes de este trabajo son: a) los espectros de la temperatura en los diferentes niveles isobáricos indican un pronunciado efecto de la persistencia principalmente en capas bajas; b) la componente zonal del viento también sugiere un marcado efec

*Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica

to de la persistencia y quizá de las tendencias estacionales ya que sus espectros muestran la mayor contribución a la variancia total de la serie para períodos mayores de 10 días; c) los espectros del geopotencial muestran máximos relativos en períodos cercanos a los 4 días y máximos absolutos en períodos cercanos a los 7 días en casi todos los niveles (es posible que este último período esté asociado con la existencia en la región de ondas del tipo Rossby o Rossby-Gravedad y d) la componente meridional del viento presenta la mayor contribución a la variancia total de la serie para períodos cerca de los 4 días (tanto este período como el de 4 días en el geopotencial corresponden al de las ondas en los estes).

Algunos de los picos encontrados en la componente meridional del viento (especialmente los mayores de 5 días) y en el geopotencial (aquellos mayores de 7 días) no están claros y requieren una investigación posterior.

ABSTRACT

In this study the periods of the free atmosphere wave disturbances over Costa Rica are analyzed from 1 August to 26 November 1972. Spectral analysis of geopotential data, temperature, and both, zonal and meridional components of the wind is made with the help of upper air data corresponding to the Instituto Meteorológico Nacional radiosonde station located at Santamaría Airport, Alajuela, Costa Rica. Isobaric levels used in the study correspond to 850, 700, 500, 400 and 300 mb (except for temperature at 400 mb).

Spectra of temperature, geopotential and wind components were computed for that particular period using the discrete Fourier transform of the autocorrelation function.

The vertical profile of the zonal wind component during the period analyzed is similar to the one obtained by Riehl (1954) for the Caribbean during the northern summer.

The main results of the present study are: a) the temperature spectra for different isobaric levels indicate a pronounced effect of persistence specially in lower levels; b) the zonal wind component also suggests the effect of persistence and that of the seasonal

trends since its spectra show the largest contribution to the total variance of the time series for periods longer than 10 days; c) the geopotential spectra present relative maxima in periods near 4 days and absolute maxima in periods close to 7 days in almost all levels (this period may be associated with Rossby or Rossby-gravity waves in the region), and d) the meridional wind component shows the largest contribution to the total variance of the series for periods near 4 days (this period and that of 7 days in the geopotential correspond to that of the so-called "easterly waves").

Some of the peaks found in the meridional wind component (specially those longer than 5 days) and in the geopotential (those longer than 7 days) are not clear and need further analysis.

1. INTRODUCCION

Hasta el momento, la mayor parte de los estudios observacionales sobre disturbios tropicales de naturaleza ondulatoria han sido llevados a cabo en el Pacífico Ecuatorial. Entre estos trabajos se pueden citar los de Maruyana (1968), Nitta (1970), Madden (1970), Yanai y Mirakami (1970 a, b), Wallace (1971), Madden y Julian (1971) y Julian (1971). La región tropical del Atlántico (desde Africa hasta América) ha estado menos sometida a estudios observacionales de la clase de los del Pacífico. La región del Oeste del Caribe ha sido en todo caso, la menos estudiada a tal punto que existen marcadas diferencias de criterio entre algunos investigadores sobre la naturaleza y estructura de los disturbios ondulatorios que afectan esta área. Al respecto de esta diferencia de criterios se anota lo expuesto por Atkinson (1971) en relación a las ondas tropicales en el Caribe: "la estructura de las ondas se modifica al tiempo que viajan hacia el Oeste, desapareciendo al alcanzar las Antillas". Por su parte Burpee (1972) señala que: "estas ondas ocasionalmente alcanzan el Pacífico del Este luego de una propagación este-oeste sobre el Océano Atlántico".

Los estudios teóricos sobre la propagación y estructura de las ondas tropicales han sido limitados fuertemente por el carácter no lineal de las interacciones de escala en la atmósfera tropical. Modelos lineales de ondas tropicales han sido descritos por Rosenthal (1965), Matsuno (1966) y Lindzen (1967), entre otros. Aunque de estos modelos presentan severas limitaciones de carácter teórico-observacional como son: la no inclusión de procesos diabáticos en el modelo y la consideración de un flujo básico no viscoso, estacionario y espacialmente uniforme, son de considerable ayuda en la comprensión de los sistemas ondulatorios en los trópicos.

En este trabajo, se hace un intento por determinar los modos de onda dominantes en la región del Oeste del Caribe mediante el uso del análisis espectral (a través

de la transformada discreta de Fourier de la función de correlación de algunas series de datos sobre Costa Rica). Es en este sentido que los modelos teóricos antes mencionados estimularon la realización de este trabajo y su intento por encontrar alguna evidencia observacional de los modos de onda predichos por estos modelos. Se presenta además en este estudio una discusión en relación con otros trabajos observacionales, todo en el marco del conocimiento actual de la dinámica de las ondas tropicales.

Para lograr lo anterior se presenta en la sección siguiente un breve resumen sobre los resultados observacionales y teóricos más importantes en relación con el presente trabajo.

2. ESTUDIOS PREVIOS

2.1. Modelos Sinópticos y estudios estadísticos

Riehl (1954), fue el primero en describir algunas de las características sinópticas (escala espacial del orden de 10^3 Km) de ondas troposféricas de propagación este-oeste en las zonas tropicales. La longitud de onda de estos disturbios indicaba una marcada dependencia de este parámetro con la altura (1500-2000) en la baja troposfera y 3000 a 5000 Km en la alta troposfera. La velocidad de fase se estimó en alrededor de 6° longitud por día ($\sim 8 \text{ m s}^{-1}$). A este tipo de ondas se les denomina ondas en los estes, por la simple razón de propagarse en un campo básico del este. Otro modelo sinóptico de onda tropical ha sido descrito por Palmer (1952). Este modelo de "onda ecuatorial", presenta naturaleza y características similares a las de las ondas en los estes, con la diferencia de que la amplitud de estas es máxima en el Ecuador mientras que las ondas en los estes presentan amplitud máxima en regiones cercanas a los $10\text{-}12^\circ\text{N}$ (ver por ejemplo Reed y colaboradores (1977) para la re-

gión Africana y Amador (1981) para el Océano Atlántico).

Hasta el momento muy pocos trabajos se han realizado en la zona del Caribe relativos al estudio observacional por métodos estadísticos o mediante el análisis espectral. Wallace y Chang (1969) incluyeron en su investigación datos para las estaciones de Balboa, Panamá (9°N, 82°O) y Trinidad (11°N, 62°O) para niveles por debajo de los 500 mb (troposfera baja). En ambas estaciones, Wallace y Chang (1969) reportan evidencia de picos esepetrales del orden de 4 a 5 días, especialmente en la componente meridional del viento.

En un estudio posterior, Julian (1971) calculó estimaciones espectrales para varias estaciones tropicales (incluyendo Balboa, Panamá) en 850 y 200 mb. Excepto para dos estaciones en el Pacífico en este trabajo de Julián, ninguno de los otros espectros mostró ningún pico significativo en ninguna frecuencia, en ninguno de los dos niveles.

Excepto por los trabajos mencionados antes para la región del Caribe, no se tiene conocimiento de otros estudios espectrales en años recientes para esta misma región.

2.2. Modelos teóricos

La estructura y características de las ondas ecuatoriales han sido tratadas teóricamente por Rosenthal (1965), Matsuno (1966), Koss (1967) y Lindzen (1967), entre otros.

Rosenthal (1965) presenta las soluciones de las ecuaciones de perturbación para el caso de un fluido no viscoso, en el cual los procesos son adiabáticos y usando dos aproximaciones: la hidrostática y la del plano β ecuatorial. Entre las soluciones que interesan a este trabajo está la del caso de

un flujo no divergente, en un sistema bidimensional rotando con velocidad angular variable alrededor de su vertical local (efecto β). Este resultado (conocido ampliamente en regiones extratropicales como onda de Rossby) conduce a la expresión para la velocidad de fase de la onda:

$$C = \bar{U} - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \quad (1)$$

donde \bar{U} es la corriente básica, β es el parámetro de Rossby y L es la longitud de onda en la dirección zonal.

Matsuno (1966) derivó un conjunto de soluciones más generales que el de Rosenthal, para describir los disturbios transitorios en los trópicos. Usando un modelo de una capa de fluido homogéneo, incompresible con una superficie libre bajo balance hidrostático, Matsuno (1966) resolvió las ecuaciones de perturbación utilizando un conjunto infinito de funciones ortogonales para describir la estructura horizontal de los modos de onda libres. Cada uno de estos modos de onda está dado por los términos de un polinomio de Hermite de grado n , $H_n(y)$; para $n = 0, 1, \dots, \infty$. El significado de n es el número de veces que la componente meridional del viento cambia de signo entre $y = \pm \infty$, siendo " y " la distancia no-dimensional desde el Ecuador. Para el caso en que se considera únicamente movimientos ondulatorios cerca del Ecuador ($y \sim 0$) y con la condición en la frontera de que $v \rightarrow 0$ para $y \rightarrow \pm \infty$ (lo cual parece apropiado) se obtiene una relación entre la frecuencia de la onda y su longitud de onda para alguno de los posibles modos de onda meridional n . Para el caso $n = 0$, Matsuno (1966) encontró que existen dos soluciones: una que corresponde a una onda inercio-gravitacional con velocidad de propagación rápida hacia el este y otra que corres-

ponde a una onda cuyo comportamiento es distinto para diferentes longitudes de onda. Esta última es la llamada onda mixta o de Rossby-Gravedad. Esta onda presenta características de onda de gravedad para $L \gg Y$, donde Y es la longitud de onda meridional, en tanto que se comporta como una de Rossby para longitudes de onda tales que $L \leq Y$.

Para $n = 1$, las ondas son del tipo mixto o del tipo inercio-gravitacional, e incluyen ambos sentidos de propagación.

3. DATOS USADOS

Los datos usados en el presente trabajo corresponden a la estación de radiosonda del Instituto Meteorológico Nacional (IMN) situada en el Aeropuerto Internacional "Juan Santamaría", Alajuela, Costa Rica ($10^{\circ}00' N$, $84^{\circ}13' 0$; 921 m. sobre el nivel del mar). El período analizado comprende del 1 de agosto al 26 de noviembre de 1972, un total de 118 días. Los niveles analizados corresponden a 850, 700, 500, 400 y 300 mb. En cada uno de estos niveles estuvieron disponibles cuatro parámetros (excepto la temperatura en 400 mb): la altura del geopotencial (h), temperatura (T) y las dos componentes del viento, la meridional (V) y la zonal (U). La información anterior fue tomada directamente de los archivos del IMN.

Todas las series mostraron en general una gran consistencia temporal. En las series de altura del geopotencial algunos datos mostraban valores poco confiables por lo que fueron sustituidos por promedios interpolados en el tiempo. En todas las series usadas, el número de datos faltantes fue muy pequeño, siendo suplidos al igual que en el caso anterior por valores interpolados en el tiempo. El intervalo entre observaciones (Δt) en todos los casos es de 24 horas y la hora central de observación corresponde a las 12 T.M.G. (06.00 hora local).

4. TEORIA BASICA Y METODO DE CALCULO

4.1. Espectro de funciones continuas

La integral de Fourier de una función continua $f(t)$ está definida por la expresión:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-j\omega t} dt ; j = \sqrt{-1} . \quad (2)$$

Si la integral existe para cada valor del parámetro ω , entonces la ecuación (2) define la transformada de Fourier $F(\omega)$ de $f(t)$. Como en general $F(\omega)$ es una función compleja, esta puede expresarse como:

$$F(\omega) = |A(\omega)| e^{j\phi(\omega)},$$

en donde $|A(\omega)|$ representa la amplitud del espectro de Fourier de $f(t)$ y $\phi(\omega)$ el ángulo de fase. Generalmente t y ω se refieren (como en el presente trabajo) al tiempo y la frecuencia angular respectivamente y a $|A(\omega)|^2$ se le llama densidad espectral de energía.

Por su parte, la función de correlación para dos funciones $f_1(t)$ y $f_2(t)$ está dada por

$$C_{12}(\mathcal{T}) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t) f_2(t - \mathcal{T}) dt,$$

en donde \mathcal{T} es un intervalo ó corrimiento entre $f_1(t)$ y $f_2(t)$.

En forma similar

$$c_{21}(\mathcal{T}) = \int_{-\infty}^{\infty} f_2(t) f_1(t - \mathcal{T}) dt.$$

Es inmediato que

$$c_{12}(\mathcal{T}) = c_{21}(-\mathcal{T}).$$

A través del teorema de Wiener-Khintchine (ver por ejemplo Hsu, 1973) se puede mostrar que la transformada de Fourier de la función de correlación conduce al espectro cruzado de las funciones $f_1(t)$ y $f_2(t)$. Nótese que si $f_1(t)$ y $f_2(t)$ son idénticas, la integral de Fourier de la función de autocorrelación conduce a la densidad espectral de energía. Una discusión más detallada del método puede encontrarse en Jenkins y Watts (1968).

2. Espectro de funciones discretas

Para el caso de series temporales discretas de N elementos cada una, equiespaciadas, la función de correlación $c_{12}(\mathcal{T})$ puede calcularse para corrimientos \mathcal{T} que cumplan

$$|\mathcal{T}| < N.$$

Obviamente para $|\mathcal{T}| \geq N$ la función $c_{12}(\mathcal{T})$ existe, solo que su valor se desconoce. Físicamente se espera que $c_{12}(\mathcal{T}) \rightarrow 0$ para $\mathcal{T} \rightarrow \infty$.

Para series de tiempo finitas con observaciones discretas y equiespaciadas un Δt , la función de correlación para $\mathcal{T} > 0$ está dada por:

$$c_{12}(\mathcal{T}) = \frac{1}{N-\mathcal{T}} \sum_{i=\mathcal{T}+1}^N f_1(t)_i f_2(t)_{i-\mathcal{T}},$$

para $\mathcal{T} = 0, 1, 2, \dots, M$; donde M es el máximo \mathcal{T} usado ($M < N$).

La función $C_{12}(\mathcal{T})$ no está definida para $|\mathcal{T}| \geq N$; para suavizar su espectro es necesario introducir una función que haga tender a cero a la función $C_{12}(\mathcal{T})$ para $\mathcal{T} \geq M$. A esta función se le llama ventana interválica $D(\mathcal{T})$. Esta función modifica en forma diferente a $C_{12}(\mathcal{T})$ para diferentes valores de \mathcal{T} .

Si a la función de correlación modificada a través de la ventana interválica se le denota

$$C_{12}(\mathcal{T})_m = C_{12}(\mathcal{T}) D(\mathcal{T})$$

el espectro cruzado de $f_1(t)$ y $f_2(t)$ estaría dado por la transformada de Fourier de la función $C_{12}(\mathcal{T})_m$.

La forma discreta de la ecuación (2) es (*):

$$F_d(\omega_\ell) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{M-1} f(k) e^{-j\omega_\ell k}, \quad (3)$$

en donde $\omega_\ell = 2\pi \ell/N$.

Luego, para el caso del presente trabajo, con $f_1(t)$ y $f_2(t)$ idénticas; con $f(k) \equiv C_{11}(\mathcal{T})_m$,

la ecuación (3) puede escribirse:

$$P(k) = \frac{1}{M} \left[\frac{C(0) D(0)}{2} + \sum_{\ell=1}^{M-1} C(\ell) D(\ell) \cos \frac{\pi k \ell}{M} + \frac{C(M) D(M)}{2} \right],$$

* algunos ejemplos de la relación entre las ecuaciones (2) y (3) puede encontrarse en Soley (1978).

en donde $k = 0, 1, \dots, M$, y $P(k)$ es la contribución de la frecuencia $\frac{k}{2M\Delta t}$ a la variancia total de la función $f(t)$ cuya covariancia está dada por $C(\lambda)$. En este trabajo $D(\lambda)$ es la ventana interválica de Barlett definida por:

$$D(\mathcal{T}) = \begin{cases} 1 - \frac{|\mathcal{T}|}{M} & ; |\mathcal{T}| < M \\ 0 & ; |\mathcal{T}| \geq M \end{cases}$$

El máximo \mathcal{T} usado es 20, cerca de un sexto de la longitud total de la serie, lo que de acuerdo a Granger y Hatanaka (1964) parece ser razonable. Con $M = 20$; $\Delta t = 1$ día, el rango de frecuencias es de 0 a 0.5 ciclos por día (cpd). El intervalo entre dos frecuencias sucesivas es $\Delta f = \frac{1}{2M\Delta t} = 0.025$ cpd, obteniéndose en total 21 estimaciones espectrales separadas por intervalos de frecuencia de 0,025 cpd.

5. RESULTADOS

5.1. Condiciones medias del período analizado

El perfil vertical de la componente zonal media (\bar{U}) durante el período analizado (Fig. 1a) es semejante al obtenido por Riehl (1954) para la región central del Caribe durante el verano del Hemisferio Norte. La intensidad de los estes disminuye con la altura entre 850 y 300 mb.

La cortante vertical del viento zonal medio es del orden de $0.5 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$, lo cual parece ser favorable para la evolución de sistemas en los trópicos (Gray, 1979; Amador, 1981). El perfil vertical de la componente meridional media (\bar{V}) muestra en la Fig. 1b un sistemático flujo del norte en todos los niveles analizados, con magnitudes que no exceden en ningún caso 0.6 m s^{-1} .

Este resultado y el de la Fig. 1c (que muestra la distribución de $|\bar{V}|$ con la altura) sugieren la existencia de oscilaciones en la componente V , tales que la

intensidad o amplitud de esta oscilación aumenta notablemente con la altura.

En la Fig. 1d se muestra finalmente la variación de la temperatura con la altura. Esta distribución es condicionalmente inestable, es decir $\Gamma_s < -\frac{\partial T}{\partial z} < \Gamma_d$; donde Γ_s y Γ_d se refieren al gradiente adiabático saturado y gradiente adiabático seco respectivamente.

5.2. Análisis y discusión de los espectros

El espectro de U (Fig. 2, línea a trazos) muestra en todos los niveles, evidencia de una gran contribución a la variancia total de la serie por parte de los períodos mayores de 10 días. Lo anterior sugiere una fuerte predominancia de la persistencia y quizá de las tendencias estacionales para esta variable. Por su parte los espectros de la temperatura (Fig. 2, línea continua) también sugieren una fuerte tendencia a la persistencia, en todos los niveles.

Las estimaciones espectrales de la altura del geopotencial se muestran en la Fig. 3. Los espectros de h presentan períodos dominantes cercanos a los 7 días en casi todos los niveles con picos de menor amplitud cerca de los 3 o 4 días. El período de 7 días está comprendido entre el de las Ondas de Rossby (cuya velocidad de fase está dada por la ecuación (1), sección 2.2 y el de las Ondas de Rossby-gravedad (Nitta, 1972).

La componente meridional es el parámetro que presenta mayor sensibilidad a la propagación de sistemas casi-ondulatorios en las series analizadas. Los espectros de V se muestran en la Fig. 4. Un primer resultado fácilmente observable es el aumento de la variancia de V con la altura a partir de 700 mb. En 850 mb el espectro de V concuerda con la idea que se tiene desde hace tiempo (Riehl, 1954) sobre la circulación en los trópicos: tendencia a la estacionariedad en capas bajas. En los niveles arriba de 700 mb el período dominante es

de Julián (1971).

Con respecto al espectro de U la mayor contribución a la variancia total de la serie está dada por períodos mayores de 10 días, lo cual está de acuerdo con resultados obtenidos por Wallace y Chang (1969), Nitta (1970) y Yanai y Murakami (1970a) entre otros.

El espectro de la temperatura no mostró evidencia de picos espectrales en ninguna frecuencia y en ningún nivel que puedan ser asociados con oscilaciones reales en la atmósfera.

Las estimaciones espectrales en el geopotencial presentan máximos absolutos cerca de los 7 días en casi todos los niveles. Este período de 7 días podría asociarse con la existencia sobre la región de ondas tipo Rossby-gravedad. Otros picos presentes en el geopotencial (aquellos con períodos cercanos a los 2.5 días) están muy cerca de la frecuencia de Nyquist y merecen un estudio más detallado para su interpretación.

En general, el presente trabajo muestra la aplicabilidad del método de análisis espectral en la búsqueda de períodos dominantes cuya existencia había sido sospechada con base en argumentos teórico-observacionales.

Muestra además, en el caso de los espectros temperatura y componente zonal, que puede obtenerse información valiosa sobre el carácter persistente de algunos parámetros. Se sugiere que la descripción de la naturaleza de estos dos parámetros (en especial para períodos menores de 10 días) podría hacerse mediante la utilización de procesos autoregresivos de primero y segundo orden.

Aún cuando los resultados son satisfactorios, el trabajo debe extenderse a otros períodos y estaciones del área, a fin de establecer la confiabilidad estadística de los picos encontrados, así como resolver aquellos cuya interpretación ha sido difícil.

Con respecto a las ondas en los estes, éstas son importantes en la formación de huracanes tanto en el Atlántico como en el Pacífico del Este. El conocimiento de la naturaleza y características de estas ondas son entonces de vital importancia en la comprensión de la evolución temporal de los sistemas atmosféricos en los trópicos. Por tal razón, el análisis espectral simple o cruzado de los parámetros usados en este trabajo (y algunos otros no incluidos) en el presente estudio: como la precipitación, humedad relativa, etc.) podrían conducir a un mejor entendimiento de la dinámica de sistemas ondulatorios en la región.

RECONOCIMIENTOS

Parte de este trabajo fue realizado durante una visita al Centro Nacional de Huracanes, Coral Gables, Fla. Se agradece en forma especial las discusiones y sugerencias del Prof. J.C. Jusem durante la realización de este estudio. El agradecimiento del autor a algunos de los miembros del Centro Nacional de Huracanes por las estimulantes discusiones sobre el tema e interés mostrados, en especial, al Prof. M.A. Estoque de la Universidad de Miami, al Dr. R. Burpee del Laboratorio del Centro de Huracanes y al Sr. H. Poor del Centro de Huracanes por proveer el programa "Spectra". Se agradece también la colaboración del Dr. F.J. Soley de la Escuela de Física, Universidad de Costa Rica por sus comentarios y valiosas sugerencias durante la elaboración del manuscrito. Se reconoce la ayuda de la Organización Meteorológica Mundial y el Instituto Meteorológico Nacional en la realización de este trabajo. El Sr. M. Lizano elaboró las figuras y las Sras. E. Gómez y A. Rojas realizaron el trabajo mecanográfico.

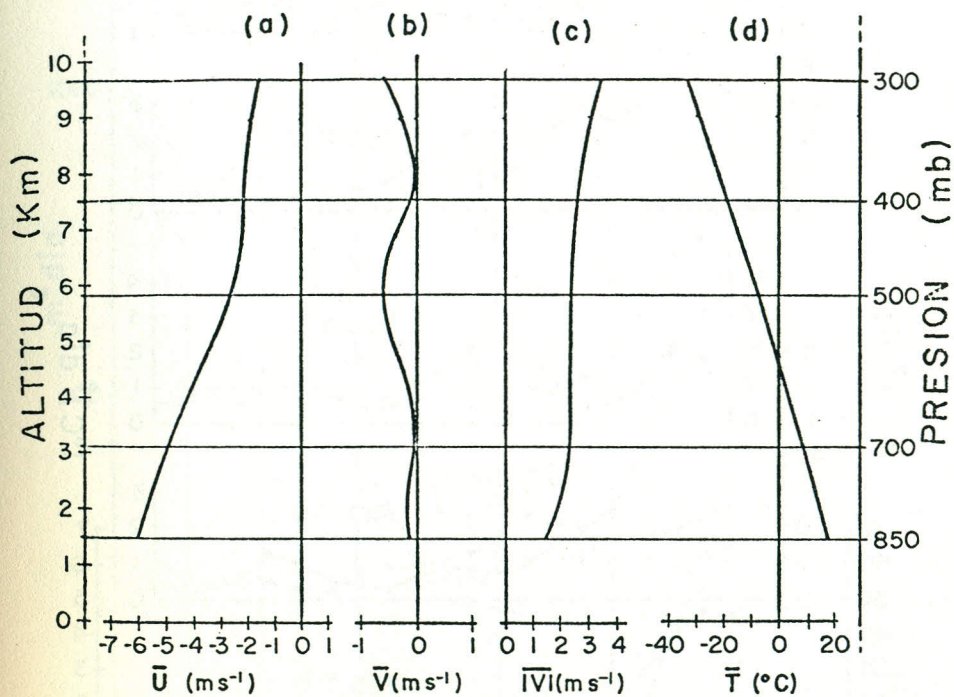


Fig. 1. Distribución vertical de los valores medios de la componente zonal U , la componente meridional V , la magnitud de la componente meridional V , y la temperatura T para la estación de radiosonda en Alajuela, Costa Rica durante el período 1° de Agosto al 26 de noviembre de 1972.

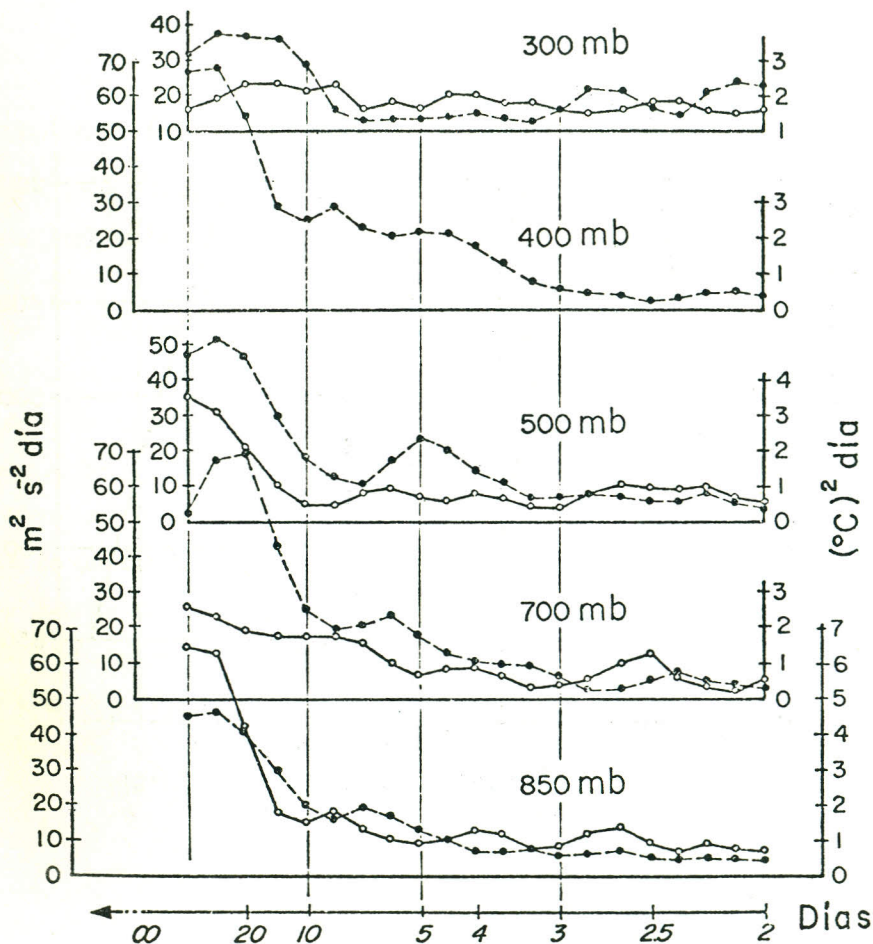


Fig. 2. Espectros de la componente zonal del viento U (línea a trazos y puntos) y de la temperatura T (línea continua y círculos) para varios niveles isobáricos para la estación de radiosonda en Alajuela, Costa Rica durante el período 1° de Agosto al 26 de Noviembre de 1972.

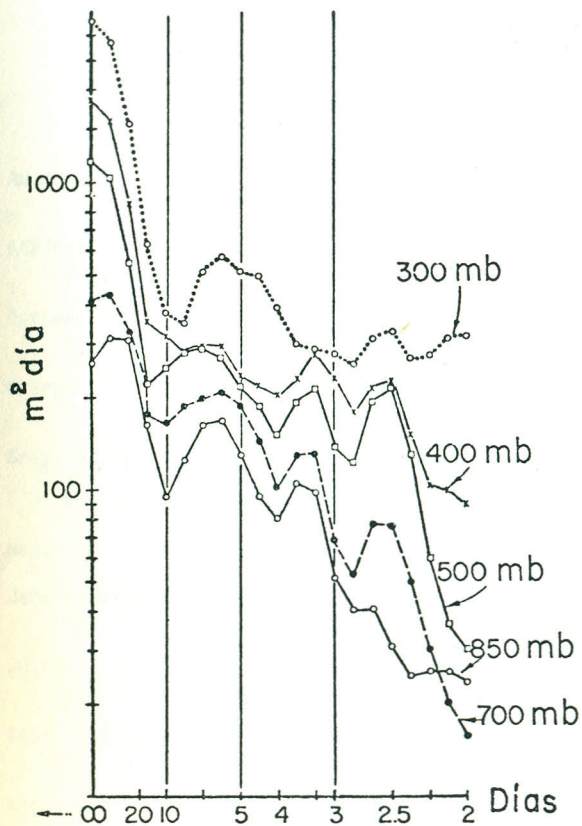


Fig. 3. Espectros de la altura del geopotencial h para varios niveles isobáricos para la estación de radiosonda en Alajuela, Costa Rica durante el período 1° de Agosto al 26 de Noviembre de 1972.

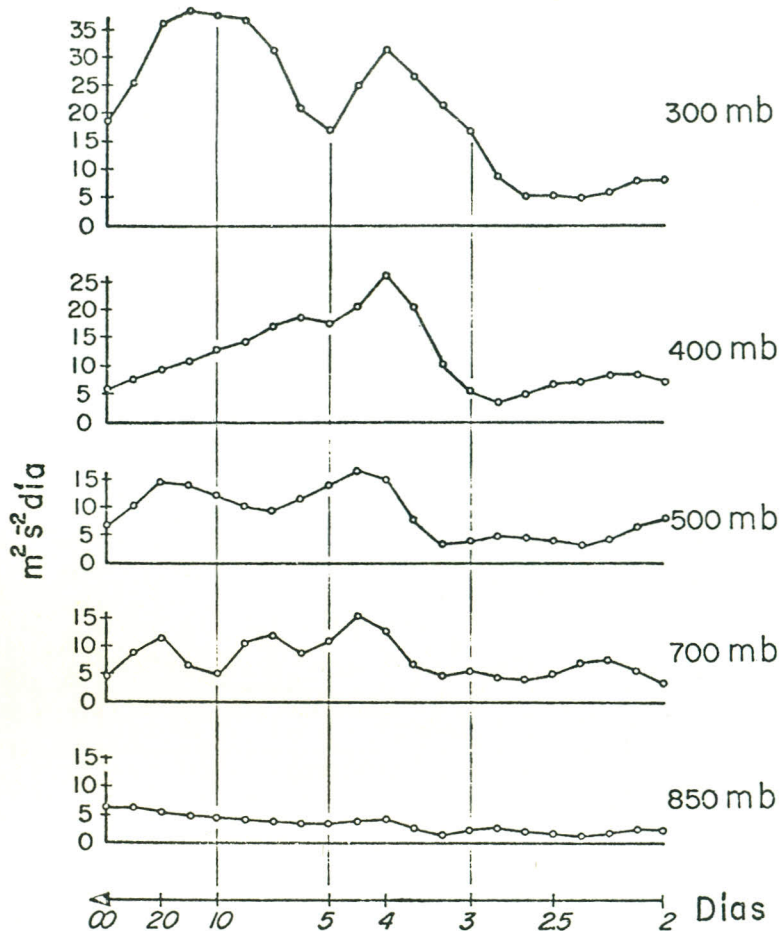


Fig. 4. Espectros de la componente meridional V para varios niveles isobáricos para la estación de radiosonda en Alajuela, Costa Rica durante el período 1° de Agosto al 26 de noviembre de 1972.

REFERENCIAS

- Amador, J.A., 1981: Mean fields and synoptic scale systems during Phase III of GATE. Ph.D. Thesis, Department of Meteorology. Reading University, Reading, England.
- Atkinson, M.G.D., 1971: Forecaster's guide to tropical meteorology. Technical Report 240, U.S.A.F. Hd., Air Weather Service.
- Burpee, R.W., 1972: The origin and structure of easterly waves in lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, 29, 77-90.
- Granger, C.W.J. y Hatanaka, M., 1964: Spectral analysis of economic time series. New Jersey, Princeton University Press, 299 pp.
- Gray, W.M., 1979: Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the tropical oceans*. Shaw D.B. (ed.), Royal Meteorological Society, Bracknell, England.
- Hsu, P.H., 1973: Análisis de Fourier. Fondo Ed. Interamericano S.A. México, 299 pp.
- Jenkins, G.M. y Watts D.G., 1968: Spectral analysis and its applications. Holden Day Co., New York, 525 pp.
- Julián, P.R., 1971: Some aspects of variance spectra of synoptic scale troposphere wind components in midlatitudes and in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 954-965.
- Koss, W.J., 1967: Further theoretical considerations of tropospheric wave motions in equatorial latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 283-297.
- Lindzen, R.S., 1967: Planetary waves on beta-planes. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 441-451.
- Madden, R.A., 1970: Wave disturbances over the equatorial Pacific during the Line Island Experiment. *Symposium of tropical meteorology*. June 2-11, 1970, University of Hawaii.
- Madden, R.A. y Julián, P.R., 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind component in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- Maruyama, T., 1968: Time sequence of power spectra of disturbances in the equatorial lower stratosphere in relation to the quasi-biennial oscillation. *J. Met. Soc. Jap.*, 46, 327-341.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Met. Soc. Jap.*, 44, 25-43.
- Nitta, T., 1970: Statistical study of tropospheric wave disturbances in the tropical Pacific region. *J. Met. Soc. Jap.*, 48, 47-59.

- Nitta, T., 1972: Structure of wave disturbances over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. *J. Met. Soc. Jap.*, 50, 85-103.
- Palmer, C.E., 1952: Tropical meteorology. *Q.J. Roy. Met. Soc.*, 78, 126-163.
- Reed, R.J., Norquist, D.C. y Recker, E.E., 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317-333.
- Riehl, H., 1954: Tropical meteorology. McGraw Hill Book Co., New York, 392 pp.
- Rosenthal, S.L., 1965: Some preliminary theoretical considerations of tropospheric wave motions in equatorial latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 605-612.
- Soley, F.J., 1978: La transformada discreta de Fourier como aproximación a la transformada continua de Fourier. *Cienc. Tec.*, 2, 131-148.
- Wallace, J.M. y Chang, C.P., 1969: Spectrum analysis of large scale wave disturbances in the tropical lower troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 26, 1010-1025.
- Wallace, J.M., 1971: Spectral studies of tropospheric wave disturbances in the tropical western Pacific. *Rev. Geophys. Spa. Phys.*, 9, 552-612.
- Yanai, M. y Murakami, M., 1970a: A further study of tropical wave disturbances by the use of spectrum analysis. *J. Met. Soc. Jap.*, 48, 185-197.
- Yanai, M. y Murakami, M., 1970b: Spectrum analysis of symmetric and antisymmetric equatorial waves. *J. Met. Soc. Jap.*, 48, 331-347.