

## Aspectos sinópticos y dinámicos del temporal del 29 de octubre al 3 de noviembre de 1985 sobre Costa Rica

Edwin Romell Galo

*Departamento Físico-Matemático, Universidad Tecnológica Centroamericana,  
Tegucigalpa, Honduras*

Walter Fernández<sup>1</sup> y Eladio Zárate

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

(Recibido 26 febrero 1996, aceptado 11 junio 1996)

### ABSTRACT

The synoptic situation from 29 October to 3 November 1995, which caused a temporal over Costa Rica, is analyzed. The free atmosphere maps show the persistence of a cyclonic vortex, during almost all the duration of the temporal, in the surroundings of the coasts of the Gulf of Mexico. This vortex which was associated to Hurricane Juan extended to the upper troposphere in the first days and had a surface central pressure of about 995 hPa. The hurricane produced a northward displacement of the Intertropical Convergence Zone and originated an anticyclone in the Oriental Pacific around Costa Rica (which is not a climatic characteristic of the general circulation during these months at these latitudes). Consequence of this was the advection of equatorial air to the mountain slopes on the Pacific side of Costa Rica and the establishment of a deep westerly flow, which extended to the middle troposphere. Over Costa Rica, it was observed a wind confluence line, which was associated to a convergence field and to a field of ascending vertical wind.

The derived fields of horizontal divergence, relative vorticity, and vertical motion, not only show concordance between them, but also a marked coupling with the synoptic flow and the production of rains. These fields deviate, at least for an order of magnitude, from the average values expected for the region.

### 1. Introducción

La frecuencia con que los fenómenos tropicales de gran escala se presentan en América Central y los daños que causan a la economía son factores determinantes para demostrar la inmensa necesidad que existe de comprender mejor el comportamiento de estos fenómenos y desarrollar técnicas de prevención para minimizar sus impactos. En la

actualidad, estudios de este tipo de fenómenos atmosféricos son bastante limitados, lo que hace necesario esclarecer su comportamiento desde el punto de vista sinóptico y dinámico.

Los trabajos anteriormente realizados sobre el tema han sido más que todo, de carácter descriptivo en el campo sinóptico, sin incursionar en la cuantificación de algunos campos fundamentales, tales como la distribución del movimiento vertical, la vorticidad relativa y la divergencia horizontal, que es lo que se enfatiza en el presente estudio. Algunos de esos casos han sido descritos por Fernández y Barrantes (1996). Los efectos de mesoescala y la distribución espacial de la lluvia, para el caso tratado en este artículo, son analizados en Galo *et al.* (1996).

<sup>1</sup>Corresponding author address: Dr. Walter Fernández, Laboratorio de Investigaciones Atmosféricas y Planetarias, DFAOP/Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, 2060 San José, Costa Rica. E-mail: wfer@cariari.ucr.ac.cr

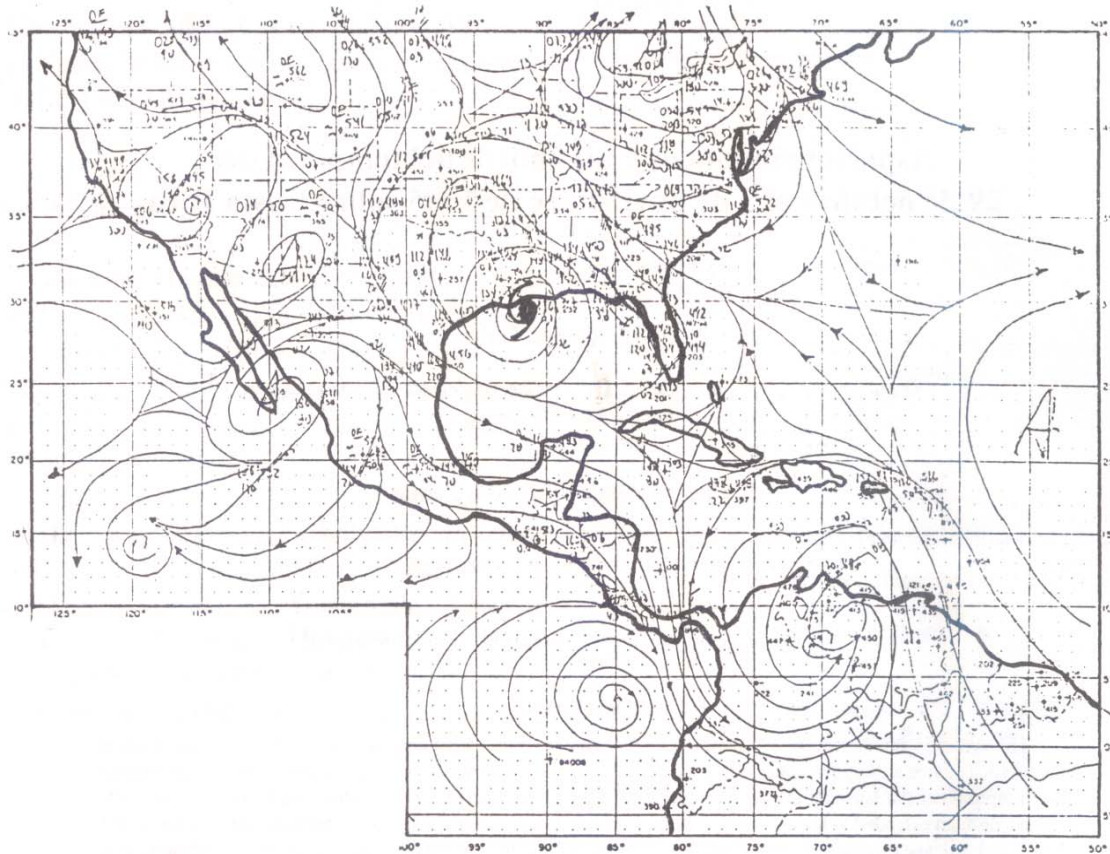


Fig. 1. Mapa de altura en el nivel de 850 hPa, del 29 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT.

## 2. Descripción y caracterización del fenómeno en la escala sinóptica

El temporal se debió básicamente a la influencia indirecta que provocó el Huracán Juan sobre el Istmo Centroamericano. El 26 de octubre de 1985, Juan se ubicó claramente sobre el Golfo de México a  $24^{\circ}\text{N}$  y  $83^{\circ}\text{O}$ , con una presión mínima de 1000 hPa. El día 29 obtuvo su mínima presión, con un valor de 991 hPa. El Huracán Juan tocó tierra el día 30 de octubre en el estado de Louisiana, Estados Unidos. La entrada a tierra fue debilitando poco a poco el sistema.

La Figura 1 muestra que el 29 de octubre, en niveles bajos, resalta la presencia de un vórtice ciclónico con centro en  $28^{\circ}\text{N}$  y  $92^{\circ}\text{O}$ , el cual corresponde al Huracán Juan. Se observa también la presencia de un anticiclón con centro en  $3^{\circ}\text{N}$  y  $86^{\circ}\text{O}$ , el cual, para el caso particular de Costa Rica, funciona como una fuente de humedad, advectando aire cálido del Pacífico hacia las laderas de las montañas.

Quizás lo más importante de destacar en la Figura 1 para nuestros propósitos, es la línea de confluencia de vientos existente sobre Costa Rica, la cual produce convergencia en niveles bajos, dando origen a bandas de actividad convectiva que provocaron máximos de lluvia considerablemente fuertes (Galo *et al.*, 1996). La formación de las nubes convectivas (antes apuntadas) en la zona perturbada eran claramente visibles en la correspondiente imagen satelital (no incluida aquí). El nivel de 700 hPa, del mismo día 29, no presenta cambios de importancia en relación al nivel de 850 hPa. En niveles superiores (Figura 2), persiste el vórtice ciclónico asociado al Huracán Juan (observado también en niveles bajos), aunque un poco corrido hacia el noroeste. Sobre Centroamérica se observa la presencia de un dorsal, el cual da salida a la convergencia de bajo nivel que se destaca en el análisis de divergencia del día 29 y que se tratará posteriormente.

El 31 de octubre (Figura 3), el Huracán Juan, ya en tierra, se ubica en  $32^{\circ}\text{N}$  y  $90^{\circ}\text{O}$ , desplazándose  $2^{\circ}$

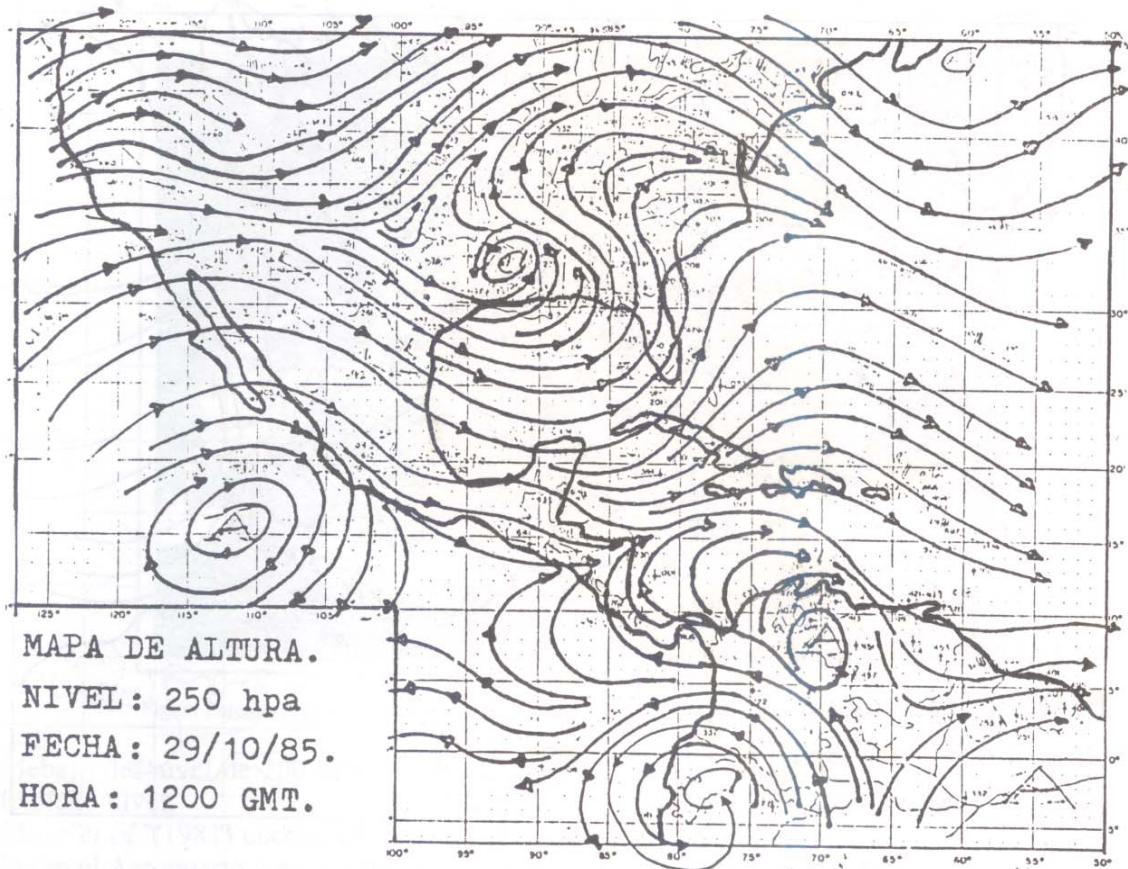


Fig. 2. Mapa de altura en el nivel de 250 hPa, del 29 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT.

de latitud hacia el norte, con respecto al día anterior. En la troposfera baja, se observa sobre Costa Rica una difluencia que hace desaparecer casi por completo la línea de confluencia que se había observado en los días anteriores. El anticiclón del Pacífico continúa advectando aire ecuatorial sobre Costa Rica en este nivel.

La Figura 4 muestra el tipo de nubosidad predominante sobre Costa Rica. Aunque la calidad de la fotografía no lo permite, se observa nube baja y media, quedando pocos rasgos de nube cumuliforme.

La Figura 5 muestra la circulación del flujo en niveles superiores para el día 31. El vórtice ciclónico asociado al huracán ya no se observa tan bien definido como en días anteriores, dando más bien la impresión de una onda amplificada. La circulación asociada al Anticiclón del Pacífico Oriental de niveles bajos continúa. Sobre Costa Rica predomina una circulación anticiclónica, con su centro corrido un poco hacia el noreste respecto al día anterior.

El 2 de noviembre, tal y como se observa en la

Figura 6, el vórtice ciclónico asociado al Huracán Juan ha perdido simetría, partiéndose su centro en dos. Sobre Nicaragua se destaca cierta confluencia y sobre el territorio costarricense predomina circulación anticiclónica. La correspondiente imagen satelital (no incluida aquí), para el mismo día 2 de noviembre, muestra la presencia sobre Costa Rica de nube baja y media, sobresaliendo una ZCIT sobre Centroamérica muy debilitada respecto a días anteriores. En niveles superiores, el 2 de noviembre (Figura 7) la circulación predominante sobre Centroamérica es anticiclónica.

En resumen, la línea de confluencia observada sobre Costa Rica en niveles bajos, durante los tres primeros días del temporal, parece haber sido la causa de las fuertes lluvias que se describen en Galo *et al.* (1996), ya que se observó mejoría en las condiciones del tiempo cuando esta confluencia desapareció. Sin embargo, no fue una mejoría total, en vista de que continuaron registrándose lluvias moderadas, lo que posiblemente puede explicarse en base a la estacionalidad del anticiclón de bajos

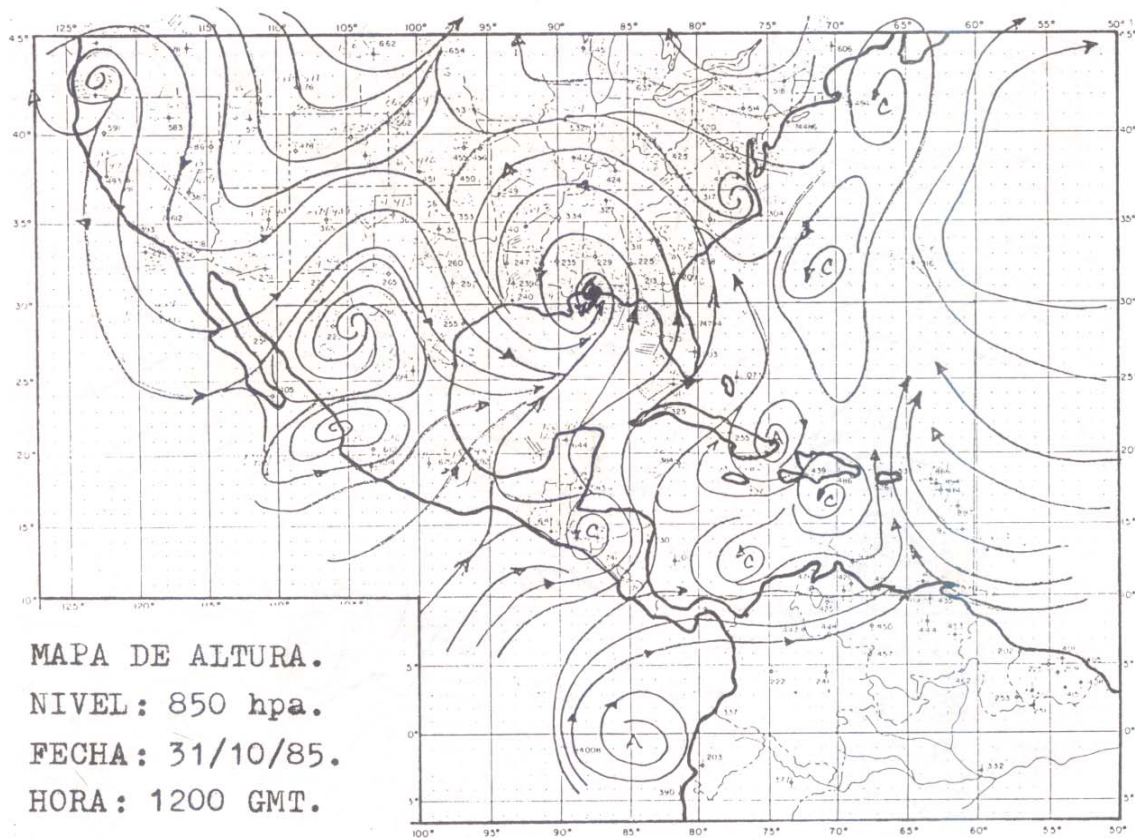


Fig. 3. Mapa de altura en el nivel de 850 hPa, del 31 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT.

niveles del Pacífico Oriental aledaño a Costa Rica, el cual en ningún momento dejó de adveccionar aire ecuatorial sobre el territorio Centroamericano y mantuvo húmeda una considerable capa de la atmósfera. Además, es importante resaltar que el anticiclón del Pacífico Oriental, observado en bajos niveles durante todo el temporal, no forma parte de la climatología media de la circulación ecuatorial en esas longitudes.

### 3. Cortes verticales del viento, temperatura potencial equivalente y humedad relativa

En la Figura 8 se muestran los cortes verticales del viento para las estaciones de Tegucigalpa (Honduras), Aeropuerto Juan Santamaría (Costa Rica) y Balboa (Panamá) durante los seis días del temporal (29 de octubre al 3 de noviembre). Se puede apreciar que durante todo el temporal se tuvo en Costa Rica, Honduras y Panamá la influencia de vientos del oeste ocupando toda la troposfera baja y media. Esto contrasta con los valores promedios para los meses de octubre y noviembre (Grandoso *et al.*,

1981) que muestran el predominio de vientos del este en esos niveles.

Perfiles verticales de la temperatura potencial equivalente promedio, para octubre y noviembre en el Aeropuerto Juan Santamaría, muestran inestabilidad en niveles bajos (desde superficie hasta 700 hPa aproximadamente) y estabilidad en niveles superiores (Grandoso *et al.*, 1981).

Durante el temporal, del 28 de octubre al 1 de noviembre hay una capa estable desde superficie hasta el nivel de 800 hPa (Figura 9), la cual se explica por el enfriamiento causado por la evaporación de la precipitación. Sobre el nivel de 800 hPa hay una capa inestable, la cual se extiende a 600 hPa el día 28, se profundiza a 500 hPa los días 29 y 30, y reduce su tope a 700 hPa del 31 de octubre al 3 de noviembre. Sobre esta capa de inestabilidad hay una capa estable que se extiende hasta la troposfera superior. El 1 de noviembre resalta una capa de inestabilidad entre los niveles de 600 y 500 hPa, caso anormal puesto que los valores promedios para ese mes corresponden a una masa de aire estable. Los días 2 y 3 de noviembre se presentan relativamente normales, con una capa

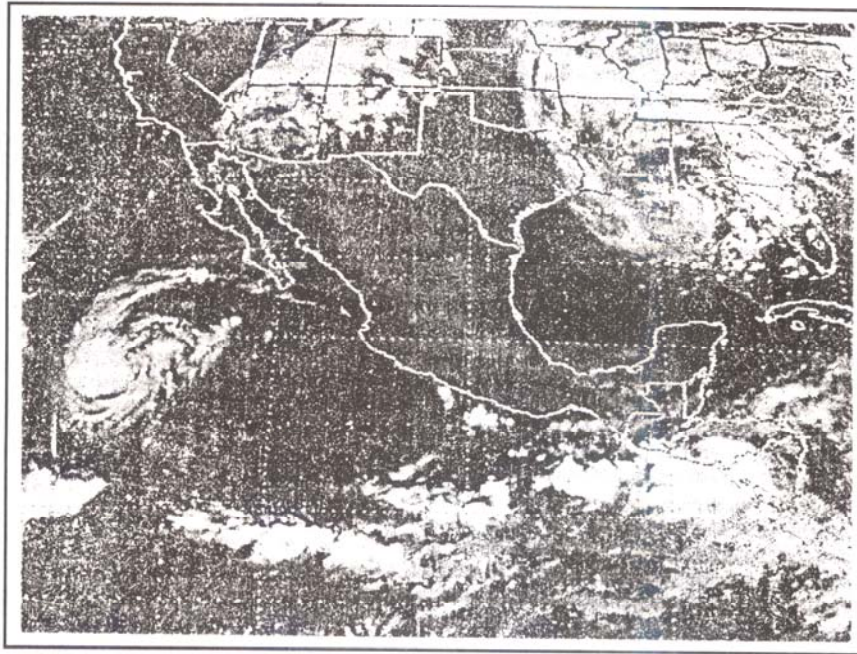


Fig. 4. Fotografía en el infrarrojo tomada desde satélite, el 31 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT.

estable debajo del nivel de 700 hPa y otra estable arriba de dicho nivel.

Grandoso *et al.* (1981) encontraron, de sondeos realizados en el Aeropuerto Juan Santamaría (Costa Rica) a las 06:00 HL, que el promedio de humedad relativa en los meses de octubre y noviembre tiene un valor de 80% en el nivel de superficie, decreciendo hasta un 50% en el nivel de 500 hPa en el mes de octubre y hasta un 40% en el mismo nivel en el mes de noviembre. En el nivel de 300 hPa, tanto para octubre como para noviembre, la humedad relativa promedio tiene un valor del 30%. Durante los días del temporal, la distribución de humedad relativa en el Aeropuerto Juan Santamaría (Figura 10) presentó, en general, anomalías positivas con respecto a la distribución de humedad promedio en esos meses. Sin embargo, los valores graficados para el día 29 no muestran anomalía alguna, a pesar de que para ese día se tenía manifestaciones considerables de una atmósfera perturbada. El hecho de que la atmósfera se mostrara seca en niveles superiores el día 29, es porque el temporal se inició aproximadamente a las 15:00 HL (hora local de Costa Rica) y el sondeo fue realizado a las 06:00 HL. En los días 30 y 31, se observan valores mayores de humedad en la troposfera baja y media; esto es debido al transporte vertical de humedad desde niveles bajos a niveles medios. Este transporte vertical de humedad hacia niveles medios disminuyó

el 1 de noviembre. No obstante, el 2 de noviembre se reactivó la fuente de humedad, observándose en este día el máximo valor de humedad durante el temporal en niveles medios (99% en 500 hPa). Sin embargo, en niveles superiores se observa una atmósfera dentro del promedio de humedad relativa para estos niveles. El día 3 de noviembre, la atmósfera volvió al estado normal de esos meses.

#### 4. Características dinámicas

##### a. Divergencia horizontal

Una propiedad importante del campo de flujo, directamente vinculada con la nubosidad y precipitación en los trópicos, es la divergencia horizontal del viento.

La divergencia horizontal en coordenadas cartesianas está dada por:

$$\nabla_{\text{H}} \cdot \mathbf{V} = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y \quad (1)$$

Para efectos de cálculo se supuso una grilla cuadrada centrada en las coordenadas (i,j). El brazo de grilla (L) utilizado para efectos prácticos fue de 444 km (4° de latitud).

Otro factor importante considerado en los cálculos de la divergencia horizontal, es el factor de

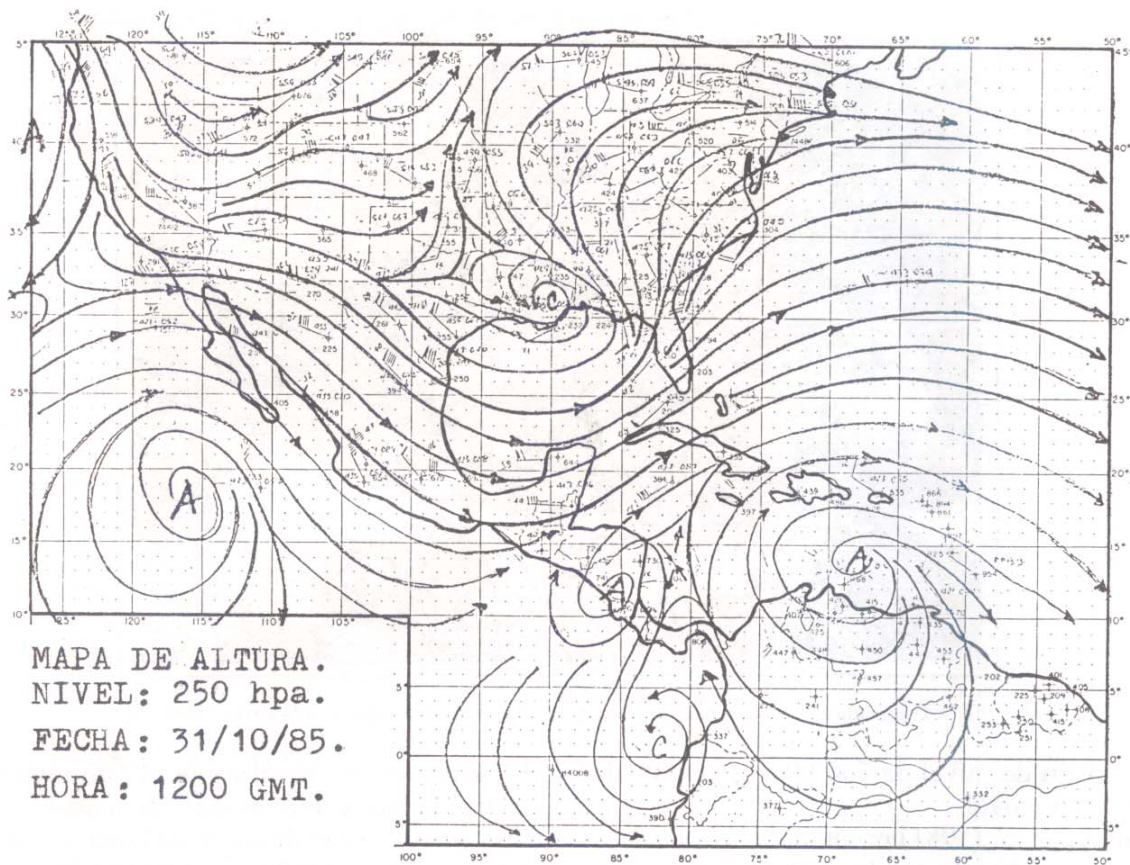


Fig. 5. Mapa de altura en el nivel de 250 hPa, del 31 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT.

mapa  $M\Phi$ , que se define como sigue:

$$M\Phi = (\cos \Phi_0) / \cos (90 - \Phi) \quad (2)$$

donde  $\Phi_0$  es la latitud para la cual la escala es válida ( $\Phi_0 = 22.5^\circ$  en nuestro caso). Por último, se introdujo una constante de valor  $28 \times 10^{-5}$ , para poder utilizar el viento en nudos y obtener los resultados en unidades  $s^{-1}$ , además de incluir en ella el inverso del brazo de grilla. De manera que la ecuación utilizada es:

$$\nabla_H \cdot \mathbf{V}(i,j) = (M\Phi)(28 \times 10^{-5})(U_{i+1,j} - U_{i-1,j} + V_{i,j+1} - V_{i,j-1}) \quad (3)$$

La Ecuación (3) es la utilizada para realizar los cálculos que se presentan adelante, de manera que es suficiente conocer la dirección y la magnitud del viento resultante en los puntos de interés para su aplicación.

El error que se puede cometer en los cálculos de divergencia horizontal usando este método es difícil de estimar, ya que en los puntos donde no hay información todo dependerá de una buena

estimación de las líneas de flujo y de las isotacas, como de una buena extrapolación del estimador.

Los cálculos del campo de divergencia horizontal se realizaron para tres días consecutivos del temporal, 29, 30 y 31 de octubre, en los niveles de 850, 700, 500 y 250 hPa, debido a que son los días en que se observa más precipitación sobre Costa Rica.

De estimaciones presentadas por Jusem (1969), se deduce que para latitudes medias la magnitud de la divergencia horizontal es del orden de  $10^{-6} s^{-1}$  y para los trópicos de  $10^{-7} s^{-1}$ .

Lo más importante de destacar el día 29 de octubre (Figura 11) es la persistencia del campo de convergencia sobre Costa Rica en niveles bajos y superiores, con valores que superan en dos órdenes de magnitud a los valores medios esperados. Si sumamos a lo anterior, los factores orográficos de la mesoescala (descritos por Galo *et al.*, 1996), se infiere que la combinación de ambos provoca las fuertes lluvias que el día 29 afectaron la Vertiente del Pacífico del territorio costarricense.

En las Figuras 12 y 13 se muestran los campos de

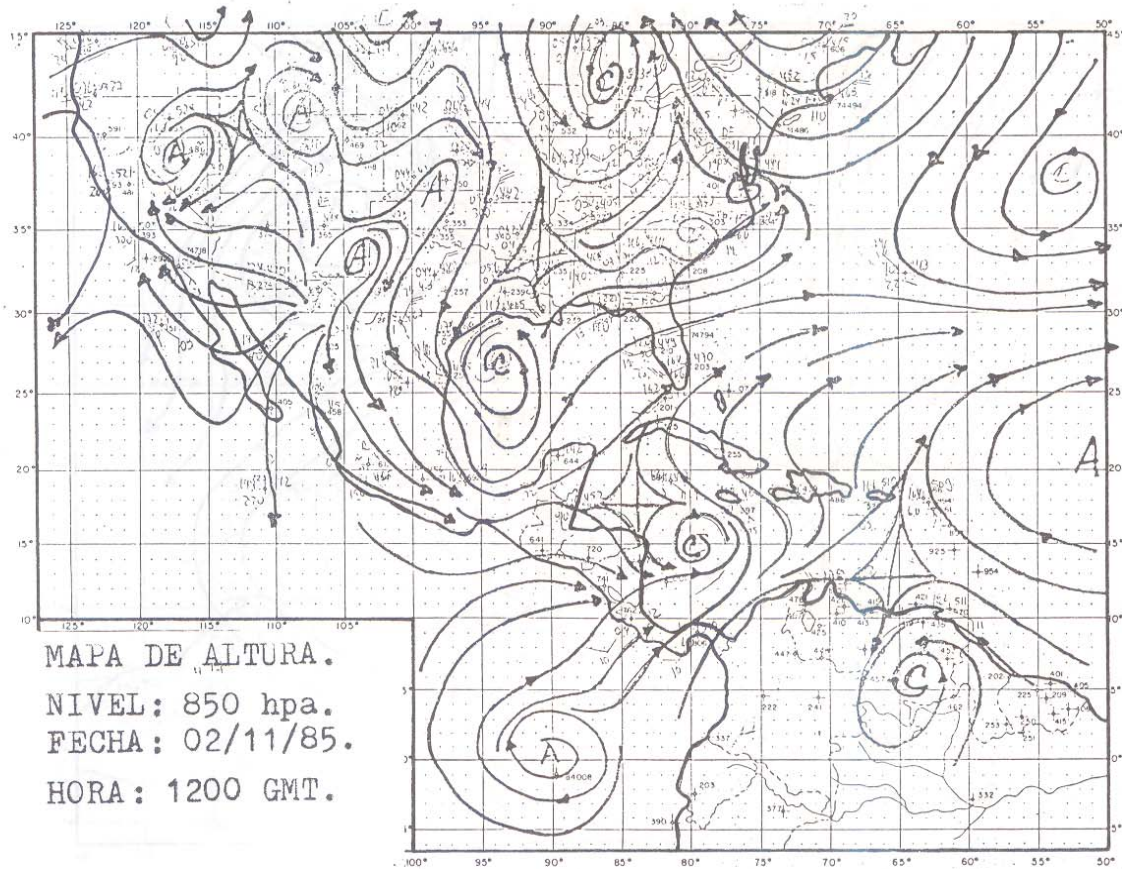


Fig. 6. Mapa de altura en el nivel de 850 hPa, del 2 de noviembre de 1985 a las 12:00 GMT.

divergencia para el 30 y 31 de octubre, respectivamente, los cuales indican que la situación presentada el día 29 se ha sostenido.

En resumen, es importante destacar que en los tres días analizados se observan, en las áreas perturbadas, valores por lo menos un orden de magnitud mayor al valor característico presentado por Jusem (1969) para una atmósfera no perturbada. Otro rasgo importante es el desplazamiento hacia el oeste del eje de divergencia en el área centroamericana al transcurrir el temporal; después de que el día 29 se observaba convergencia en niveles bajos, el día 30 el territorio costarricense estaba entre patrones de convergencia y divergencia. El día 31 el eje de convergencia se observaba un poco desplazado hacia el oeste. Por último, hubo una estrecha relación entre el campo de divergencia y la lluvia caída sobre Costa Rica durante el temporal en esos tres días descritos.

*b. Vorticidad relativa*

La vorticidad relativa, en un plano xy, está dada

por:

$$\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y \tag{4}$$

La ecuación (4), con algunas modificaciones, fue la que se usó para realizar los cálculos de vorticidad.

De nuevo, se consideró una grilla cuadrada de brazo  $L = 444$  km, centrada en las coordenadas  $i, j$ .

Si nuevamente se introduce el factor de mapa  $M\Phi$  y la constante considerada en el cálculo de la divergencia, se obtendrá la ecuación de vorticidad relativa que se utilizó en este trabajo, es decir:

$$\zeta(i,j) = (M\Phi)(28 \times 10^{-5})(v_{i+1,j} - v_{i-1,j} - u_{i,j+1} + u_{i,j-1}) \tag{5}$$

Estimaciones por Jusem (1969), establecen que el orden de magnitud característico de la vorticidad relativa para una atmósfera no perturbada es aproximadamente  $|\zeta| = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  con la restricción de que en latitudes medias y altas  $|\zeta| \ll f$  y en los trópicos  $|\zeta| = f$ , donde  $f$  es el parámetro de Coriolis y tiene un valor característico para latitudes medias de  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$  y para los trópicos (latitudes inferiores a

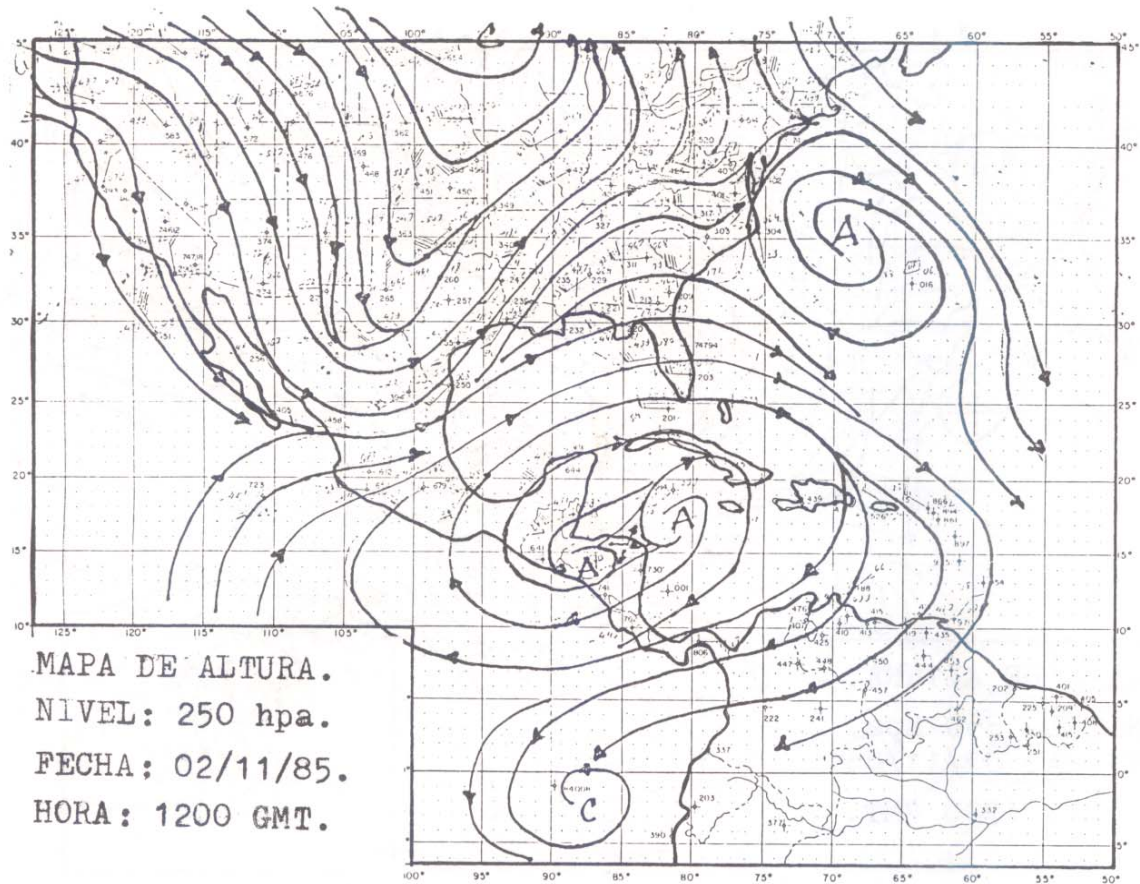


Fig. 7. Mapa de altura en el nivel de 250 hPa, del 2 de noviembre de 1985 a las 12:00 GMT.

los 20°N) de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

A continuación se presentan los campos de vorticidad, obtenidos para los días 29, 30 y 31 de octubre de 1985 y se describen los rasgos que los caracterizan.

Lo más importante de destacar en el 29 de octubre (Figura 14), es el acople que existe entre el campo de flujo y el campo de vorticidad obtenido, observándose claramente vorticidad ciclónica en el área de influencia del Huracán Juan y vorticidad anticiclónica en la zona que ocupa el anticiclón de bajo nivel del Pacífico Oriental, que advecta aire cálido a Costa Rica. Tanto la vorticidad ciclónica como la anticiclónica mencionadas, se profundizan desde niveles bajos hasta niveles superiores, con valores que no presentan desviación con respecto a los valores característicos mencionados.

Lo que más sobresale en el día 30 (Figura 15), además del establecimiento de una circulación ciclónica sobre Centroamérica en bajos niveles (en contraste con el día anterior), es la intensificación de los máximos de vorticidad en todos los niveles con respecto al día anterior.

En el día 31 de octubre (Figura 16) es importante

observar como los centros de vorticidad se desintensifican con respecto al día anterior en bajos niveles y se intensifican en niveles superiores.

En resumen, como se esperaba, se observan campos de vorticidad totalmente acoplados al campo de flujo, durante los tres días analizados.

### c. Movimiento vertical

Existen varios métodos para obtener el campo de movimiento vertical (Holton, 1992). Uno es el método cinemático, el cual está basado en la integración de la ecuación de continuidad (expresada en coordenadas  $x, y, p$ ) en la vertical, es decir:

$$\omega(p) = \omega(p_0) - \int_{p_0}^p (\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)_p dp \quad (6)$$

De la expresión:

$$\langle \rangle = 1/(p-p_0) \int_{p_0}^p (\ ) dp \quad (7)$$

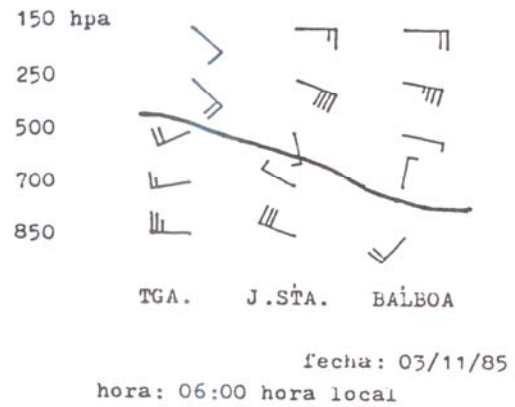
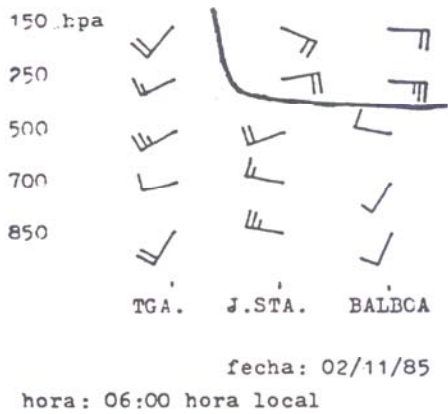
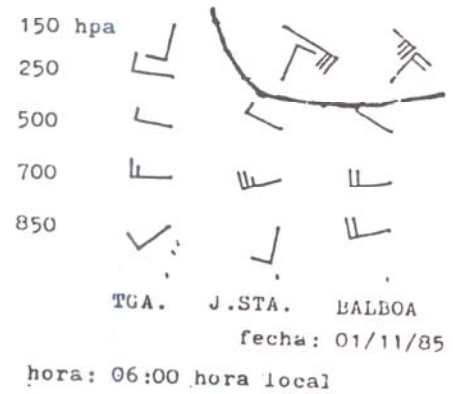
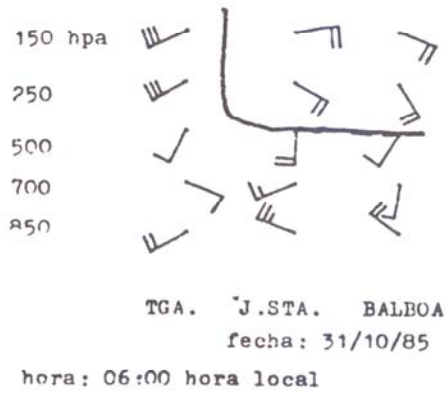
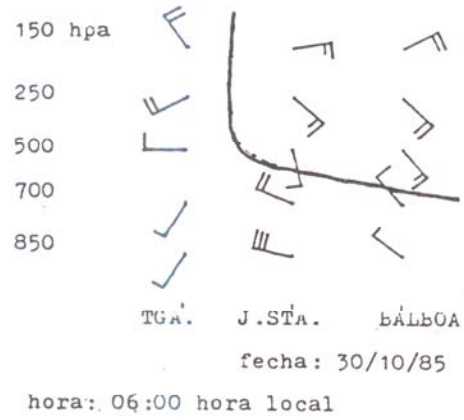
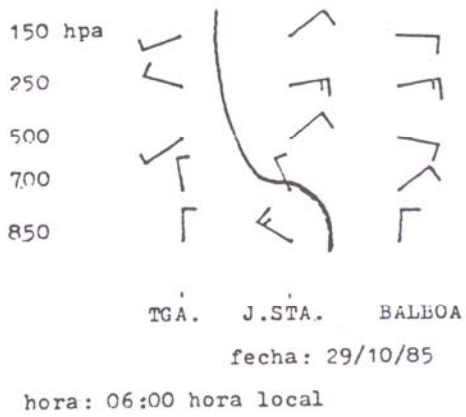


Fig. 8. Cortes verticales del viento en las estaciones de Tegucigalpa (Honduras), Aeropuerto Juan Santamaría (Costa Rica) y Balboa (Panamá) del 29 al 3 de noviembre de 1985. La línea continua separa las componentes este y oeste del viento.

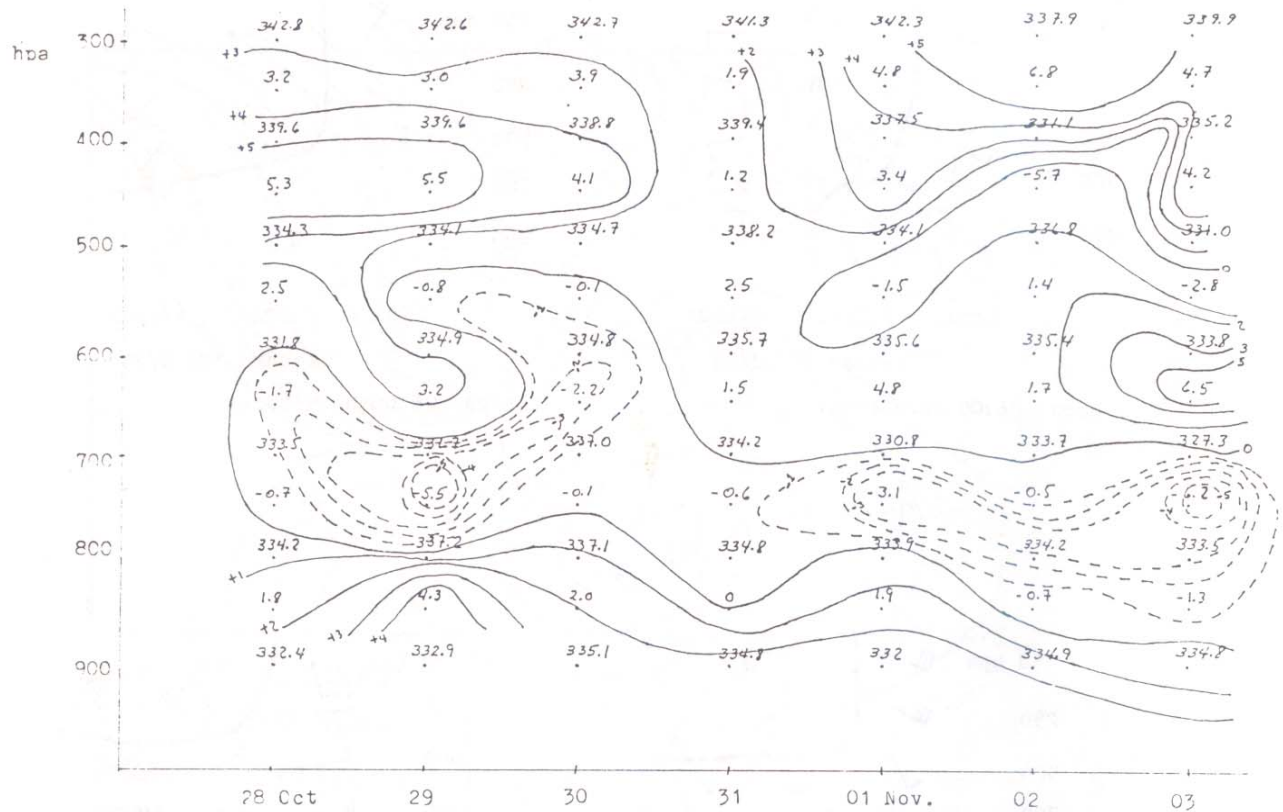


Fig. 9. Análisis de las diferencias de temperatura potencial equivalente entre capas de 100 hPa de espesor, para sondeos realizados en el Aeropuerto Juan Santamaría (Costa Rica) del 28 de octubre al 3 de noviembre de 1985.

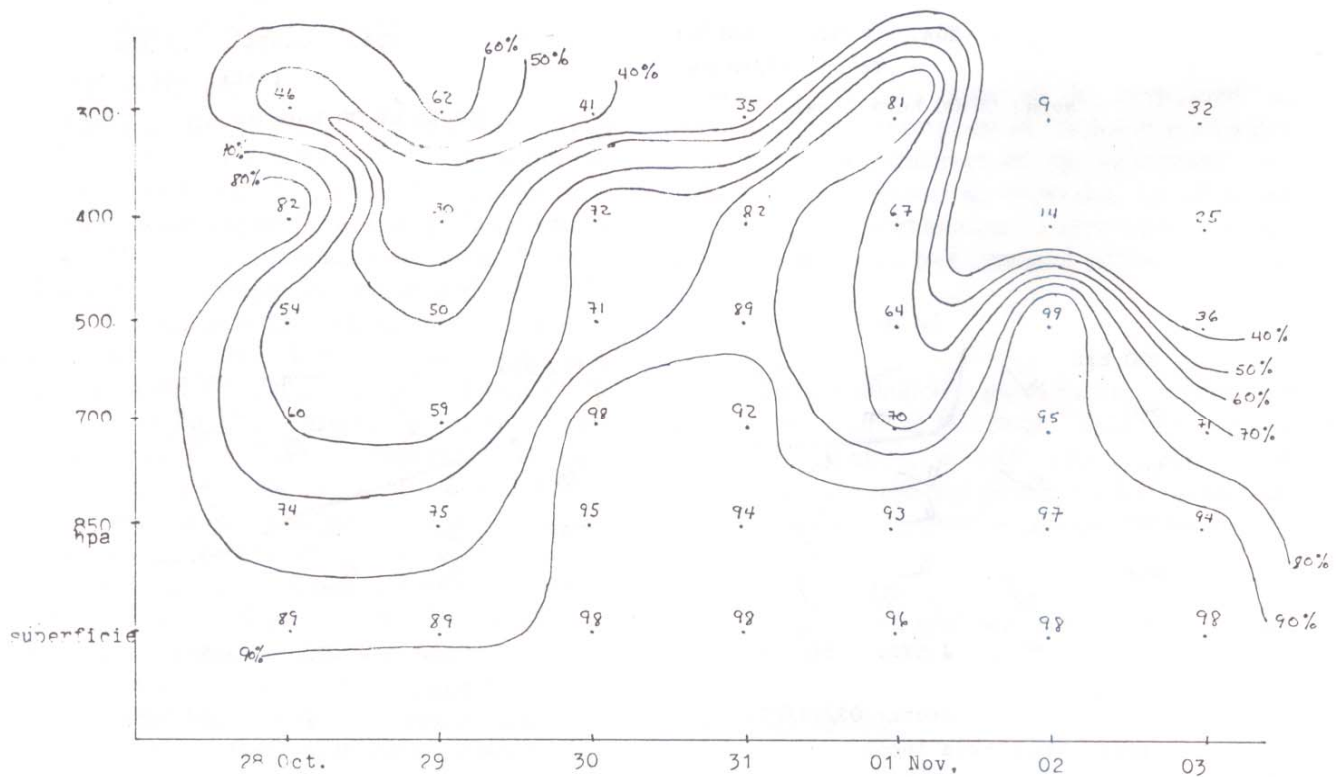


Fig. 10. Análisis de la humedad relativa para sondeos realizados en el Aeropuerto Juan Santamaría (Costa Rica) del 28 de octubre al 3 de noviembre de 1985.

donde  $\langle \rangle$  denota un promedio vertical ponderado por presión, se obtiene:

$$\omega(p) = \underbrace{\omega(p_0)}_A + \underbrace{(p_0 - p) (\partial \langle u \rangle / \partial x + \partial \langle v \rangle / \partial y)}_B \quad (8)$$

Como lo indica el término B de la Ecuación (8), para la aplicación de esta ecuación es necesario, en principio, conocer el campo de divergencia horizontal, cuyos cálculos ya han sido comentados anteriormente. El término A, conocido como término debido a la contribución de la pendiente de la superficie, puede ser calculado de la siguiente forma. De la aproximación para movimientos en la escala sinóptica tenemos que:

$$\omega = -\rho g w \quad (9)$$

De manera que A toma la siguiente forma:

$$\omega(p_0) = -\rho(z_0) g w(z_0) \quad (10)$$

en donde  $\rho(z_0)$  es la densidad del aire en la superficie,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $w(z_0)$  es la velocidad vertical en la superficie que se define como sigue:

$$w(z_0) = \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{h} \quad (11)$$

donde  $\mathbf{V}$  es el viento resultante y  $h$  es la altura de la pendiente. Expresando (11) en coordenadas cartesianas tenemos:

$$w(z_0) = u_0 (\partial h / \partial x) + v_0 (\partial h / \partial y) \quad (12)$$

De manera que sería suficiente con tener información del viento en superficie y de mapas de relieve para calcular la velocidad vertical en superficie. Nótese además que el término A es una constante que se incluye en todos los cálculos, conforme se asciende en los diferentes niveles de la troposfera.

Es importante destacar que un 10% de error en evaluar una de los componentes del viento en la ecuación de la divergencia, puede causar fácilmente un error del 100% en la divergencia estimada, razón por la cual este método no es muy recomendado para los cálculos de movimiento vertical. A pesar de esto, este fue el método aplicado debido a que los datos disponibles ofrecían la mejor posibilidad de utilizarlo.

A continuación se muestran y describen los campos de movimiento vertical entre los niveles de 850 y 700 hPa y entre 500 y 250 hPa, para los días del 29 al 31 de octubre de 1985.

El campo de movimiento vertical del 29 de octubre entre los niveles de 850 y 700 hPa es mostrado en la Figura 17. Se observa, como era de esperarse, movimiento ascendente en el área del Huracán Juan con un máximo de  $6 \times 10^{-3}$  hPa/s. Movimiento ascendente relativamente débil está ubicado sobre Costa Rica, con un máximo aproximado de  $1 \times 10^{-3}$  hPa/s. En el área ocupada por el anticiclón ecuatorial del Pacífico Oriental, se observa movimiento descendente, con un valor aproximado de  $-1 \times 10^{-3}$  hPa/s.

Para el mismo día 29, la Figura 17 muestra el campo de movimiento vertical entre los niveles de 500 y 250 hPa. Desde México hasta Panamá hay un área de movimiento ascendente, con valores máximos al oeste de Costa Rica y Nicaragua de  $2 \times 10^{-3}$  hPa/s (como era de esperarse), ya que si se observa el campo de divergencia en niveles inferiores para el día 29, sobre Costa Rica se localiza una zona de convergencia. En el área ocupada por el anticiclón ecuatorial del Pacífico Oriental en el campo de flujo, resalta una zona de movimiento descendente de  $-2 \times 10^{-3}$  hPa/s (mayor que en bajos niveles), ya que una zona de divergencia se localiza en esta área.

La Figura 18 proporciona el campo de movimiento vertical del día 30 de octubre entre los niveles de 850 y 700 hPa. Movimiento ascendente es observado en el área del Huracán Juan, con un máximo de  $3.7 \times 10^{-3}$  hPa/s. Entre Costa Rica y Panamá se observa una línea divisoria, con movimiento ascendente al sur y movimiento descendente al norte, pero relativamente débil. El área del anticiclón del Pacífico Oriental aledaño a Costa Rica también muestra una división del movimiento, ascendente al norte (debido a condiciones orográficas) y descendente al sur sobre la región marítima.

El día 30, en niveles superiores (Figura 18), persiste movimiento ascendente en el área del huracán, con un máximo de  $8 \times 10^{-3}$  hPa/s (mayor que en niveles bajos), lo que era esperado ya que el huracán se ubica este día en una zona de convergencia, en la cual si hay movimiento ascendente, éste tendería a aumentar con la altura. Sobre Costa Rica se observa predominio sobre casi todo el país de movimiento ascendente, aunque siempre débil (menor que el observado en bajos

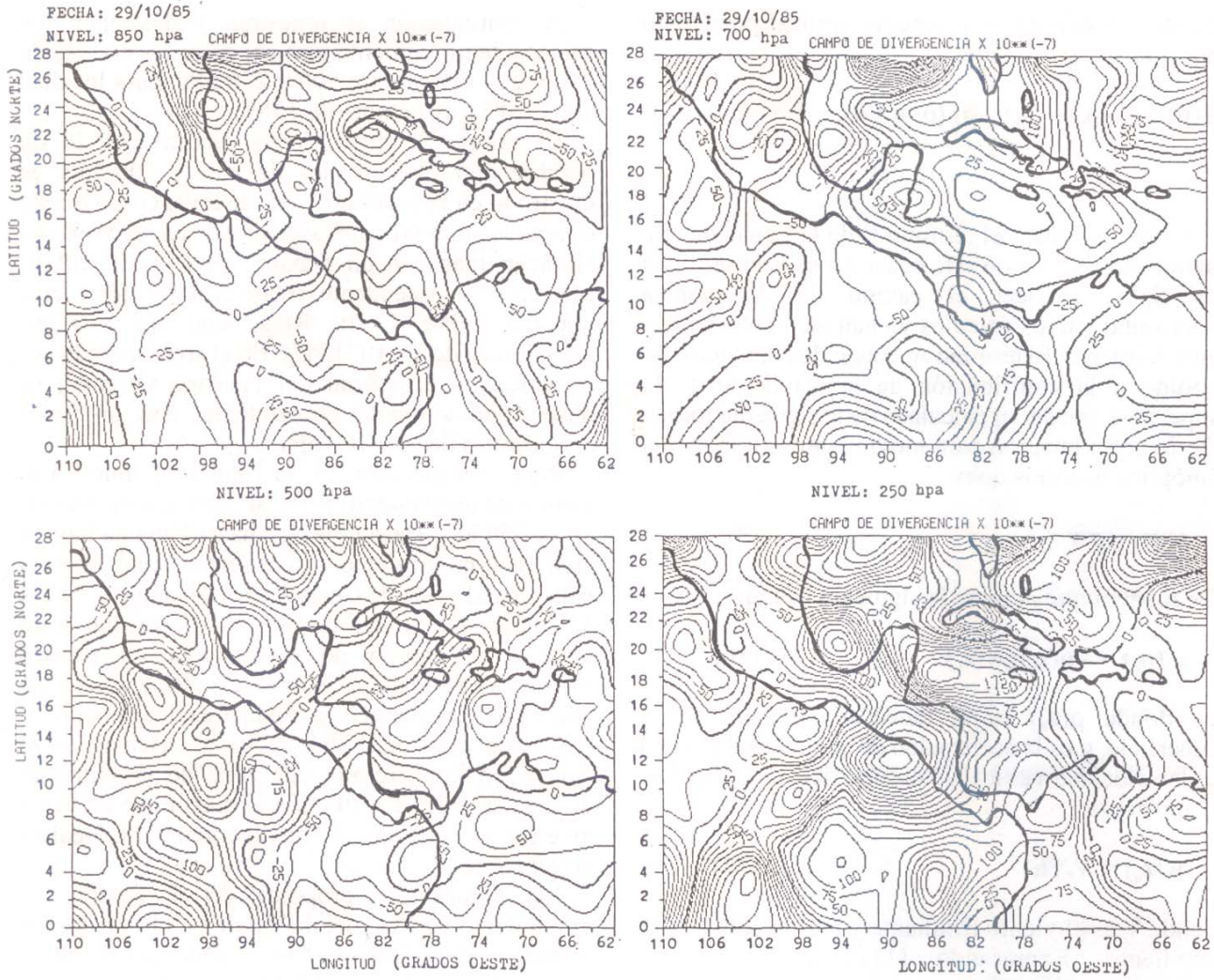


Fig. 11. Campos de divergencia ( $\times 10^{-7} s^{-1}$ ) para el 29 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, en los niveles de 850, 700, 500 y 250 hPa, con isolíneas trazadas cada 25 unidades.

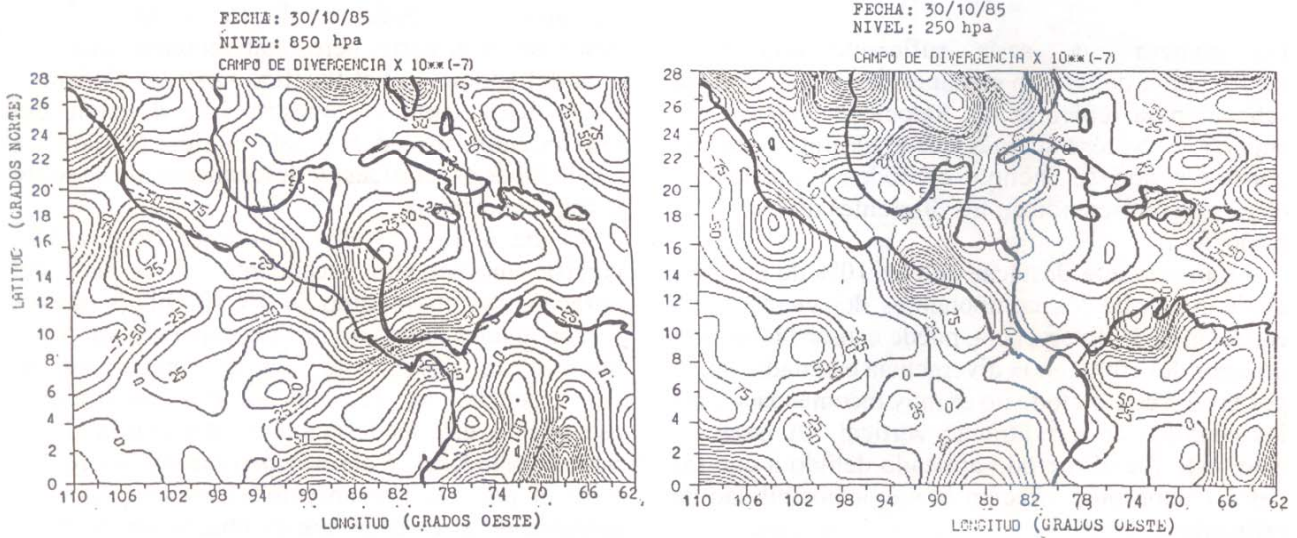


Fig. 12. Campos de divergencia ( $\times 10^{-7} s^{-1}$ ) para el 30 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, en los niveles de 850 y 250 hPa, con isolíneas trazadas cada 25 unidades.

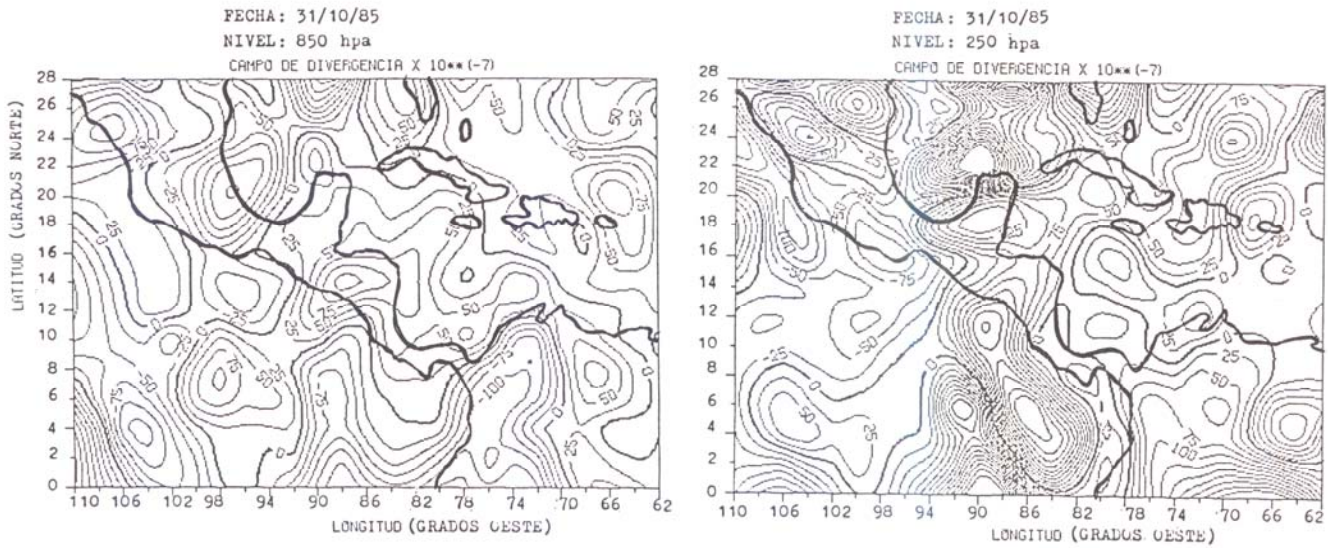


Fig. 13. Campos de divergencia ( $\times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ) para el 31 de octubre a las 12:00 GMT, en los niveles de 850 y 250 hPa, con isólinas trazadas cada 25 unidades.

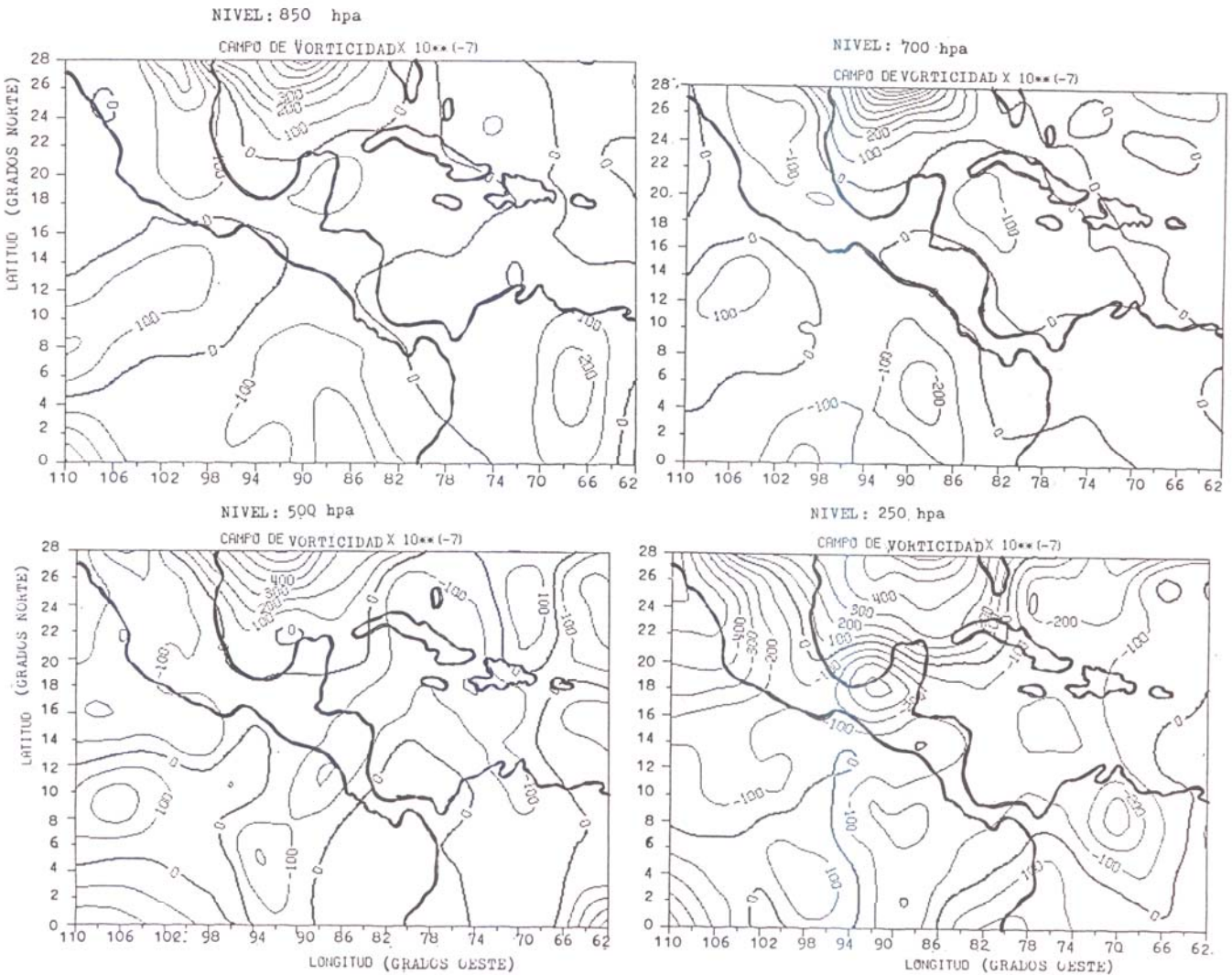


Fig. 14. Campos de vorticidad relativa ( $\times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ) para el 29 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, en los niveles de 850, 700, 500 y 250 hPa, con isólinas trazadas cada 100 unidades.

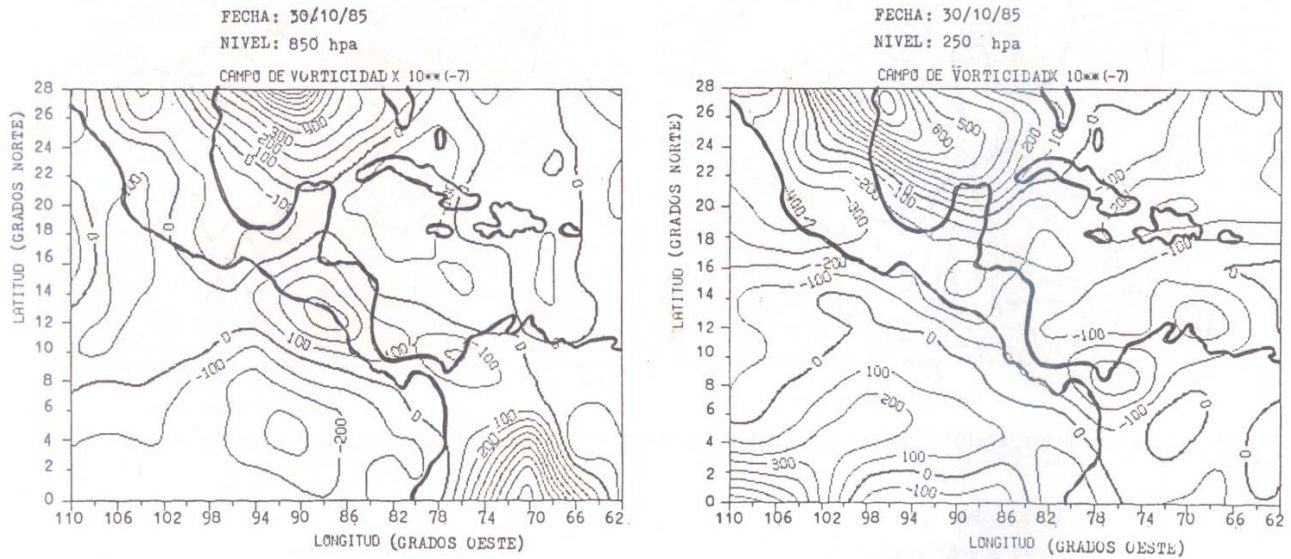


Fig. 15. Campos de vorticidad relativa ( $\times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ) para el 30 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, en los niveles de 850 y 250 hPa, con isolíneas trazadas cada 100 unidades.

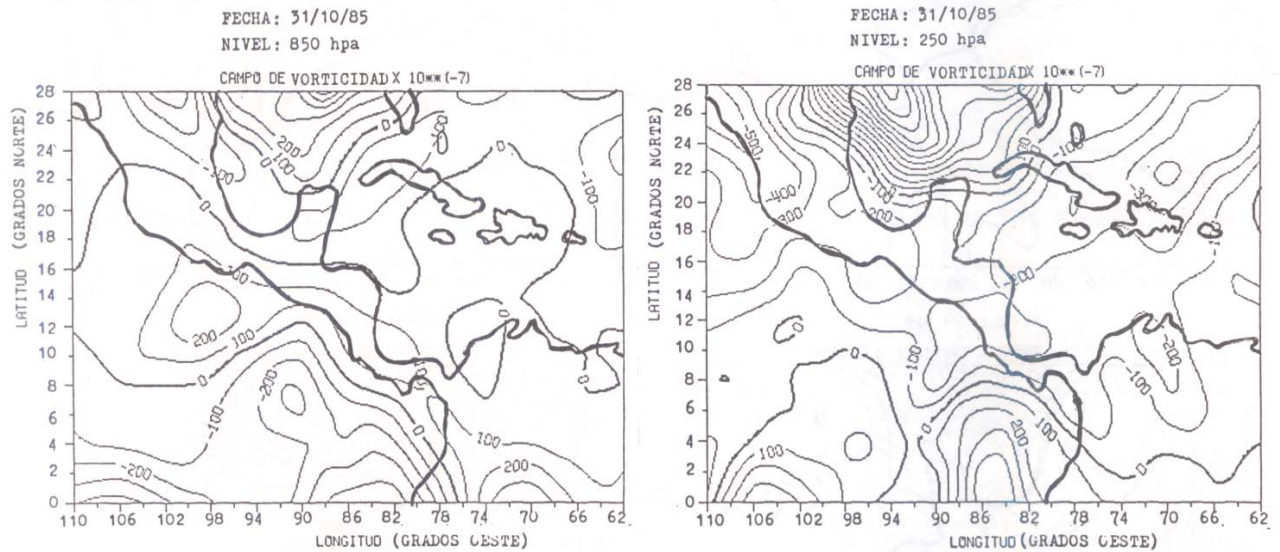


Fig. 16. Campos de vorticidad relativa ( $\times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ) para el 31 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, en los niveles de 850 y 250 hPa, con isolíneas trazadas cada 100 unidades.

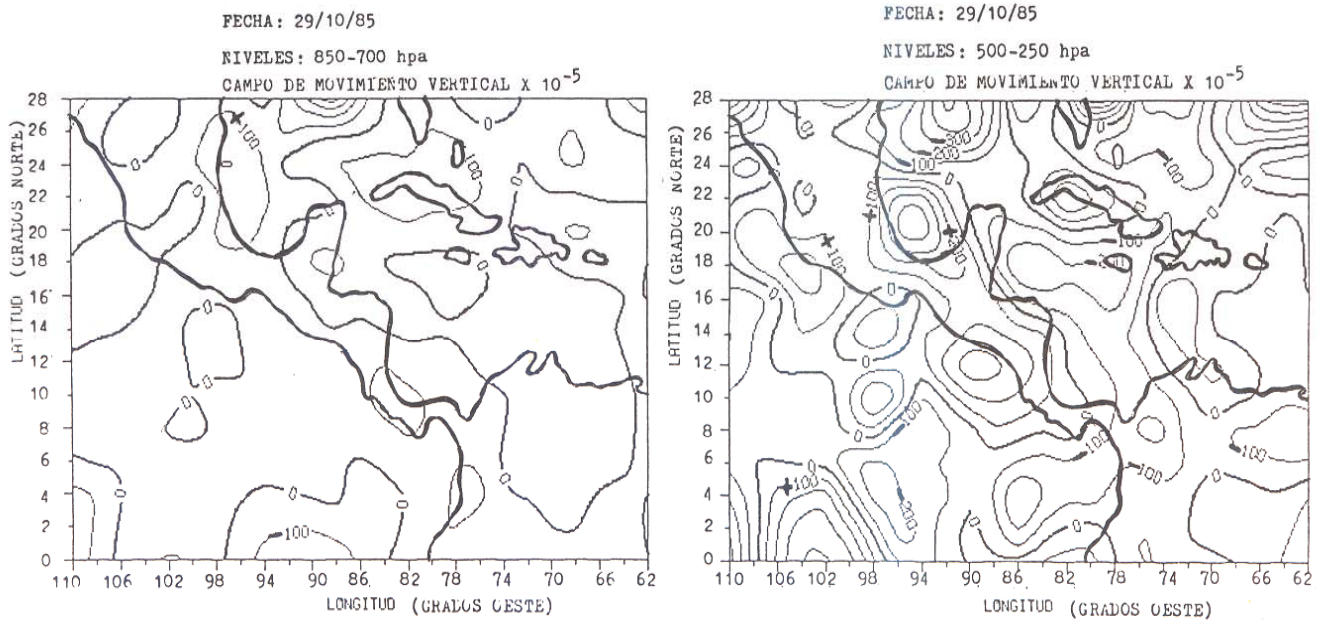


Fig. 17. Campo de movimiento vertical (hPa/s) para el 29 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, entre los niveles de 850 y 700 hPa y entre 500 y 250 hPa, con isóneas trazadas cada 100 unidades.

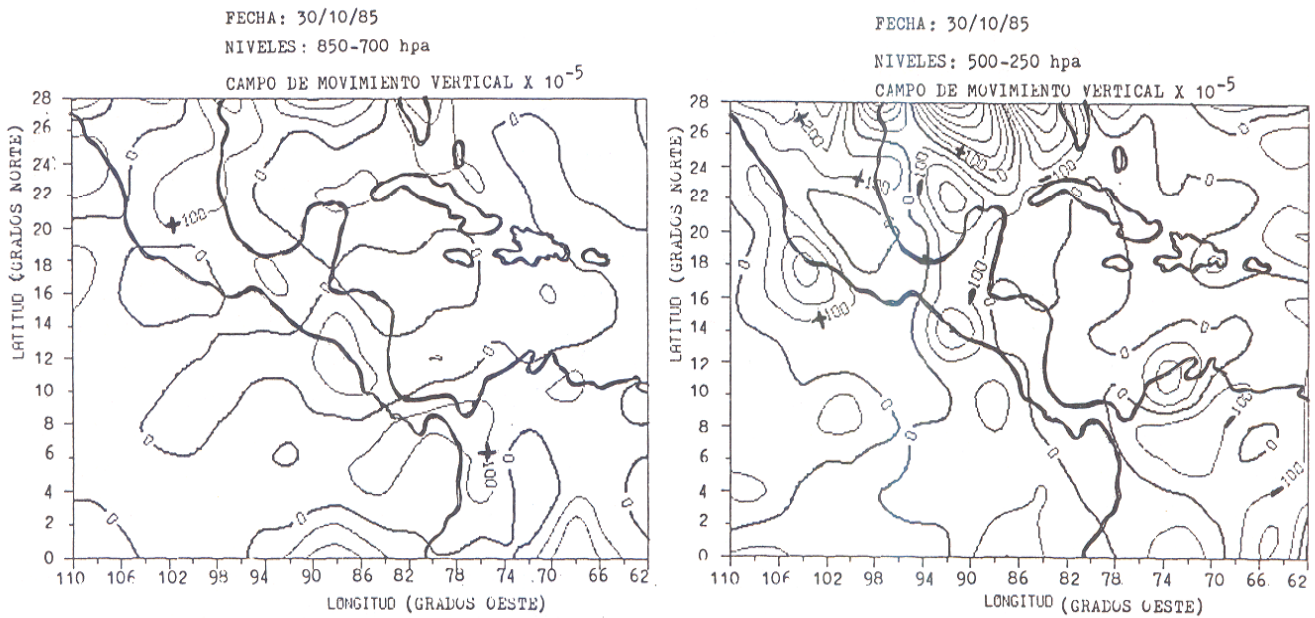


Fig. 18. Campo de movimiento vertical (hPa/s) para el 30 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, entre los niveles de 850 y 700 hPa y entre 500 y 250 hPa, con isóneas trazadas cada 100 unidades.

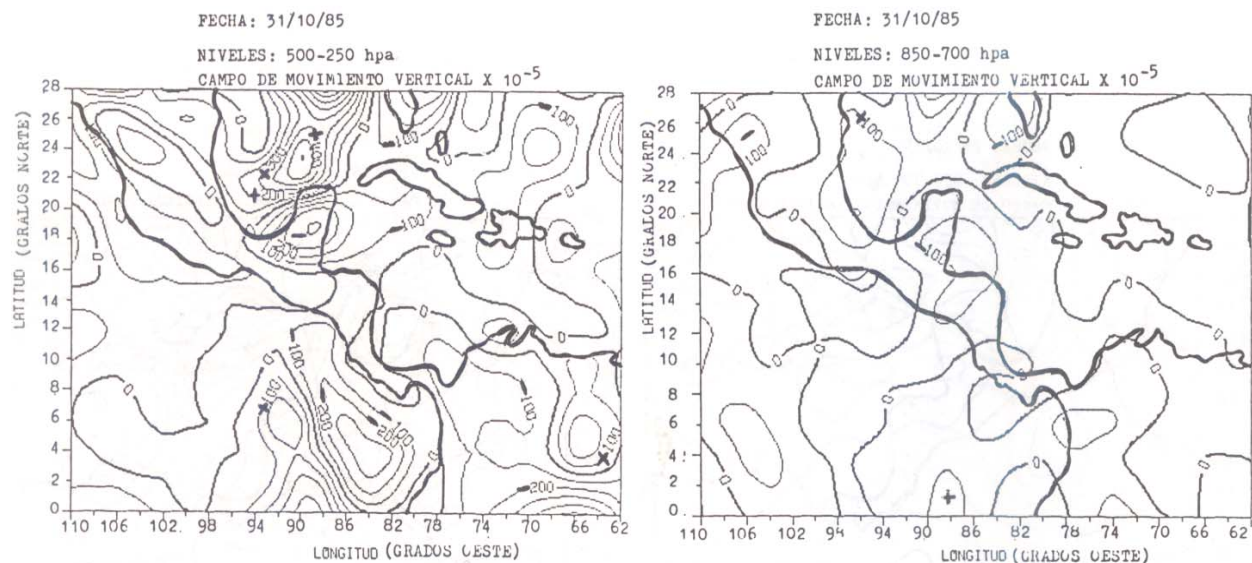


Fig. 19. Campo de movimiento vertical (hPa/s) para el 31 de octubre de 1985 a las 12:00 GMT, entre los niveles de 850 y 700 hPa y entre 500 y 250 hPa, con isolíneas trazadas cada 100 unidades.

niveles), lo que era de esperarse ya que sobre Costa Rica se ubica una zona divergente y el movimiento ascendente en este caso tiende a disminuir con la altura. El área del anticiclón del Pacífico Oriental se observa dominada por movimiento descendente, con un máximo aproximado de  $-1 \times 10^{-3}$  hPa/s. El día 31 de octubre, en niveles bajos (Figura 19), se observa movimiento ascendente en la zona de influencia del Huracán Juan, con un máximo aproximado de  $4.4 \times 10^{-3}$  hPa/s. Continúa observándose el límite antes mencionado entre Panamá y Costa Rica, con movimiento ascendente al norte y movimiento descendente al sur, aunque siempre relativamente débil. Movimiento ascendente es observado esta vez en el área ocupada por el anticiclón del Pacífico Oriental cercano a Costa Rica (correspondiente a una zona de convergencia en el campo de divergencia), con un valor aproximado de  $1 \times 10^{-3}$  hPa/s. En niveles superiores (Figura 19), movimiento ascendente predomina en el área del huracán, con un máximo de  $1 \times 10^{-2}$  hPa/s, mayor que en niveles bajos como era de esperarse, debido a que esa es una zona de convergencia en dichos niveles. Movimiento ascendente predomina sobre Costa Rica, manteniéndose relativamente débil. Movimientos combinados se dan en el área del anticiclón del Pacífico cercano a Costa Rica, con un máximo de movimiento ascendente al oeste de la línea divisoria de  $4 \times 10^{-3}$  hPa/s y otro de movimiento descendente al este de la mencionada línea de  $-3 \times 10^{-3}$  hPa/s.

En general, puede apreciarse que existe una consistencia aceptable entre los campos de divergencia y movimiento vertical, así como el de vorticidad.

## 5. Conclusiones

En este trabajo se estudiaron los aspectos sinópticos y dinámicos asociados con el temporal del 29 de octubre al 3 de noviembre de 1985 en la Vertiente del Pacífico de Costa Rica, provocado por el efecto indirecto vinculado a la presencia del Huracán Juan en las aguas del Golfo de México y el consecuente desplazamiento hacia el norte de la ZCIT. En el Pacífico Ecuatorial Oriental aledaño a Costa Rica, se estableció un anticiclón en la troposfera inferior, advectando aire ecuatorial sobre las laderas de las montañas, resultando con ello una atmósfera con valores de humedad, en todos sus niveles, mayores de los esperados.

Las anomalías más resaltantes se producen cuando se da la ocurrencia de vientos del oeste en la troposfera baja y media, una capa de inestabilidad de mayor espesor que el normal y una capa de humedad profundizada hasta la troposfera superior. Sumado a lo anterior, se observan campos de convergencia, vorticidad ciclónica y movimiento vertical ascendente en la troposfera baja, los cuales superan en por lo menos un orden de magnitud a los valores medios.

## Agradecimientos

Los autores están agradecidos con el Dr. Omar G. Lizano por su colaboración en el uso del paquete computacional utilizado para los cálculos y el análisis de las variables dinámicas.

Uno de los autores (ERG) expresa su agradecimiento a la Organización Meteorológica Mundial, por la ayuda brindada durante su estadía en la Universidad de Costa Rica.

## RESUMEN

En este trabajo se analiza la situación meteorológica del 29 de octubre al 3 de noviembre de 1985, la cual causó un temporal sobre Costa Rica. Los mapas de altura muestran durante casi todo el temporal, la persistencia de un vórtice ciclónico en las vecindades de las costas del Golfo de México, asociado al Huracán Juan, profundizándose en los primeros días hasta niveles de la troposfera superior y con una presión central en superficie alrededor de 995 hPa. La existencia del Huracán Juan provocó un desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el norte, la aparición de un anticiclón en el Pacífico Oriental aldeaño a Costa Rica (el cual no es un rasgo climatológico de la circulación general de esos meses en tales latitudes) que produjo advección de aire ecuatorial a las laderas de las montañas del Pacífico de Costa Rica y estableció un profundo flujo con componente del oeste, que se profundizó hasta niveles medios de la troposfera. Sobre Costa

Rica, se observó una línea de confluencia de vientos, asociada a un campo de convergencia y a un campo de movimiento vertical ascendente.

Los campos derivados de divergencia horizontal, vorticidad relativa y movimiento vertical, no solamente muestran concordancia entre sí, sino también un marcado acople con el flujo sinóptico y la producción de lluvias. Estos campos se caracterizan por desviarse, en por lo menos un orden de magnitud, sobre los valores medios esperados para la región.

## Referencias

- Fernández, W. y J.A. Barrantes, 1996: The Central American Temporal: A long-lived tropical rain-producing system. *Top. Meteor. Oceanogr.*, 3(2): 73-88, 1996.
- Galo, E.R., W. Fernández y E. Zárate, 1996: Efectos de mesoescala del temporal del 29 de octubre al 3 de noviembre de 1985 sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, 3(2): 125-139, 1996.
- Grandoso, H., A.V. de Montero y V. Castro, 1981: Características de la atmósfera libre sobre Costa Rica y sus relaciones con la precipitación. *Informe Semestral (Enero a Junio 1981)*, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- Holton, J., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology (Third Edition)*. Academic Press, New York.
- Jusem, J.C., 1969: Análisis de escala del movimiento de la atmósfera en los trópicos. International Seminar of Tropical Meteorology, Campinas, Brasil.