

Los ciclones tropicales desde el punto de vista de la teoría de la termohidrodinámica

MIGUEL A. PORTELA SANTIAGO

RESUMEN

Los ciclones tropicales se consideran vórtices rectilíneos en interacción con vórtices anticiclónicos. Desde el punto de vista de la teoría termohidrodinámica, se estudian el origen, estructura, movimiento, disipación, e intensidad de los ciclones tropicales. Se analizan el papel que juegan los anticiclones y el papel de la liberación de calor latente de condensación en la ciclogénesis tropical. Se plantean las ecuaciones hidrodinámicas básicas que definen la estructura del ciclón tropical. Se deduce una fórmula que permite calcular la velocidad de traslación de los ciclones tropicales en función de parámetros de los anticiclones que interactúan con ellos, y se ofrece un método sinóptico analítico y otro gráfico para el pronóstico del desplazamiento del ciclón tropical, así como se expone un método numérico de pronóstico con este objetivo. Se estudian las condiciones que determinan la intensidad de un ciclón tropical, a partir de las características de los anticiclones.

1. INTRODUCCIÓN

Como es sabido, el problema de los huracanes es uno de los más importantes dentro de la meteorología tropical.

La teoría termohidrodinámica es una herramienta poderosa en el estudio de los ciclones tropicales.

Ya en el siglo anterior VIÑES (1895) planteaba las estrechas relaciones existentes entre los huracanes y los vórtices anticiclónicos. BRUNT (1934) también estudió detalladamente la hidrodinámica de los vórtices ciclónicos y el efecto Fujiwhara que considera la interacción de ciclones tropicales como vórtices rectilíneos.

Particular importancia reviste el tratamiento complejo desarrollado por MILNE-THOMSON (1950). Milne-Thomson planteó que los vórtices rectilíneos existen en la atmósfera en forma de grandes torbellinos como los ciclones y anticiclones. También ABDULLAH (1953) estudió la dinámica de los huracanes desde este punto de vista. Igualmente PFEFFER (1958)

Manuscrito aprobado el 7 de julio de 1981.

M. A. Portela pertenece al Instituto de Meteorología, de la Academia de Ciencias de Cuba.

desarrolló estudios sobre las interacciones de vórtices ciclónicos y anticiclónicos. Ya a fines de la década del 60 aparecieron trabajos como el de GRAY (1968) y el de RODRÍGUEZ (1968), en que se plantean estos puntos de vista sobre la base de la teoría desarrollada previamente por Milne-Thomson y otros autores. Posteriormente, también se han hecho aportes al desarrollo de la teoría termohidrodinámica de los ciclones tropicales (KHANDEKAR y RAO, 1971).

En este trabajo resumimos las investigaciones que desarrollamos, entre 1970 y 1981, sobre la teoría termohidrodinámica de los ciclones tropicales, y generalizamos algunos planteamientos sobre los ciclones tropicales considerados como sistemas termohidrodinámicos.

2. ORIGEN DE LOS CICLONES TROPICALES

Como es sabido, un tipo de fenómeno puede tener diferentes causas. Creemos que es inadecuado tratar de asociar el origen de un ciclón tropical a una causa única o siquiera a una configuración sinóptica determinada. Estudios como el de GRAY (1968) establecen claramente lo anterior. Se pueden establecer, incluso, tipos de configuraciones sinópticas que se asocian al surgimiento de los huracanes. Han sido también establecidas diferentes condiciones necesarias para el surgimiento de un ciclón tropical (PORTELA, 1973). Una de las configuraciones sinópticas que se han asociado al surgimiento de ciclones tropicales es la interacción de un sistema de vórtices anticiclónicos (RODRÍGUEZ, 1968).

PORTELA y GUTIÉRREZ (1977) probaron, mediante una simulación numérica de las ecuaciones hidrodinámicas desarrolladas por MILNE-THOMSON (1950), que un sistema de vórtices anticiclónicos puede en determinadas condiciones dar origen a un ciclón tropical.

RODRÍGUEZ (1968) ha planteado que la liberación del calor latente de condensación no es la fuente de energía del huracán; sin embargo, otros autores estiman que en el surgimiento del ciclón tropical juega un gran papel la liberación del calor latente de condensación en el área de lluvia (RIEHL, 1954). Hemos visto, sin embargo, que desde el punto de vista hidrodinámico, un sistema de vórtices anticiclónicos puede generar en su zona de interacción un vórtice ciclónico sin necesidad de considerar la contribución del calor latente (PORTELA y GUTIÉRREZ, 1977); es decir, por causas estrictamente mecánicas se puede generar un vórtice ciclónico. Desde el punto de vista hidrodinámico, los modelos de los movimientos del ciclón y del anticiclón presentan cierta analogía. El anticiclón se caracteriza por: (a) divergencia en los niveles inferiores, con un movimiento espiralado de vorticidad negativa, producto de la combinación de un movimiento anticiclónico puro y una fuente; (b) una zona superior en que se facilite la entrada de masa, o sea, que exista convergencia; (c) la circulación vertical se caracteriza, a lo largo de su perímetro, por descenso de las porciones de aire. El ciclón, por su parte, se caracteriza por: (a) con-

vergenza en los niveles inferiores, con un movimiento espiralado de vorticidad positiva, producto de la combinación de un movimiento ciclónico puro y un sumidero; (b) una zona superior en que se facilita la salida de masa, o sea, en que exista divergenza; (c) la circulación vertical se caracteriza a lo largo de su perímetro por ascenso de las porciones de aire.

O sea, mecánicamente, son movimientos inversos entre sí. En el anticiclón sus movimientos no se asocian a la liberación de calor latente, ya que el mismo se caracteriza por la ausencia de nubosidad y lluvia. De ahí que se pueda pensar que un movimiento análogo, aunque inverso, que es característico del ciclón tropical, pueda también generarse sin la contribución previa de la liberación del calor latente de condensación. En nuestro criterio, la liberación del calor latente de condensación juega un papel importante en el desarrollo del ciclón tropical, una vez que éste ya ha sido organizado por causas mecánicas, como la interacción de vórtices anticiclónicos. También es importante el papel del calor latente en el proceso de disipación del huracán. Sin embargo, queremos hacer algunas consideraciones de carácter termodinámico para esclarecer el papel de la liberación del calor latente en el proceso de génesis del ciclón tropical.

Según BAZAROV (1969), mientras que el trabajo consumido puede directamente pasar a un incremento de cualquier forma de energía (eléctrica, magnética, elástica, energía potencial de la fuerza gravitacional, etc.), el calor puede pasar sólo directamente (o sea, sin convertirse previamente en trabajo) a un aumento de energía interna del sistema.

Esto conduce al hecho de que en la transformación de trabajo en calor, es posible restringirnos a dos cuerpos solamente, el primero de los cuales, para una variación de sus parámetros externos, transmite por contacto térmico energía al otro cuerpo (sin variación de sus parámetros externos); por el contrario, en la transformación de calor en trabajo debe haber al menos tres cuerpos: uno que suministre la energía en forma de calor (fuente térmica), un segundo cuerpo que recibe la energía en forma de calor y cede energía en forma de trabajo (es llamado el cuerpo de trabajo), y un tercero que recibe la energía en forma de trabajo del cuerpo de trabajo.

De lo anterior podemos concluir que existen dos posibilidades:

(a) que el calor latente de condensación del vapor de agua liberado sea utilizado directamente; en este caso dicha energía no puede ser utilizada para subir o bajar un peso, y por ello no puede justificar la circulación vertical del ascenso de partículas de aire en el huracán. Por otra parte, el calor liberado directamente no puede pasar más que a un aumento de energía interna, (HATSOPULUS y KEENAN, 1965), que implica un incremento de temperatura.

(b) Que el calor latente de condensación del vapor de agua liberado no sea utilizado directamente, sino que sea previamente convertido en

trabajo: en este caso, se requieren tres cuerpos, o sea, tres subsistemas o mecanismos. En la atmósfera que debe ocupar el huracán el proceso sería el siguiente: un cuerpo (el vapor de agua) actúa como fuente térmica al condensarse liberando su calor latente. Por lo dicho anteriormente, para establecer la circulación vertical en la atmósfera que debe ocupar el ciclón tropical, no puede ser utilizado directamente este calor liberado, sino que es necesario convertirlo previamente en trabajo. En la atmósfera que debe ocupar el huracán, el único mecanismo existente es, en última instancia, la circulación. Es importante tomar en cuenta que los ciclones tropicales se originan sobre los océanos en una atmósfera térmicamente homogénea, donde no tienen lugar fenómenos de carácter local. Por otra parte, el ciclón tropical es un fenómeno de escala mesosinóptica, para la cual un origen exclusivamente convectivo es imposible. Por ello, mediante la circulación se convierte calor en trabajo, pero entonces necesitamos que exista precisamente aquello que queremos crear. En otras palabras, que en este proceso se viola la relación de causalidad, pues el efecto precedería a la causa, lo que es imposible.

Enfoquemos este asunto desde otro ángulo visual. Sabemos que el calor es energía desordenada y que el trabajo es energía ordenada. Podemos establecer entonces que no es posible que el calor latente de condensación del vapor de agua liberado en el área de lluvia pueda ser la fuente de energía inicial del huracán, pues esa energía desordenada no puede crear una circulación. El calor puede convertirse en trabajo, o sea puede haber un ordenamiento energético mediante un mecanismo adecuado pero en la atmósfera que debe ocupar el huracán el único mecanismo que podría existir es la circulación, por las causas antes explicadas. Por ello, ese calor liberado no puede ser la causa del origen de la energía del huracán, pues se violaría, al igual que antes, la relación de causalidad.

De lo anterior concluimos que el inicio del proceso de génesis del ciclón tropical se vincula a causas mecánicas que preceden a la influencia de los factores térmicos vinculados a la liberación del calor latente de condensación. Sin embargo, una vez que se ha formado la circulación ciclónica tropical, mecánicamente forzada como plantean CHARNEY y ELIASSEN (1964) o posteriormente RODRÍGUEZ (1968), la liberación del calor latente —y en esto nuestro criterio discrepa esencialmente del expresado por RODRÍGUEZ (1968)— comienza a jugar un papel preponderante en la energética del huracán como demuestran los balances energéticos del ciclón tropical efectuados por numerosos autores (HAWKINS y RUBSAM, 1968; PORTELA, 1978, 1979, 1981; RIEHL y MALKUS, 1961). Ya establecida la circulación típica del ciclón tropical, la liberación del calor latente de condensación del vapor de agua en el área de lluvia del huracán contribuye a profundizar la estructura de núcleo caliente, aumentando la diferencia horizontal de temperatura entre el centro y la periferia del ciclón tropical, lo que a su vez provoca un aumento del gradiente de presión en la troposfera baja y, en consecuencia, una intensificación del

ciclón tropical. A medida que el huracán se intensifica, también lo hacen las corrientes verticales ascendentes del aire húmedo, lo que contribuye a la liberación de más calor latente de condensación, y se repite el ciclo. En conclusión, en el proceso de ciclogénesis tropical intervienen factores dinámicos y térmicos, de forma que, en el tiempo, los factores dinámicos preceden a los factores térmicos.

De ahí que se pueda explicar la no formación de huracanes sobre tierra por el hecho de que disminuye la contribución del calor latente y sensible con respecto a la que ocurre sobre los océanos, así como que la fricción tiende a desorganizar la circulación que tratan de imponer mecánicamente sistemas que rodean al huracán. Igualmente se puede explicar la no formación de ciclones tropicales cerca del Ecuador por el hecho de que los vórtices anticiclónicos generadores usualmente se hallan lejos del Ecuador y no pueden concentrar en esa zona su energía cinética ni su fuerza centrífuga. Por otra parte, como se sabe, la ausencia de una fuerza de Coriolis significativa determina que el aumento de la vorticidad transcurra lentamente, como se hace evidente de la ecuación $d\zeta/dt =$

$= -(1 + \zeta) \vec{\nabla} \cdot \vec{V}$. También la época del año puede influir en determinadas regiones, como el Atlántico Norte, debido a diversos factores tales como la temperatura de la superficie del mar más baja en invierno que en verano. Por otra parte, en invierno los anticiclones subtropicales tienden a desplazarse hacia el Ecuador, lo que provoca que el área potencialmente genética se reduzca. Además, los anticiclones son más débiles. De ahí que los ciclones tropicales en el Atlántico Norte ocurran preferentemente en verano. Estos ejemplos sirven para poner de manifiesto que el origen de los huracanes está vinculado a la conjugación de numerosos factores que deben actuar simultáneamente, por lo que no se puede, de manera simplista, atribuir a la presencia o no, de algunos de estos factores, el surgimiento de un ciclón tropical.

3. ESTRUCTURA DE LOS CICLONES TROPICALES

Presentamos a continuación el modelo del campo de viento desde el punto de vista termohidrodinámico, para definir la estructura de los ciclones tropicales.

RODRÍGUEZ (1968) expuso que cada vórtice espiral anticiclónico es el producto de la combinación de una fuente horizontal de masa y de un vórtice anticiclónico puro, y que el vórtice espiral ciclónico especial es una combinación de un sumidero horizontal especial y de un vórtice ciclónico puro. En las expresiones matemáticas planteadas por RODRÍGUEZ (1968), sin embargo, existen errores en las dimensiones de la intensidad de la fuente y el sumidero, que provocan que éstas no coincidan entre sí, y, lo que es más grave, las expresiones matemáticas son incorrectas, de modo que se obtiene una rapidez infinita en el centro del vórtice espiral donde en realidad se observa calma.

Presentamos a continuación un modelo destinado a reflejar adecuadamente las expresiones de los vórtices anticiclónico y ciclónico puros, así como de la intensidad de la fuente y el sumidero. Proponemos que se utilice en el modelo las siguientes expresiones:

Para la intensidad de la fuente horizontal especial:

$$m_f = V_{rf} A^2 / r_a \quad \text{si } r_a \leq A \quad (1)$$

$$m_f = V_{rf} r_a \quad \text{si } r_a \geq A \quad (2)$$

Para la velocidad tangencial del vórtice anticiclónico puro:

$$V_{ia} = (1/2) W_a r_a = (k_a/A) r_a \quad \text{si } r_a \leq A \quad (3)$$

$$V_{ia} = (1/2) W_a (A^2 / r_a) = k_a / r_a \quad \text{si } r_a \geq A \quad (4)$$

La velocidad del vórtice anticiclónico espiral será:

$$V_a = (V_{if}^2 + V_{ia}^2)^{1/2} \quad (5)$$

O sea,

$$V_a = K_a (r_a / A^2) \quad \text{si } r_a \leq A \quad (6)$$

$$V_a = K_a (1 / r_a) \quad \text{si } r_a \geq A \quad (7)$$

Para la intensidad del sumidero horizontal especial:

$$m_s = -(V_{rs} a^2 / r_c) \quad \text{si } r_c \leq a \leq C \quad (8)$$

$$m_s = -V_{rs} r_c \quad \text{si } a \leq r_c \leq C \quad (9)$$

Para la velocidad tangencial del vórtice ciclónico puro:

$$V_{ic} = (1/2) W_c r_c = (k_c / a^2) r_c \quad \text{si } r_c \leq a \leq C \quad (10)$$

$$V_{ic} = (1/2) W_c (a^2 / r_c) = k_c / r_c \quad \text{si } a \leq r_c \leq C \quad (11)$$

La rapidez del vórtice espiral ciclónico viene dada por:

$$V_c = (V_{rs}^2 + V_{ic}^2)^{1/2} \quad (12)$$

O sea,

$$V_c = K_c (r_c / a^2) \quad \text{si } r_c \leq a \leq C \quad (13)$$

$$V_c = K_c (1 / r_c) \quad \text{si } a \leq r_c \leq C \quad (14)$$

De las expresiones anteriores se aprecia que:

$$V_t/V_r = -(k/m) = \tan \alpha = \text{cte} \quad (15)$$

que establece la ecuación de una espiral logarítmica de ángulo constante α (VENNARD, 1963), lo que se debe a que las expresiones de la velocidad radial y tangencial sean isomorfas. En las expresiones anteriores se tiene que:

m_f : intensidad de la fuente.

v_{rf} : velocidad radial de la fuente.

r_a : distancia radial al centro del vórtice anticiclónico.

A : radio del vórtice anticiclónico.

$(1/2)W_a$: velocidad angular del vórtice anticiclónico.

$k_o = (1/2)W_a A^2$: intensidad vorticial del vórtice anticiclónico puro.

V_a : rapidez del vórtice anticiclónico espiral.

$K_a = (m_f^2 + k_o^2)^{1/2}$: intensidad vorticial anticiclónica resultante.

m_s : intensidad del sumidero.

V_{rs} : velocidad radial del sumidero.

a : radio del ojo del huracán.

C : radio máximo del huracán.

r_c : distancia radial al centro del vórtice ciclónico.

$(1/2)W_c$: velocidad angular del vórtice ciclónico.

$k_c = (1/2)W_c a^2$: intensidad vorticial del vórtice ciclónico puro.

V_c : rapidez del vórtice ciclónico espiral.

$K_c = (m_s^2 + k_c^2)^{1/2}$: intensidad vorticial ciclónica resultante.

La ecuación (14) representa la distribución radial horizontal del viento total dentro del espacio del ciclón circular y fuera del ojo, y corresponde al perfil hiperbólico de la distribución radial del viento. Obsérvese que las expresiones para la intensidad de la fuente y el sumidero en zonas interiores de los vórtices no obedecen al concepto clásico hidrodinámico de fuente y sumidero, ya que la velocidad no tiende a infinito al anularse el radio sino que resultan del cumplimiento simultáneo de dos condiciones: (a) que se mantenga el isomorfismo entre las componentes radial y tangencial del viento; (b) que haya continuidad en las expresiones de la velocidad para las regiones exterior e interior en la frontera de éstas.

La estructura del campo del huracán puede ser descrita con ayuda del potencial complejo W que viene dado por: $W = \Phi + i\psi$ donde Φ es el potencial de velocidades y ψ es la función de corriente.

Para hallar la función de corriente y la ecuación de las líneas de corriente se puede seguir el método bien conocido de separar las partes real e imaginaria del potencial complejo. El potencial complejo para un sistema de combinaciones de fuentes y vórtices puros es:

$$W = \sum_{j=1}^n (-m_j + ik_j) \ln(z - z_j) = \Phi + i\psi \quad (16)$$

donde m_j es la intensidad de la fuente y K_j es la intensidad vorticial del vórtice j , z_j su coordenada compleja, y z es un punto cualquiera del plano complejo.

En este caso, como dijimos, se puede probar que:

$$\begin{aligned} \Phi = \sum_{j=1}^n \left\{ m_j \ln \left[(x - x_j)^2 + (y - y_j)^2 \right]^{1/2} + \right. \\ \left. + K_j \arctan \left[(y - y_j) / (x - x_j) \right] \right\} \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \psi = \sum_{j=1}^n \left\{ K_j \ln \left[(x - x_j)^2 + (y - y_j)^2 \right]^{1/2} - \right. \\ \left. - m_j \arctan \left[(y - y_j) / (x - x_j) \right] \right\} \end{aligned} \quad (18)$$

Estas expresiones corresponden exactamente al modelo de la espiral logarítmica planteado, condición que no satisface el potencial complejo propuesto por RODRÍGUEZ (1968). No obstante, veremos más adelante que, para fines del cálculo de la velocidad traslacional, se puede emplear la expresión del potencial complejo para un sistema de vórtices puros. La expresión (18), cuando se iguala a una constante, define las líneas de corriente.

4. MOVIMIENTO DE LOS CICLONES TROPICALES Y SU PRONÓSTICO

El movimiento de los ciclones tropicales ha sido estudiado por múltiples autores y diferentes métodos. En este epígrafe desarrollaremos un método estrictamente hidrodinámico, que puede ser empleado en la práctica sinóptica o en modelos de pronóstico numérico.

Como es sabido, uno de los métodos más conocidos de diagnóstico y pronóstico del movimiento de los ciclones tropicales se basa en que el ciclón tropical no es capaz de desplazarse por sí mismo, sino que es transportado por una corriente directriz. El modo de calcular esta corriente directriz varía de un autor a otro. En nuestra opinión, una componente fundamental de esta corriente directriz viene impuesta por los anticiclones que rodean al huracán. RODRÍGUEZ (1968) planteó empíricamente un método gráfico de cálculo de la velocidad que la inducen al huracán los anticiclones que lo rodean, pero dicho método gráfico no responde a las ecuaciones teóricas exactas que describen el desplazamiento de los ciclones tropicales y que deducimos en este trabajo, por lo que el método gráfico descrito por RODRÍGUEZ (1968) resulta incorrecto tanto en rapidez como en dirección. A continuación exponemos la forma de deducir las ecuaciones teóricas exactas, su adaptación a la práctica sinóptica, tanto desde el punto de vista analítico como gráfico —pero a diferencia de lo planteado por RODRÍGUEZ (1968)— de forma tal que responda exactamente a las ecuaciones teóricas del método analítico.

De las propiedades de la función de corriente y el potencial de velocidades, se sabe que:

$$v = \partial\psi/\partial x = -\partial\Phi/\partial y \quad (19)$$

$$u = -\partial\psi/\partial y = -\partial\Phi/\partial x \quad (20)$$

donde v es la velocidad traslacional a lo largo del eje y , y u es la velocidad traslacional a lo largo del eje x . Efectuando estas derivaciones sobre las expresiones (17) o (18), se halla que:

$$u = \sum_{j=1}^n \left[-m_j(x - x_j) + K_j(y - y_j) \right] / \left[(x - x_j)^2 + (y - y_j)^2 \right] \quad (21)$$

$$v = \sum_{j=1}^n \left[-m_j(y - y_j) - K_j(x - x_j) \right] / \left[(x - x_j)^2 + (y - y_j)^2 \right] \quad (22)$$

pero $m_j \ll K_j$ pues $K_j \approx 10\,000\, m_j$, por lo que, a los efectos cinemáticos, podemos escribir:

$$u = - \sum_{j=1}^n K_j(y - y_j) / \left[(\bar{x} - x_j)^2 + (y - y_j)^2 \right] \quad (23)$$

$$v = \sum_{j=1}^n K_j(x - x_j) / \left[(x - x_j)^2 + (y - y_j)^2 \right] \quad (24)$$

que son las ecuaciones básicas para el diagnóstico y el pronóstico del desplazamiento de los huracanes. Estas ecuaciones se han probado en la práctica con buenos resultados en los últimos 10 años. Hace algunos años se recomendó su uso práctico.

La velocidad de traslación de un ciclón tropical se obtiene a partir de la fórmula $\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j}$, siendo la rapidez igual al módulo de este vector, o sea $|\vec{V}| = (u^2 + v^2)^{1/2}$ (25)

Las ecuaciones (23) y (24) serán empleadas más adelante al describir un método de pronóstico numérico de la trayectoria de los huracanes; sin embargo, para ser utilizadas en la práctica sinóptica es conveniente adaptarlas.

Para ello tomaremos en cuenta que $2\pi K = \oint_C V_t \delta S$ es la circulación,

donde V_t es la componente tangencial de la velocidad sobre una curva C y δS es un elemento de longitud sobre la curva. La circulación es negativa para los anticiclones del hemisferio N , suponiendo como aproximación que los anticiclones son circulares y que para un radio dado la velocidad es constante, tenemos que, después de simplificar $k = -AV$, donde A es el radio del anticiclón y V es la velocidad del viento en el punto en que cesa la curvatura anticiclónica a lo largo de la recta que une el centro del anticiclón con el del huracán, y que determina el radio del anticiclón. Tomando en cuenta además que: $(x - x_j)^2 + (y - y_j)^2 = d_j^2$, donde d_j es la distancia entre el centro del anticiclón y el punto cuyo movimiento queremos pronosticar, o sea, en nuestro caso el centro del huracán.

De la Fig. 1 se observa que: $(y_j - y) = d_j \text{ sen } \theta_j$ y que $(x_j - x) = d_j \times \cos \theta_j$. Considerando todo lo anterior, no es difícil transformar las ecuaciones (23) y (24) en las siguientes expresiones:

$$u = - \sum_{j=1}^n (A_j V_j \text{ sen } \theta_j) / d_j \quad (26)$$

$$v = \sum_{j=1}^n (A_j V_j \text{ cos } \theta_j) / d_j \quad (27)$$

En las expresiones (26) y (27) los símbolos tienen el significado que se muestra en la Fig. 1, y n es el número de anticiclones que influyen sobre el ciclón tropical. Las expresiones (26) y (27) se pueden evaluar fácilmente, a partir de los datos de la carta del nivel de 500 mb, o sea, del nivel de no divergencia, requisito éste que surge del hecho de haber deducido las ecuaciones básicas del potencial complejo que define un campo irrotacional y no divergente.

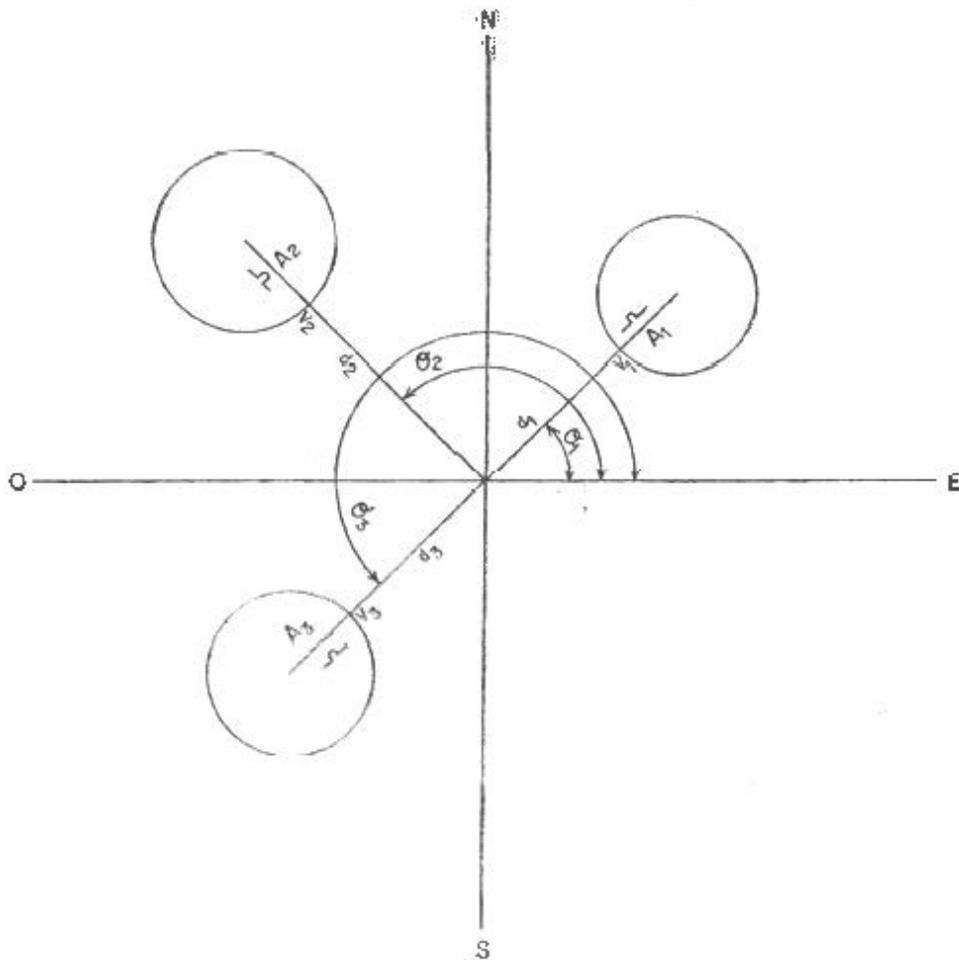


FIG. 1. Esquema de la distribución de los anticiclones que rodean a un ciclón tropical, que indica los parámetros fundamentales que se toman en cuenta para efectuar el cálculo de la velocidad de traslación que imponen los anticiclones al ciclón tropical.

Para hallar la rapidez de traslación se emplea la fórmula (25), y la dirección se halla de la relación $\beta = \arctan (v/u)$ donde β es el ángulo de la dirección del movimiento del huracán, que debe ser llevado después de calculado el sistema de medición utilizado comúnmente en meteorología. En la práctica, resulta conveniente multiplicar la rapidez calculada por el coeficiente 0,7, para tomar en cuenta el efecto de la fricción. Los valores, así calculados, se aplican al movimiento del huracán al nivel del mar. En rigor, la fórmula (26) así como la (27) son de carácter diagnóstico, pero la experiencia ha demostrado que, para un pronóstico sinóp-

tico, dan buenos resultados hasta para una anticipación de 24 horas. Un mérito importante de estas fórmulas es su capacidad de indicar la recurva.

Presentaremos ahora una adaptación del método analítico anterior de cálculo de la velocidad traslacional que un sistema de anticiclones impone a un ciclón tropical con vistas a facilitar el planteamiento de un método gráfico que resulte equivalente al analítico.

Las fórmulas (26) y (27) pueden escribirse:

$$\vec{u} = \sum_{j=1}^n \vec{u}_j \quad \text{y} \quad \vec{v} = \sum_{j=1}^n \vec{v}_j \quad \text{donde}$$

$$\vec{u}_j = \left[(A_j V_j \operatorname{sen} \theta_j) / d_j \right] \vec{i} \quad \text{y} \quad \vec{v}_j = \left[(A_j V_j \operatorname{cos} \theta_j) / d_j \right] \vec{j} \quad (28)$$

De modo que la velocidad de traslación del huracán puede escribirse como:

$$\vec{V} = \sum_{j=1}^n (\vec{u}_j + \vec{v}_j) = \sum_{j=1}^n \vec{V}_j \quad (29)$$

donde: $\vec{V}_j = \vec{u}_j + \vec{v}_j$

De (29) se obtiene que: $|\vec{V}_j| = A_j V_j / d_j$. La dirección del V_j es tal que:

$$\tan \theta = v_j / u_j \quad (30)$$

sustituyendo las expresiones (28) en (30) y despejando, así como considerando el sentido del movimiento anticiclónico, se obtiene que: $\theta_j - \theta = \pi/2$. De aquí se aprecia que la contribución de cada anticiclón es mover al huracán a 90° en sentido anticiclónico con respecto a la dirección que une los centros del ciclón y del anticiclón; además se aprecia que la dirección del vector velocidad inducida de cada anticiclón sólo depende de su posición y no de su módulo. Por otra parte, el módulo de la velocidad inducida por cada anticiclón j es $A_j V_j / d_j$. De modo que un método gráfico de calcular la velocidad de traslación que impone a un ciclón tropical un sistema de anticiclones es:

Se trazan líneas perpendiculares a la dirección que une el centro de cada anticiclón con el centro del huracán en el sentido anticiclónico, a partir del centro del huracán. Sobre cada una de estas líneas se trazan vectores de una longitud gráfica que resulte proporcional a $A_j V_j / d_j$. Los vectores así hallados se suman gráficamente. El vector resultante indicará la dirección del movimiento de traslación del huracán y su módulo indi-

cará la rapidez de este movimiento. En la práctica, por los motivos ya señalados, se aconseja multiplicar esta rapidez por un coeficiente de 0,7. Cabe también aclarar que si existiese algún tipo de corriente no dependiente de los anticiclones (MILNE-THOMSON, 1968), que induzca una velocidad V_k , entonces la velocidad de traslación del centro del huracán será la resultante de las velocidades inducidas por los vórtices anticiclónicos y la velocidad V_k . O sea, en este caso:

$$\vec{V}_R = \sum_{j=1}^n \vec{V}_j + \vec{V}_k \quad (31)$$

Analizando las ecuaciones (26) y (27), se observa que los anticiclones del primer cuadrante tienden a mover al ciclón tropical al cuarto cuadrante, los del segundo hacia el primero, los del tercero hacia el segundo, y los del cuarto cuadrante tienden a moverlo hacia el tercero; o sea, en un sentido ciclónico.

También de estas ecuaciones se puede concluir que la recurva es consecuencia de un cambio en la influencia relativa de los anticiclones que rodean a un huracán. Este cambio debe provocar un cambio en el signo de la componente u de la velocidad traslacional. En este caso el ciclón tropical tiende a disminuir su velocidad de traslación, pues el cambio de signo implica, por continuidad, la anulación transitoria de la componente, sin que esto implique un aumento compensante en la otra componente.

En muchos casos existe un anticiclón preponderante, por ejemplo, el de las Azores-Bermudas. Entonces la recurva comienza cuando el huracán alcanza la misma latitud que este anticiclón. Desde luego, la influencia de los otros anticiclones debe tomarse en cuenta, como se deduce fácilmente de las ecuaciones (26) y (27), que explican todo lo manifestado anteriormente. Estas ecuaciones explican igualmente la tendencia de los ciclones tropicales a recorrer la periferia de las altas subtropicales. Por su parte, los desplazamientos erráticos y los lazos se producen cuando las influencias de los diferentes anticiclones se hallan mutuamente contrarrestadas. Por ello, en este caso, el desplazamiento debe ser lento, por razones similares a las expuestas con referencia a la ocurrencia de recurvas.

Por otra parte, diversos resultados obtenidos por los métodos estadístico-sinóticos, como, por ejemplo, el hecho de que valores altos del geopotencial, diez grados directamente al N del centro del huracán, se asocian a movimientos del ciclón tropical hacia el W , en los métodos NHC-64 y NHC-67 (MILLER *et al.*, 1968) y en el método de WANG (1960) pueden interpretarse físicamente a partir de las ecuaciones (26) y (27), ya que esto equivaldría a suponer un anticiclón situado directamente al N , y en ese caso las ecuaciones (26) y (27) darían también movimiento hacia el W .

De este modo, la cinemática de las ecuaciones hidrodinámicas que hemos establecido puede ayudar a esclarecer el mecanismo físico de resultados obtenidos por métodos estadísticos. Como se ha visto, la cinemática de los ciclones tropicales está en dependencia de las características de los anticiclones y su cinemática. Por ello, sería interesante realizar un estudio de la climatología de las características de los anticiclones y correlacionarlas con la climatología de las características de los ciclones tropicales. Por ejemplo, es posible que exista una alta correlación entre la latitud de recurva de los huracanes en diferentes períodos del año y la latitud promedio de la alta subtropical en dichos períodos, considerando lo planteado acerca de la ocurrencia de recurvas.

A partir de las ecuaciones (26) y (27), es fácil demostrar que la aceleración del movimiento de los ciclones tropicales viene dada por las siguientes expresiones:

$$du/dt = - \sum_{i=1}^n \left[v_i d\theta_i/dt + \text{sen } \theta_i d|\vec{V}_i|/dt \right] \quad (32)$$

$$dv/dt = \sum_{i=1}^n \left[u_i d\theta_i/dt + \text{cos } \theta_i d|\vec{V}_i|/dt \right] \quad (33)$$

Las ecuaciones (32) y (33) expresan que la aceleración depende del cambio del módulo de la velocidad impuesta por cada anticiclón y del cambio de su dirección. En cada eje, el cambio en el módulo de la velocidad impuesta por cada anticiclón influye más en el valor de la aceleración, a medida que aumenta el ángulo θ_i , siendo máxima la influencia cuando el anticiclón se halla en una posición perpendicular al eje considerado, y nula cuando se halla en el propio eje. El cambio en la dirección, por su parte, influye más en el valor de la aceleración, a medida que aumenta la componente de la velocidad impuesta por el anticiclón en el eje perpendicular al eje sobre el que se evalúa la componente de la aceleración. El primer término de la sumatoria en (32) y (33) representa la aceleración centrípeta, y el segundo la aceleración tangencial.

Pasaremos ahora a describir un modelo numérico para el pronóstico de la trayectoria de los ciclones tropicales, elaborado sobre la base de las ecuaciones fundamentales (23) y (24).

Hasta ahora se han presentado numerosos modelos numéricos para el pronóstico de la trayectoria de los ciclones tropicales. La mayoría de ellos han partido de considerar el campo de arrastre impuesto por el flujo circundante, eliminando la influencia del propio huracán. Otros han considerado modelos integrales de la atmósfera. En este trabajo no se sigue estrictamente ninguno de estos dos esquemas básicos, sino que

se adopta un punto de vista de acuerdo con los principios de la hidrodinámica clásica de fluidos incompresibles para el movimiento de un vórtice rectilíneo en el campo de velocidades inducidas por un sistema de vórtices también rectilíneos.

Como es conocido, la atmósfera es un medio comprensible. Los modelos energéticos y estructurales deben suponer que el fluido es compresible, para tratar el proceso de creación de energía cinética. Debido a que la energía cinética del movimiento vertical es muy pequeña en comparación con la energía de los movimientos horizontales a gran escala, este modelo se limita a considerar este último caso; o sea, supone un flujo bidimensional.

Por otra parte, el modelo cinemático utilizado se basa en flujo bidimensional e incompresible, que tiene la propiedad de ser no divergente e irrotacional, como se prueba fácilmente por cálculo directo a partir de las ecuaciones (26) y (27). O sea, teóricamente se requiere que el fluido sea compresible para poder explicar la energética de los procesos involucrados, sin embargo, la cinemática puede ser considerada para un fluido incompresible, como planteamos antes, por los siguientes motivos:

(1) A los efectos de describir la trayectoria del centro del huracán, considerado como un punto material, es perfectamente válido suponer que el campo es irrotacional, ya que la irrotacionalidad no es una propiedad del espacio en sí, sino que se traslada con el sistema en movimiento. Según MILNE-THOMSON (1968): "Al moverse el fluido, la parte irrotacional puede ocupar diferentes regiones del espacio. La existencia del potencial de velocidad es una propiedad de aquellas partes del fluido que se mueven irrotacionalmente, no de las regiones del espacio que ellas puedan temporalmente ocupar". Por ello, en todo instante el centro del huracán se encuentra en un campo irrotacional, y el centro se desplaza llevando consigo su vorticidad, en este caso nula, o sea, transportando su irrotacionalidad.

(2) La aproximación de incompresibilidad desde el punto de vista cinemático es muy buena, ya que la rapidez del fluido es pequeña en comparación con la rapidez del sonido en ese lugar. En la atmósfera que ocupa el ciclón tropical, el número de Mach es siempre menor que 0,5, y en este caso, a los fines del movimiento, la aproximación de incompresibilidad es adecuada (MILNE-THOMSON, 1958).

(3) El modelo hidrodinámico propuesto para la predicción de la trayectoria de un huracán es idóneo para ser adaptado a un modelo barotrópico de pronóstico numérico para el nivel de no divergencia de la tropósfera, cuyo campo de velocidades es solenoidal. En otro caso, es imposible deducir la expresión de la velocidad inducida, ya que no se tendría definido el potencial complejo.

Como es sabido, un vórtice rectilíneo en un fluido en reposo es incapaz de desplazarse y en un fluido en movimiento lo hace con la velocidad

de éste, independientemente de su propia existencia. Los ciclones tropicales y los anticiclones pueden considerarse como vórtices rectilíneos a gran escala (MILNE-THOMSON, 1968).

A continuación presentaremos un modelo numérico sobre la base de las ecuaciones fundamentales (23) y (24) planteadas anteriormente, que es el primer intento de elaboración de un modelo numérico de pronóstico por técnicos cubanos. Las pruebas del modelo se realizaron con varios huracanes de 1967-1969, bajo condiciones no operativas de trabajo durante 1971 y 1972. El pronóstico de la trayectoria se realiza para un plazo de 48 horas, con un paso del tiempo Δt de 1,5 horas y utilizando una rejilla cuadrada de 21×15 puntos, con un paso Δs de 322 km. Como datos iniciales, el modelo requiere la posición geográfica del huracán (x_h, y_h) y de los anticiclones que lo rodean, el radio A_j de cada anticiclón que se considera constante, y la velocidad del viento V_j en los puntos P_j en que desaparece la curvatura anticiclónica a lo largo de la recta que une los centros de cada anticiclón j con el huracán. Las ecuaciones fundamentales del modelo serán las ecuaciones (23) y (24), donde K_j es la intensidad vorticial del anticiclón j y viene dada por $K_j = -A_j V_j$. El número de anticiclones a considerar es N , o sea, $j = 1 \dots N$. La dirección del movimiento del huracán se calcula por la expresión:

$$\begin{aligned} \theta &= 90^\circ - \arctan(v/u) \quad \text{si } u \geq 0 \\ \theta &= 270^\circ - \arctan(v/u) \quad \text{si } u \leq 0 \end{aligned} \quad (34)$$

Las coordenadas del ciclón tropical se pronostican por las ecuaciones:

$$x_{hDt} = x_h + u_h \Delta t \quad (35)$$

$$y_{hDt} = y_h + v_h \Delta t \quad (36)$$

Para poder calcular las coordenadas del ciclón tropical en el siguiente paso del tiempo, es necesario evaluar (23) y (24) para ese momento. Esto requiere conocer, además de las ya calculadas x_{hDt} y y_{hDt} , las coordenadas de los anticiclones en ese momento y la velocidad del viento en los puntos P_{jDt} , definidos en forma análoga a los P_j iniciales. La restricción de que el radio de los anticiclones permanezca constante en el plazo de pronóstico, se hizo, por sencillez, pero también se preparó una versión más compleja en que se permite considerar variable el radio de los anticiclones. Asumiremos que los anticiclones se desplazan según plantean las fórmulas de Petterssen:

$$C_x = (\partial^2 H / \partial x \partial t) / (\partial^2 H / \partial x^2) \quad \text{y} \quad C_y = (\partial^2 H / \partial y \partial t) / (\partial^2 H / \partial y^2). \quad (37)$$

donde H es la altura geopotencial del nivel no divergente. Usualmente se toma como éste el de 500 mb. Ahora podemos calcular la posición de los anticiclones para $t = \Delta t$ horas por las ecuaciones:

$$x_{jDt} = x_j + C_x \Delta t \quad (38)$$

$$y_{jDt} = y_j + C_y \Delta t \quad (39)$$

En (38) y (39) $j = 1 \dots N$.

Para evaluar la ecuación (37) se requiere conocer el campo de geopotenciales para t y $t + \Delta t$. De forma que a los valores iniciales debe añadirse el campo de valores iniciales del geopotencial. El campo pronóstico de geopotenciales se obtiene con ayuda de un modelo barotrópico no divergente (ΣΙΤΝΙΚΟΝ, 1968). Para calcular la velocidad del viento V_{jDt} se emplea la aproximación geostrófica que viene dada por:

$$V_{jDt} = (g/f) \left[(\partial H / \partial x)^2 + (\partial H / \partial y)^2 \right] \quad (40)$$

donde g es una constante adimensional que coincide numéricamente con el valor de la aceleración de la gravedad y f es el parámetro de Coriolis. Esta ecuación se evalúa en los puntos P_{jDt} de coordenadas P_{xDt} y P_{yDt} , que se determinan a partir de las fórmulas:

$$P_{yDt} = x_j + (A_i / d_j) (x_h - x_j) \quad (41)$$

$$P_{xDt} = y_j + (A_i / d_j) (y_h - y_j) \quad (42)$$

Ahora estamos en condiciones de evaluar las ecuaciones (23), (24), (35), y (36), para un nuevo paso del tiempo. Este esquema de cálculo se repite hasta lograr un pronóstico de la posición del ciclón tropical para 48 horas. Se evaluaron siete casos. En promedio, el error del pronóstico de la posición para 24 horas fue de 330 km y para 48 horas de 568 km. Este modelo puede ser mejorado, utilizando entre otras variantes las siguientes: (a) Utilizar modelos más exactos para el cálculo del viento, lo que se logra utilizando una mejor aproximación para el viento geostrófico y usando modelos más exactos para el cálculo del campo de geopotenciales; (b) Suponer variable el radio de los anticiclones; (c) Disminuir el paso del tiempo y el de la rejilla.

Los resultados obtenidos, si bien reflejan errores, demuestran que las ecuaciones (23) y (24) poseen alto valor predictivo, lo que equivale a sustentar el gran papel que juegan los anticiclones que rodean al ciclón tropical en el establecimiento del movimiento de éste.

5. DISIPACIÓN DE LOS CICLONES TROPICALES

Los ciclones tropicales desaparecen de varias formas. Pueden transformarse en ciclones extratropicales o subtropicales. Pueden disiparse al entrar en tierra o al ganar en latitud sobre aguas más frías del océano. Nos limitaremos a expresar algunas ideas sobre el debilitamiento de los ciclones tropicales al penetrar en tierra, desde el punto de vista de la teoría termohidrodinámica.

Debido al aumento de la fricción al penetrar en tierra el huracán, se provoca que la circulación vertical impuesta mecánicamente por la contribución simultánea del flujo de los vórtices anticiclónicos generados (RODRÍGUEZ, 1968), o por otras causas dinámicas (GRAY, 1968), se debilite, ya que la circulación horizontal tiende a desorganizarse y debilitarse. Además, como se sabe, el cese del suministro de calor sensible y de vapor de agua, proveniente de la fuente oceánica, contribuyen también a este debilitamiento y a su eventual disipación, especialmente cuando disminuye la acción del calor latente de condensación del vapor de agua en el área de lluvia del huracán. Todo esto se traduce en una disminución de la baroclinicidad, que juega determinado papel en los ciclones tropicales también, el enfriamiento del núcleo del huracán y, en consecuencia, el aumento de la presión central.

Por otra parte, el cambio de la fricción provoca un cambio en el radio mínimo que alcanza un anillo de aire que penetra por los niveles bajos; sin embargo, en los niveles altos, donde no se produce cambio en la fricción, continúan las mismas condiciones, lo que provoca que a lo largo de algunas columnas verticales operen transitoriamente corrientes opuestas. Esto también puede ayudar a la desorganización de la circulación vertical del ciclón tropical, y en consecuencia, al ulterior debilitamiento del mismo. También esto se asocia al hecho de que, en caso de que el ciclón tropical penetre en tierra y regrese al mar antes de haberse disipado totalmente, suele ocurrir una reintensificación del sistema.

6. INTENSIDAD DE LOS CICLONES TROPICALES Y SU PRONÓSTICO

Existen numerosos métodos de cálculo de la intensidad de los ciclones tropicales. El pronóstico de la intensidad de los huracanes se ha intentado llevar a cabo por métodos estadístico-sinópticos, y con gran éxito a partir de las fotografías de satélite (DVORAK, 1972). Aquí enfocaremos el problema desde el punto de vista hidrodinámico.

Sabemos que en los ciclones tropicales se cumple que $Vr^a = \text{constante}$ (HUGHES, 1952), donde V es la rapidez del viento, r es la distancia radial, y a es un exponente constante que da una medida de las pérdidas de momento angular. Evaluando esta ecuación para el radio del ojo R y el radio del ciclón circular r_c se halla que (RODRÍGUEZ, 1968):

$$V_h = V_j r_c^a / R^a \quad (43)$$

donde V_h es la rapidez del viento en la pared del ojo, o sea, el viento máximo, y V_j es el viento que existe donde termina la curvatura ciclónica a lo largo de la recta que une los centros del ciclón y del anticiclón.

Derivando logarítmicamente la ecuación (43) y simplificando, se tiene que:

$$dV_h/dt = V_h \left[(1/V_h) dV_j/dt + (a/r_c) dr_c/dt - (a/R) dR/dt + \ell_n(r_c/R) da/dt \right] \quad (44)$$

Evidentemente, $r_c < R$, por lo que siempre $\ell_n(r_c/R) > 0$. Además, V_j , a , r_c , y R son positivos. A partir de la ecuación (44) se hallan las condiciones que contribuyen a que un ciclón tropical cambie de intensidad.

Un ciclón tropical se intensifica si: (1) se intensifican los anticiclones que lo rodean; (2) aumenta el radio del ciclón circular; (3) disminuye el radio del ojo del ciclón tropical; (4) disminuye la pérdida de momento angular.

Un ciclón tropical se debilita si se imponen las condiciones opuestas a las antes mencionadas. Lógicamente, para que un huracán se intensifique o se debilite no es necesario que se cumplan todas las condiciones señaladas, sino que es suficiente que algunas de ellas predominen sobre las restantes. El pronóstico del cambio de intensidad se puede hacer evaluando numéricamente la ecuación (44). Esto puede ser también incorporado al modelo de pronóstico numérico de la trayectoria del huracán, de forma que no sólo pronostique la posición sino también la intensidad de los ciclones tropicales. Este modelo fue elaborado, pero pudo ser sometido a prueba solamente con dos casos en condiciones no operativas durante 1972 y 1973.

7. CONCLUSIÓN

Hemos analizado aspectos de la teoría termohidrodinámica de los ciclones tropicales, en particular, lo que concierne a los vínculos del ciclón tropical, considerado como un sistema termohidrodinámico, con los anticiclones que lo rodean. Otros aspectos de la teoría termohidrodinámica, como la energética y relaciones de balance de los ciclones tropicales, han sido estudiados en trabajos independientes (PORTELA, 1978, 1979, 1981).

RECONOCIMIENTO

Los modelos numéricos de pronóstico de la trayectoria e intensidad de los ciclones tropicales fueron realizados con la colaboración del Lic. Tomás Gutiérrez Pérez.

REFERENCIAS

- ABDULLAH, A. J. (1953): On the dynamics of hurricanes. *New York Univ. Meteorol. Pap.*, 2(2):1-43.
- BAZAROV, I. P. (1969): *Thermodynamics*. Edición Revolucionaria, La Habana, 287 pp.
- BRUNT, D. (1934): *Physical and dynamic meteorology*. Cambridge University Press, Nueva York, 411 pp.
- CHARNEY, J. G., y ELIASSEN, A. (1964): On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21(1):68-75.
- DVORAK, V. F. (1972): A technique for the analysis and forecasting of tropical cyclone intensities from satellite pictures. *NOAA TM NESS*, 45:1-19.
- GRAY, W. M. (1968): Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Rev.*, 96(10):669-700.
- HATSOPOULUS, G., y KEENAN, J. (1965): *Principles of general thermodynamics*. Wiley, Nueva York, 788 pp.
- HAWKINS, H. F., y RUBSAM, D. T. (1968): Hurricane Hilda, 1964. II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. *Monthly Weather Rev.*, 96(9):617-636.
- HUGHES, L. A. (1952): On the low level wind structure of tropical cyclones. *J. Meteorol.*, 9(6):422-428.
- KHANDEKAR, M. L., y RAO, G. V. (1971): The mutual interaction of multiple vortices and its influence on binary and single tropical vortex systems. *Monthly Weather Rev.*, 99(11):840-846.
- MILLER, B. I., HILLE, C., y CHASE, P. P. (1968): A revised technique for forecasting hurricane movement by statistical methods. *Monthly Weather Rev.*, 96(8):540-548.
- MILNE-THOMSON, L. M. (1950): *Theoretical hydrodynamics*. Mac Millan, Londres, 1ra edn., 517 pp.
- (1958): *Theoretical aerodynamics*. Mac Millan, Londres, 3ra edn., 414 pp.
- (1968): *Theoretical hydrodynamics*. Mac Millan, Londres, 5ta edn., 743 pp.
- PFEFFER, R. L. (1958): Concerning the mechanics of hurricanes. *J. Meteorol.*, 15(1):113-115.
- PORTELA, M. A. (1973): *Meteorología tropical. II Parte*. Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 132 pp.
- (1978): Sobre el análisis de escala para los ciclones tropicales desde el punto de vista de su simulación numérica [en ruso]. *Trabajos del Centro Hidrometeorológico de la URSS*, (202):28-46.
- (1979): *Cuestiones de la estructura y de la energética de los ciclones tropicales a la luz de las tareas de su simulación numérica* [en ruso]. Tesis de opción al grado de candidato en ciencias físico-matemáticas, Centro Hidrometeorológico de la URSS, 139 pp.
- (1981): Sobre el análisis de escala y las relaciones de balance en los ciclones tropicales asimétricos a la luz de las tareas de la simulación numérica de su evolución [en ruso]. *Trabajos del Centro Hidrometeorológico de la URSS*, (238):56-74.
- PORTELA, M. A., y GUTIÉRREZ, T. (1977): Simulación numérica de la ciclogénesis tropical por la acción de vórtices anticiclónicos. *Inf. Cient.-Téc. ACC*, 50:1-3.
- RIEHL, H. (1954): *Tropical meteorology*. McGraw-Hill, Nueva York, 392 pp.
- RIEHL, H., y MALKUS, J. S. (1961): Some aspects of hurricane Daysi, 1958. *Tellus*, 13(2):181-213.
- RODRÍGUEZ, M. E. (1968): Teoría vorticial de los huracanes. *Ser. Meteorol.*, 1:1-43.

- SITNIKOV, I. G. (1968): Experiencia del pronóstico numérico de las trayectorias de los ciclones tropicales en la República de Cuba [en ruso]. *Trabajos del Centro Hidrometeorológico de la URSS*, 29:31-32.
- VENNARD, J. K. (1963): *Elementary fluid mechanics*. Wiley, Nueva York, 4ta edn., 570 pp.
- VINES, B. (1895): *Investigaciones relativas a la circulación y traslación ciclónicas de los huracanes de las Antillas*. Imp. Avisador Comercial, La Habana, 79 pp.
- WANG, G. A. (1960): A method in regression equations for forecasting the movements of typhoons. *BAMS*, 41(3): 115-124.

ABSTRACT

Tropical cyclones are considered as rectilinear vortices in interaction with anticyclonic vortices. The origin, structure, movement, dissipation, and intensity of tropical cyclones are studied from the point of view of the theory of thermohydrodynamics. The roles of the anticyclones and the liberation of latent heat of condensation during tropical cyclogenesis are analyzed. Basic hydrodynamical equations of tropical cyclone structure are presented. A formula to calculate the translation of tropical cyclones as a function of interacting anticyclone parameters is deduced, and analytical and graphical synoptic forecasting methods of tropical cyclones displacement are offered. A numerical forecasting method of tropical cyclone displacement is also explained. Tropical cyclone intensity is determined from the characteristics of anticyclones.

CDU 551.515.2