

Aspectos fundamentales de la teoría vorticial de los huracanes

MARIO E. RODRÍGUEZ RAMÍREZ

RESUMEN

Debido a que en los últimos veinte años la tesis del calor latente de condensación, como fuente de la energía que origina y mantiene al ciclón tropical, prevaleciente desde hace más de 150 años, no ha podido ser plenamente comprobada a pesar de haberse realizado numerosas investigaciones en tal sentido, al mismo tiempo que hipótesis y teorías fundamentalmente dinámicas han ido ganando fuerza, el autor de la Teoría Vorticial de los Huracanes, presentada en 1956, ha considerado adecuado exponer en el presente trabajo los aspectos fundamentales de esta tesis, después de haber seguido de cerca, con el mismo punto de vista, el curso de 230 huracanes del Atlántico, el Mar Caribe, el Golfo de Méjico, e incluso algunos del Nordeste del Pacífico adyacente a la América Central, en más de 2 300 situaciones sinópticas y con la ayuda poderosa del satélite meteorológico, que han permitido obtener posteriores comprobaciones.

1. INTRODUCCIÓN

Según PIDDINGTON (1851), fue H. Dove el primero que sostuvo a fines de la tercera década del siglo pasado la tesis dinámica sobre el origen de los ciclones tropicales en la zona de interacción entre las corrientes frías y las corrientes calientes, y fueron los norteamericanos T. P. Spy y W. Redfield, en esa época, los primeros en plantear la tesis térmica del calor latente de condensación del vapor de agua liberado en la zona de las intensas lluvias del meteoro, como la fuente de su energía. Desde entonces esta última tesis, en la cual se basó la conocida teoría convectiva, ha ganado una aceptación casi universal. Citaremos sus más conocidos defensores hasta nuestros días.

En el siglo pasado los más notables fueron FERREL (1889), y el genial VIÑES (1878:231; 1895:73), que expresó: "El calórico latente de los vapores puesto en libertad en el momento de la condensación, lleva consigo la fuerza motriz del huracán", y que "dos ciclones fueron capaces de formar y alimentar al anticiclón. . .". En nuestro siglo, BRUNT (1934) afirmó

Manuscrito aprobado el 18 de noviembre de 1982.

M. E. Rodríguez pertenece al Instituto de Meteorología, de la Academia de Ciencias de Cuba.

que la convección en gran escala superpone un vórtice simple sobre el movimiento pre-existente, y que el efecto de la condensación del vapor de agua la mantiene. Y meteorólogos notables como MANTIS (1950), ABDULLAH (1953), RIEHL (1954), HORNSTEIN (1954), DUNN y MILLER (1960), KUO (1964), KASAHARA (1964), TARAKANOV (1982), y muchos más, la han apoyado a pesar de observar, analizar y aplicar la fuerte influencia de las estructuras dinámicas en las condiciones requeridas.

En realidad, la tesis dinámica del autor (RODRÍGUEZ, 1957, 1968) sólo tiene antecedentes bien definidos en los trabajos de RODEWALD (1936) y de DEPPERMAN (1939). Según estos meteorólogos el ciclón tropical se generaba en la zona de interacción entre las corrientes de los alios del *NE*, las corrientes del *N* y las corrientes monzónicas del *SW*, constituyendo el triple-punto.

Sin embargo, en los últimos 20 años la tesis térmica ha comenzado a perder fuerza al mismo tiempo que las tesis dinámicas han ido ganando terreno, y muchos investigadores han tratado de combinar las dos tesis, considerando las tesis dinámicas como fundamentales en la formación del ciclón tropical y la tesis térmica como fundamental para la energía que la mantiene y desarrolla. Y por estas razones el autor ha considerado conveniente presentar de nuevo los aspectos fundamentales de la teoría vorticial (RODRÍGUEZ, 1957, 1968) después de haber seguido desde este punto de vista, durante los últimos 25 años, el curso de más de 230 ciclones tropicales del Atlántico, el Mar Caribe, el Golfo de Méjico, e incluso del Pacífico oriental adyacente a la América Central, en más de 2 300 situaciones sinópticas.

La teoría vorticial se comenzó a elaborar en 1954 y se aplicó con éxito al huracán Hazel, de ese año, que procedente del lejano Atlántico cruzó el Caribe oriental pasando al Canal de las Bahamas por el Paso de los Vientos, entre Cuba y Haití, y a los huracanes Connie, Diana, Ione y Janet, de 1955. Fue presentada por primera vez en el Weather Bureau de los Estados Unidos, en Washington, el 3 de febrero de 1956. La misma conferencia se ofreció en el Centro de Investigaciones Meteorológicas (AROWA) de la Marina de Guerra de ese país, en Norfolk, Virginia, el día 10 del mismo mes.

En Cuba la teoría se presentó en la Asociación Cubana de Aficionados a la Meteorología (ACAM), en marzo de 1956, y fue publicada en su Revista (RODRÍGUEZ, 1957). Y en ese año fue presentada en la Federación de Doctores en Ciencias y Filosofía y Letras, y en la Sociedad Espeleológica de Cuba.

La nueva tesis fue expuesta en los Servicios Meteorológicos de la URSS (1969), Rumania (1969), Polonia (1973), y en el de Méjico (1977), así como en la Universidad Carlos Marx (Leipzig, RDA, 1966), en la Universidad Central de Caracas (Venezuela, 1973), y en la Universidad Autó-

noma de Méjico (UNAM, 1977). Ha sido divulgada en libros (RUSIN, 1964; SITNIKOV, 1975; RAMOS *et al.*, 1977), así como en revistas científicas (SHVIETS, 1974; PORTELA, 1982).

2. EL MODELO DEL CICLÓN TROPICAL

El modelo ideal del ciclón tropical propuesto por el autor se basó en la observación de las estructuras sinópticas de los diferentes niveles de la tropósfera tropical y subtropical, en las situaciones de huracanes, hasta grandes distancias y en todas direcciones. En él se ha supuesto que el ciclón tropical es un vórtice ciclónico espiral especial generado en el espacio de interacción entre dos, tres, o más vórtices espirales anticiclónicos, los cuales se extienden desde los bajos hasta los altos niveles de la tropósfera, con sus ejes de rotación situados a distancias críticas entre sí, y que rotan en un estado casi permanente durante cierto tiempo, lo cual facilita la convergencia, la acumulación, y la redistribución de la masa de aire húmedo y de la energía dinámica dentro del volumen del ciclón en desarrollo, hasta cierto nivel en la columna, por encima del cual se facilita la divergencia y la salida del aire (RODRÍGUEZ, 1957, 1968; Figs. 1A y B).

En la estructura del sistema propuesto (caso de tres vórtices anticiclónicos) se pueden distinguir cinco regiones principales:

1. Los vórtices espirales anticiclónicos. Fig. 1A: $A_1 A_2 A_3$.
2. El espacio de interacción o trianguloide: $S_1 S_2 S_3$.
3. El espacio de sección horizontal circular o ciclón: $C_1 C_2 C_3$.
4. El huracán propiamente dicho, o anillo interior con velocidades tangenciales mayores de 117 km/h: $H_1 H_2 H_3$.
5. El ojo del ciclón tropical o espacio central de presión mínima, calma y cielo despejado, H.

2.1 Estructura dinámica del modelo

Cada uno de los vórtices espirales anticiclónicos se supone como la combinación de una fuente pura de masa (emisión de masa desde un eje central, en todas direcciones, entre dos planos paralelos horizontales) y de un vórtice anticiclónico puro que posee un núcleo rotacional de radio A (Fig. 2A).

Si una capa horizontal de espesor unitario ($h = 1$) representa la columna de los niveles bajos de convergencia, se tendrá (RODRÍGUEZ, 1968):

$$\text{Fuente pura de masa} \quad m_f = \rho v_r r_f \quad (1)$$

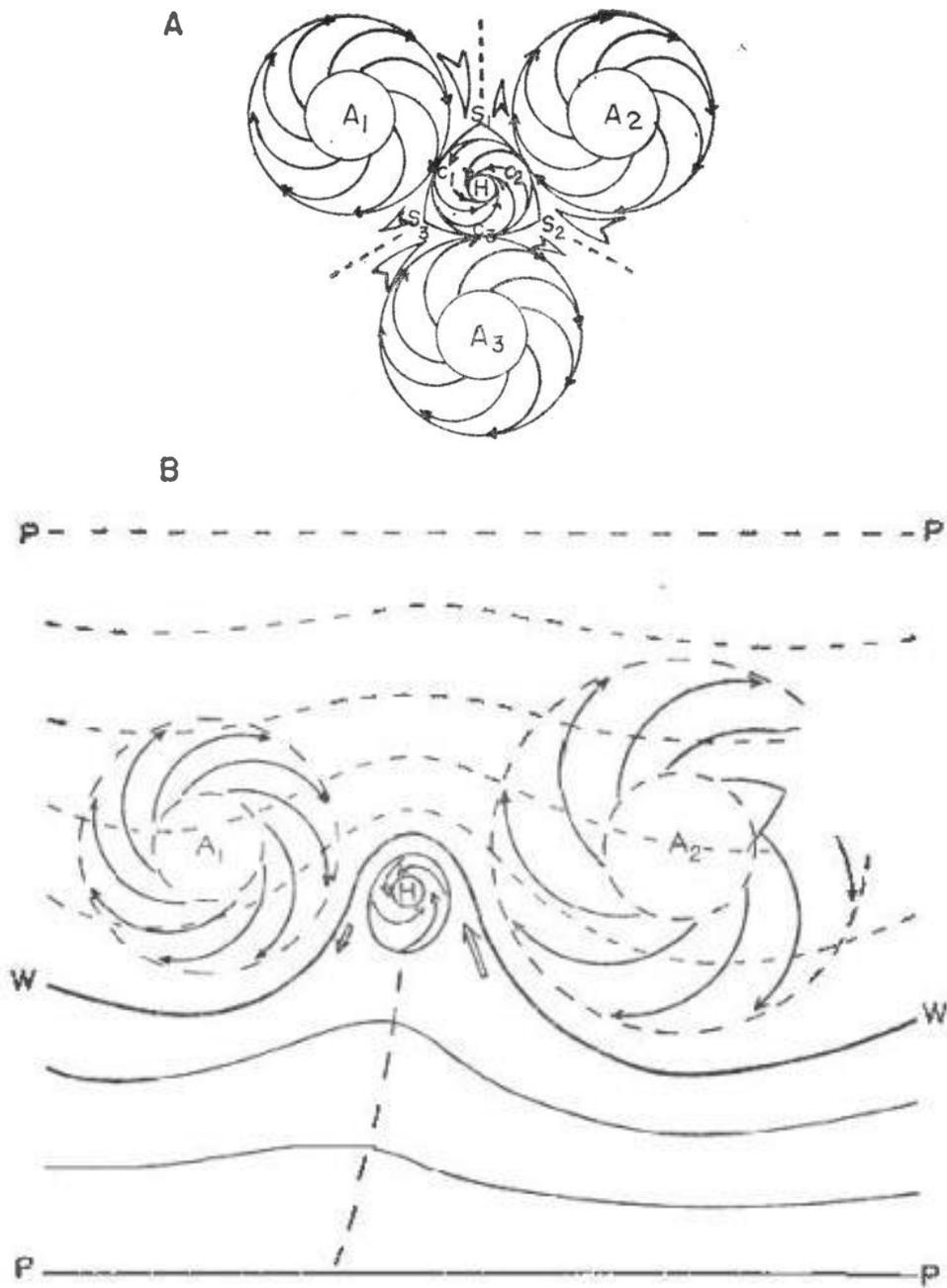


FIG. 1. Corte horizontal del modelo ideal. A. Caso de tres vórtices anticiclónicos. B. Caso de dos vórtices anticiclónicos.

$$\text{Vórtice anticiclónico puro:} \quad v_{ta} = 1/2(w_a) r_a \quad r_a \leq A \quad (2)$$

$$v_{ta} = 1/2(w_a) A^2/r_a \quad r_a \geq A \quad (3)$$

$$\text{si} \quad k_a = 1/2(w_a) A^2: \quad v_{ta} = k_a/r_a \quad (4)$$

donde:

m_f = intensidad de la fuente pura de masa $[ML^{-1}T^{-1}]$

ρ = densidad del aire

v_{rf} = velocidad radial de la fuente

r_f = distancia radial al centro de la fuente

v_{ta} = velocidad tangencial horizontal del vórtice anticiclónico

$1/2(w_a)$ = velocidad angular horizontal del núcleo rotacional de radio A

w_a = vorticidad anticiclónica

$r_a = r_f$ = distancia radial al centro del vórtice anticiclónico

A = radio del núcleo rotacional del vórtice anticiclónico

k_a = intensidad vorticial del vórtice anticiclónico

La velocidad horizontal resultante del vórtice espiral anticiclónico será:

$v_a^2 = v_{rf}^2 + v_{ta}^2$, y por (1), (2), (3), (4) se tiene:

$$v_a = \left(\frac{m_f^2}{\rho^2 r_f^2} + \frac{k_a^2}{A^2} r_a^2 \right)^{1/2} \quad r_a = r_f \leq A \quad (5)$$

$$v_a = \left(\frac{m_f^2}{\rho^2} + k_a^2 \right)^{1/2} (1/r_a) = K_a/r_a \quad r_a = r_f \geq A \quad (6)$$

siendo K_a = intensidad vorticial resultante.

De estas dos expresiones de la velocidad horizontal resultante, la de mayor interés es la ecuación (6), para $r_a = A$, ya que la teoría supone que esa es la velocidad inicial con que contribuyen los vórtices anticiclónicos generadores en la periferia del ciclón circular.

El trianguloide es el espacio comprendido entre los tres vórtices anticiclónicos, limitado por las superficies laterales que separan las zonas de curvatura anticiclónica de la zona de curvatura ciclónica, en el espacio de interacción. En él se concentra y redistribuye la masa y la energía dinámica para desarrollar el huracán.

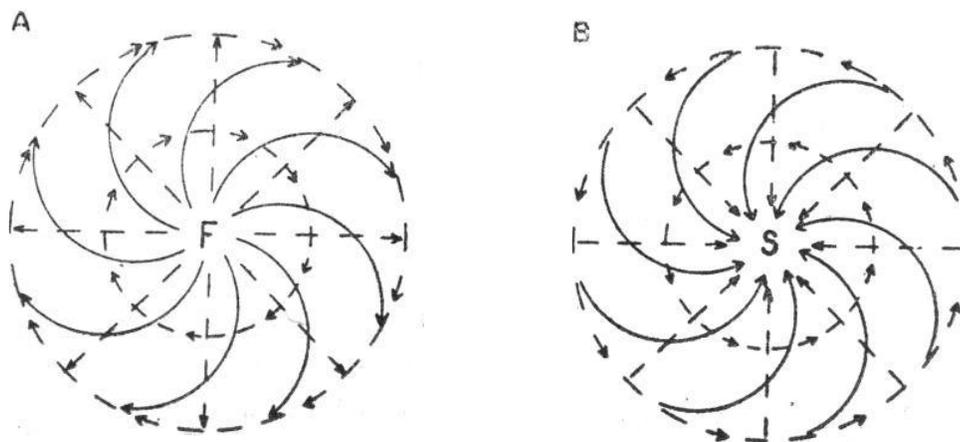


FIG. 2. Vórtices. A. Espiral anticiclónico. B. Espiral ciclónico.

El ciclón circular es el espacio limitado por la superficie lateral de revolución que se genera por el movimiento circulatorio de las masas de aire concentradas por los vórtices anticiclónicos, y su estructura se supone similar a la de un vórtice espiral ciclónico especial resultante de la combinación de un sumidero horizontal especial y de un vórtice ciclónico puro, con sus centros coincidentes. En él las masas de aire siguen trayectorias espirales ciclónicas convergentes hacia la región central. Y el flujo de masa entrante en el espacio del ciclón es el flujo saliente de los vórtices anticiclónicos (Fig. 2B).

Procediendo en forma similar a como se hizo con el vórtice espiral anticiclónico, y considerando que se supone el sumidero especial, el cual no es el negativo de la fuente pura, debido a que el flujo convergente de masa hacia el interior del ciclón circular no se mantiene entre dos superficies planas horizontales y paralelas, como en la fuente pura, sino que la masa convergente escapa por la circulación vertical ascendente dentro de él, con mayor velocidad hacia la zona central, se tendrá (RODRÍGUEZ, 1968):

$$\text{Sumidero especial:} \quad m_{se} = \rho v_{rs} / r_s \quad (7)$$

$$\text{Vórtice ciclónico:} \quad v_{tc} = 1/2(w_c) r_c \quad r_c \leq a \leq C \quad (8)$$

$$v_{tc} = 1/2(w_c) a^2 / r_c \quad a \leq r_c \leq C \quad (9)$$

$$\text{si } k_c = 1/2(w_c) a^2: \quad v_{tc} = k_c / r_c$$

donde:

m_{se} = intensidad del sumidero especial $[ML^{-3}T^{-1}]$

ρ = densidad del aire

v_{rs} = velocidad radial del sumidero

- r_s = distancia radial al centro del sumidero
 v_{tc} = velocidad tangencial horizontal del vórtice ciclónico
 $1/2(w_c)$ = velocidad angular horizontal del núcleo rotacional del vórtice ciclónico (de la periferia del ojo)
 w_c = vorticidad ciclónica
 r_c = distancia radial al centro del vórtice ciclónico
 k_c = intensidad vorticial del vórtice ciclónico puro
 a = radio del núcleo rotacional (radio del ojo)

La velocidad horizontal resultante del vórtice espiral será:

$$v_c^2 = v_{rs}^2 + v_{tc}^2 \quad \text{y por la (7), (8), (9) y (10):}$$

$$v_c = (m_s r_s / \rho)^2 + (k_c^2 / r_c^2)^{1/2} \quad a \leq r_c \leq C \quad (11)$$

$$v_c = 1/2(w_c) r_c \quad r_c \leq a \leq C \quad (12)$$

donde:

C = radio máximo del ciclón circular

Por la ecuación (1) el flujo de masa saliente del vórtice anticiclónico disminuye su velocidad radial al aumentar la distancia a su centro, y al penetrar en el vórtice ciclónico tangente debe continuar disminuyendo en velocidad radial hasta la pared del ojo del ciclón, donde llega al valor cero (no puede penetrar el ojo). Y esta circunstancia real queda satisfecha dentro del área del ciclón por la ecuación (7). Por ello no se puede adoptar para el ciclón tropical real el modelo de sumidero puro ($m_s = -\rho v_{rs} r_s$), en el cual el flujo de masa aumentaría en velocidad radial al acercarse al centro del ciclón, alcanzando un altísimo valor en la pared del ojo.

Como que v_{rs} es pequeña dentro del ciclón y disminuye con $r_c = r_s$, y al mismo tiempo v_{tc} es relativamente grande y aumenta al disminuir r_c (por conservación del momentum angular), alcanzando un máximo en la pared del ojo ($r_c = a$), la ecuación (11) se puede escribir así:

$$v_c = (k_c^2 / r_c^2)^{1/2} = k_c / r_c \quad \therefore v_c r_c = k_c \quad a \leq r_c \leq C \quad (13)$$

Ya que los conceptos clásicos de fuente pura de masa, sumidero puro de masa, y el nuevo concepto de sumidero especial introducido por el autor, no son de uso frecuente en meteorología tropical, vamos a demostrar cómo se obtienen sus ecuaciones y la relación entre ellas (Fig. 3A, B, D).

La fuente pura bidimensional de masa consiste en el flujo radial saliente desde un eje perpendicular entre dos planos paralelos de refe-

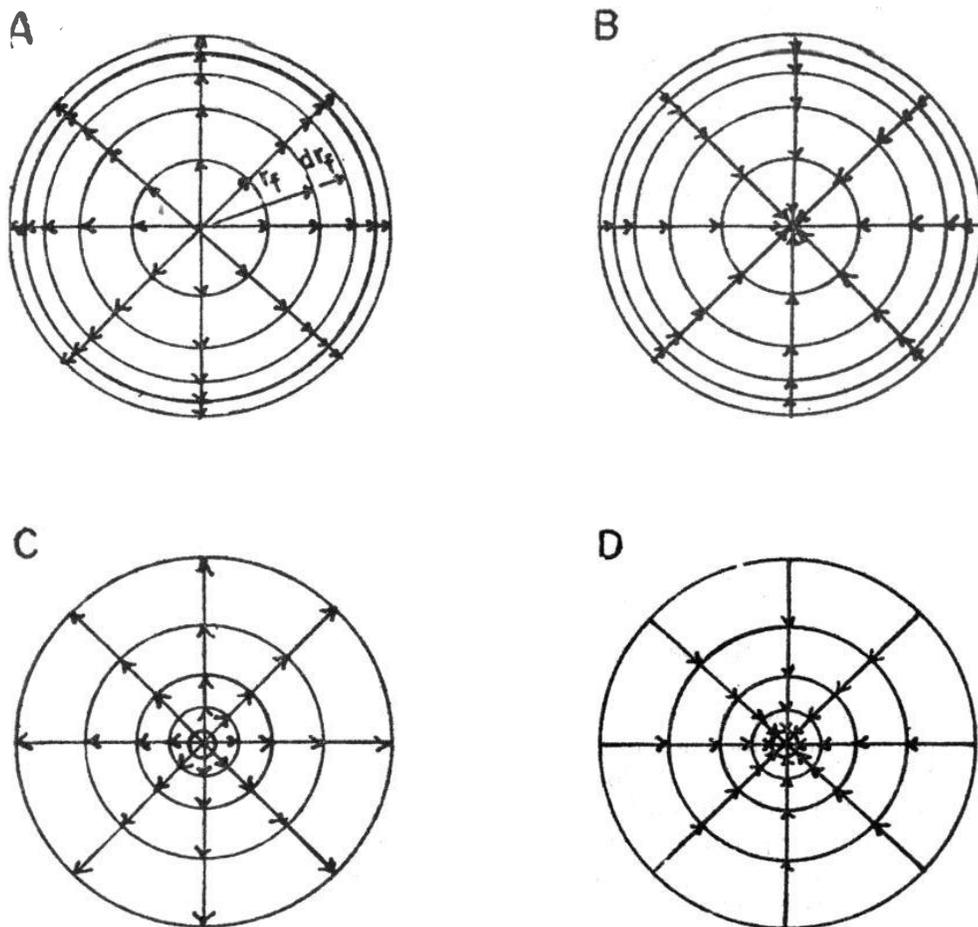


FIG. 3. Fuentes y sumideros. A. Fuente pura. B. Sumidero puro. C. Fuente especial. D. Sumidero especial.

rencia, simétrico en todas direcciones. Si se considera el flujo en uno de los planos de referencia, el punto de intersección del eje con el plano recibe el nombre de fuente simple (Fig. 3A).

Para el flujo de masa en la lámina de espesor h , por unidad de tiempo, se tiene:

$$\frac{2\pi r_{\epsilon} dr_{\epsilon} h \rho}{dt} = 2\pi \rho v_{\epsilon} r_{\epsilon} h \quad (14)$$

$$2\pi \rho v_{\epsilon} r_{\epsilon} = 2\pi m_{\epsilon} \quad \text{siendo } m_{\epsilon} = \rho v_{\epsilon} r_{\epsilon} \quad \text{para } h = 1 \quad (15)$$

donde,

ρ = densidad del aire

$$\begin{aligned}
r_f &= \text{distancia al centro de la fuente (radio)} \\
v_{rf} &= \text{velocidad radial del flujo } (= dr_f/dt) \\
m_f &= \text{intensidad de la fuente pura}
\end{aligned}
\tag{16}$$

El sumidero puro de masa es el negativo de la fuente pura de masa (Fig. 3B). Entonces se tiene:

$$m_s = -\rho v_{rs} r_s \tag{17}$$

Y ya que las ecuaciones de la fuente pura y del sumidero puro solamente se diferencian en signo, sus dimensiones son las mismas.

En el sumidero especial de masa propuesto, ecuación (7) (Fig. 3D).

$$m_{se} = \frac{\rho v_{rs}}{r_s} = - \frac{\rho v_{rs} r_s}{r_s^2} m_s \tag{18}$$

su intensidad m_{se} también debe mantenerse constante, para lo cual su velocidad radial debe disminuir con el radio, y, por lo tanto, el volumen y la masa (a densidad constante) por unidad de tiempo deben disminuir hacia el centro del sumidero. Y esta condición está en concordancia con lo observado en el ciclón tropical real, en el cual la masa de aire convergente escapa en el movimiento vertical ascendente, con mayor velocidad al disminuir el radio, hasta un máximo en la pared del ojo. De (18) se desprende que $m_{se} < m_s$.

Comparando las ecuaciones (1), (7), y (17), se concluye que las dimensiones del sumidero especial no pueden ser iguales a las de la fuente pura ni a las del sumidero puro.

La ecuación (13) anterior representa la distribución radial horizontal del viento tangencial dentro del espacio del ciclón circular y fuera del ojo, y su curva tiene el perfil hiperbólico (Fig. 4B: C'H'). Sin embargo, en la capa baja del ciclón tropical real no se cumple esta distribución del viento tangencial, sino que se aproxima a la ecuación:

$$v_c r_c^\alpha = \text{constante} \quad \text{donde } 0,4 < \alpha < 0,6 \tag{19}$$

Si al converger las masas de aire hacia el centro del ciclón en trayectorias espirales se conservara el momentum angular relativo, entonces la velocidad tangencial horizontal del viento aumentaría hacia el centro del huracán, según la ecuación (13), hasta un valor máximo en la pared del ojo (Fig. 4A, 4B: C'H'). Pero la distribución real aproximada del viento es según la ecuación (19), la cual representa una conservación parcial del momentum angular (Fig. 4B: C'H''), la cual puede ser considerada como representativa de un perfil subhiperbólico. Y en el modelo vorticial

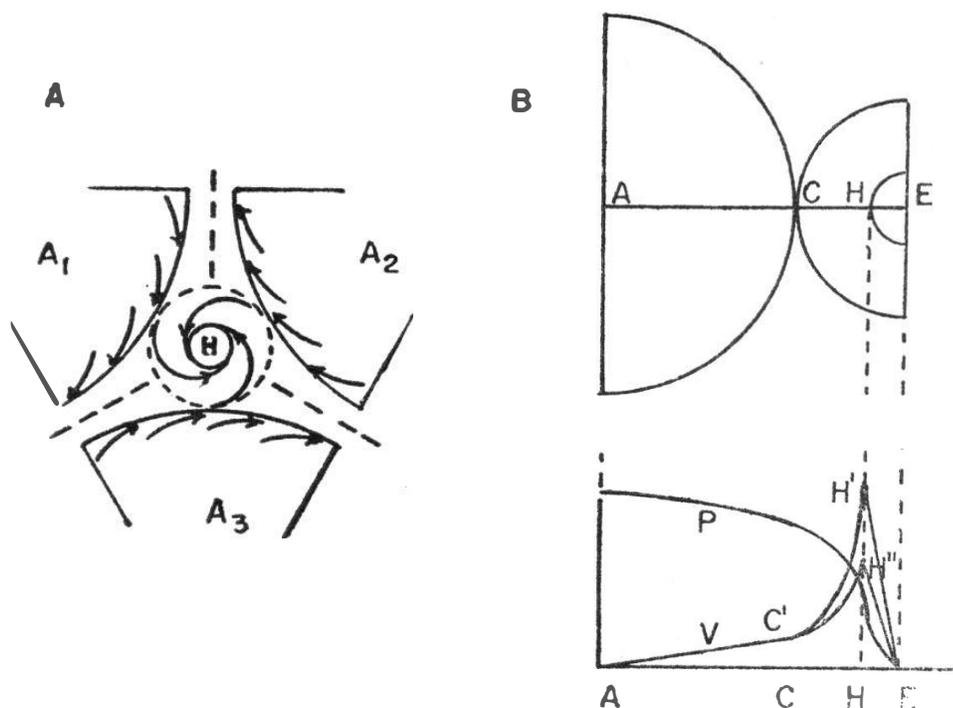


FIG. 4. A. Zona de interacción entre los vórtices anticiclónicos. B. Distribución radial de la presión (P) y del viento (V) entre el centro de un vórtice anticiclónico y el del ciclón.

propuesto se supone que la diferencia entre la ecuación teórica (13) y la ecuación real aproximada (19) se debe a la pérdida de momentum angular por fricción, por viscosidad, y por transporte horizontal y vertical al escapar las masas de aire por las zonas de resbalamiento y en la circulación vertical entre los vórtices anticiclónicos.

Si en la (19) se hace $\alpha = 1 - d$, $\therefore d = 1 - \alpha$, se tiene:

$$v_c r_c^{(1-d)} = \text{constante} \quad (20)$$

Se observa que el exponente d se puede interpretar como directamente proporcional a las pérdidas de momentum angular, por lo que puede recibir el nombre de exponente de pérdidas y escape.

Los valores de α y de d se pueden calcular experimentalmente aplicando la ecuación (19) para los valores de v_c y de r_c en un punto inicial de tangencia del anticiclón con el ciclón, y en un punto final, en la periferia del ojo. Se obtiene:

$$v_{ci} r_{ci}^\alpha = v_{cf} r_{cf}^\alpha = \text{constante}, \therefore \alpha = \frac{\log(v_i/v_f)}{\log(r_i/r_f)} \quad (21)$$

En el caso de un ciclón tropical de las siguientes características:

$$v_{ci} = 40 \text{ km/h}, r_{ci} = 300 \text{ km}, v_{cf} = 200 \text{ km/h}, r_{cf} = 10 \text{ km}$$

$$\text{se obtiene: } \alpha = \frac{\log(200/40)}{\log(300/10)} = \frac{0,70}{1,30} = 0,52, \quad (d = 0,48)$$

En forma similar se aplicó al caso de un tornado real y de un ciclón extratropical real, obteniéndose, respectivamente:

para el tornado: $\alpha = 0,77, d = 0,23$; para el ciclón extratropical:

$$\alpha = 0,32, d = 0,68$$

De los resultados anteriores se concluye que el exponente de escape d aumenta en valor desde el caso del tornado al ciclón tropical y al extratropical, lo que permite suponer que mientras mayores sean los vórtices anticiclónicos generadores, mayores serán las pérdidas de momentum angular, y, por tanto, menores los vientos máximos del torbellino.

La intensidad vorticial del huracán propiamente dicho, o anillo central de máximas velocidades, se obtiene a partir de la ecuación (19):

$$v_c r_c^\alpha = v_h a^\alpha \therefore v_h = \frac{v_c r_c^\alpha}{a^\alpha} \quad (22)$$

también $v_c = k_a/A$, que sustituida en (22) da:

$$v_h = \frac{k_a r_c^\alpha}{A a^\alpha}, \text{ que llevada a } k_h = v_h a, \text{ se tiene}$$

$$k_h = \frac{k_a r_c^\alpha a}{A a^\alpha} = F(k_a, A, r_c, \alpha) \quad (23)$$

por ser $a = f(k_a, A, r_c, \alpha)$

2.2 Cambio de intensidad del ciclón tropical

La intensificación y el debilitamiento del ciclón tropical se pueden interpretar como el aumento o la disminución, respectivamente, de la intensidad vorticial k_h con respecto al tiempo.

Recordando que $\alpha = 1 - d$, la (23) queda $k_h = F(k_a, A, r_c, d)$, y derivándola con respecto al tiempo:

$$\frac{dk_h}{dt} = F\left(\frac{dk_a}{dt}, \frac{dA}{dt}, \frac{dr_c}{dt}, \frac{d(d)}{dt}, k_a, A, r_c, d\right) \quad (24)$$

Ya que la intensidad vorticial k_a puede expresarse en función del gradiente de presión G_p , o en función del gradiente del geopotencial G_g , se pueden obtener ecuaciones similares a la (24) en función de estas dos variables, en vez de k_a . También se puede obtener una ecuación similar derivando con respecto al tiempo la ecuación (22).

La ecuación (24) expresa que el cambio de la intensidad vorticial del huracán es una función de la intensidad vorticial de los anticiclones, de sus diámetros, del radio del ciclón, y del exponente de escape, así como de la tendencia (cambio con respecto al tiempo) de estas cuatro variables. De esta ecuación se puede derivar un nuevo método para el pronóstico de la intensidad del huracán.

2.3 La traslación del centro del ciclón tropical

En el modelo propuesto se considera que la velocidad de traslación del centro del ciclón tropical es la resultante de la contribución simultánea de las componentes de velocidades aportadas por los vórtices anticiclónicos generadores. Para obtener esta resultante se ha utilizado el método del potencial complejo (RODRÍGUEZ, 1968).

El potencial complejo es: $W = \varphi + i\psi$

donde, φ = potencial de la velocidad

ψ = función de corriente

Y para el caso del vórtice espiral anticiclónico:

$$W_a = -m_f \log(z - z_0) + ik_a \log(z - z_0) \quad (26)$$

donde, $z = x + iy$, para un punto cualquiera del campo, y

$z_0 = x_0 + iy_0$, para el centro del anticiclón.

RODRÍGUEZ (1968:15) expresa: "como aproximación práctica se ha supuesto que los vórtices anticiclónicos generadores tienen un núcleo rotacional de radio A , y que su parte externa es irrotacional, por ser pequeña relativamente la velocidad radial de la fuente. Entonces, el área de interacción donde se genera el ciclón comprende el campo de velocidad inicialmente irrotacional". Esto es, se desprecia la contribución del sumidero ($-m \log(z - z_0) = 0$). Así, para el caso de tres vórtices anticiclónicos A_1, A_2, A_3 , de intensidades vorticiales k_1, k_2, k_3 , con sus centros en los puntos: z_1, z_2, z_3 , sus potenciales complejos serán:

$$\begin{aligned} w_1 &= ik_1 \log(z - z_1), & \text{para } z_1 &= x_1 + iy_1 \\ w_2 &= ik_2 \log(z - z_2), & \text{" } z_2 &= x_2 + iy_2 \\ w_3 &= ik_3 \log(z - z_3), & z_3 &= x_3 + iy_3 \quad \text{y} \end{aligned} \quad (27)$$

$W = w_1 + w_2 + w_3 =$ potencial complejo resultante

$$W = i[k_1 \log(z - z_1) + k_2 \log(z - z_2) + k_3 \log(z - z_3)] \quad (28)$$

De (28) se obtiene la velocidad compleja v_w :

$$-\frac{dW}{dz} = -i\left(\frac{k_1}{z - z_1} + \frac{k_2}{z - z_2} + \frac{k_3}{z - z_3}\right) = u - iv = v_w \quad (29)$$

donde, $v_w =$ velocidad compleja

$u =$ componente zonal sobre el eje de las X

$v =$ componente meridiana sobre el eje de las Y

La velocidad real del centro del huracán será: $v_R = u + v$

De la (29) se deduce que

$$v_R = F(k_1, k_2, k_3, z_1, z_2, z_3), \text{ o sea, } v_R = F(k_a, z_a) \quad (30)$$

Ya que $k_a = f(G_p)$, o también $k_a = F(G_g)$, de la (30):

$$v_R = F(G_p, z_a) \text{ y } v_R = f(G_g, z_a) \quad (31)$$

Por lo anterior se concluye que la velocidad de traslación del centro del ciclón es función de las intensidades de los vórtices anticiclónicos (o de los gradientes de presión o gradientes geopotenciales, G_p y G_g) y de coordenadas de sus centros.

De las ecuaciones (31) se pueden obtener las ecuaciones para la aceleración de la traslación del ciclón:

$$\frac{dv_R}{dt} = F\left(\frac{dG_a}{dt}, \frac{dz_a}{dt}, G_a, z_a\right) \text{ para } G_a = G_p, \text{ o } G_a = G_g \quad (32)$$

Las ecuaciones (29), (30), (31) y (32), permiten derivar un nuevo método para el pronóstico del movimiento de los ciclones tropicales.

2.4 La fuente de la energía del ciclón tropical

El modelo supone al ciclón tropical como un sistema termodinámico abierto que recibe la masa y la energía de los vórtices anticiclónicos laterales, considerados también como sistemas termodinámicos abiertos.

STARR (1948) ha demostrado que los sistemas anticiclónicos son fuentes de energía cinética por ser centros de altas presiones y divergencia, y que los ciclones, centros de bajas presiones y convergencia, son

sumideros de energía cinética. Y si en la zona de interacción de los sistemas anticiclónicos se organizara la circulación ciclónica horizontal y la circulación vertical en un estado casi permanente, como se postula en el modelo, suponiendo la atmósfera seca por ahora, entonces, después de cierto tiempo, quedaría establecida en la columna de la atmósfera una distribución vertical de la temperatura según el gradiente adiabático seco (Fig. 5, curva D). Pero si se supone que el aire que entra en el área del ciclón es húmedo, como en la atmósfera real, entonces la distribución de la temperatura en el ascenso sería según la del proceso adiabático seco hasta el nivel de condensación (L), y desde ese nivel hacia arriba según la curva (R) del proceso adiabático saturado. Pero los sondeos muestran (RIEHL, 1954) que en la zona de lluvia del ciclón la distribución vertical de la temperatura es muy próxima a la del proceso adiabático saturado, y esta es la condición de una atmósfera estable. Por esta razón la masa de aire del ciclón no puede ascender libremente por calentamiento (inestabilidad convectiva). Sólo podría ascender mecánicamente forzada por fuerzas externas, como en el caso de la zona de interacción entre los vórtices anticiclónicos.

En el modelo vorticial propuesto la energía del ciclón tropical es aportada por los vórtices anticiclónicos. Pero no es suficiente sugerir y demostrar la existencia de una nueva fuente de energía para la génesis y desarrollo del huracán, sino que es necesario también justificar en qué se emplea el calor latente de condensación que hasta ahora se ha supuesto su fuente de energía.

La mayoría de las teorías sobre los ciclones tropicales basadas en el calor latente como fuente de su energía suponen que la cantidad de calor

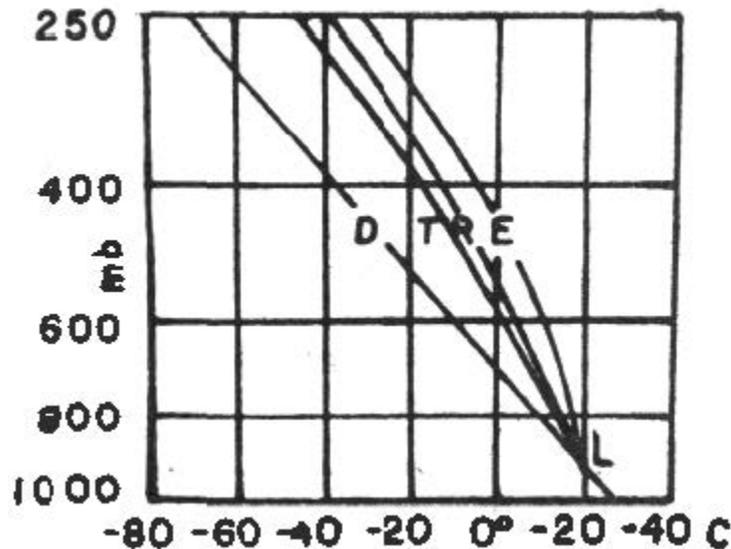


FIG. 5. Carta termodinámica meteorológica (Pseudoadiabática).

latente utilizada en el calentamiento es la necesaria para aumentar la temperatura de la atmósfera del ciclón (curvas R y E) sobre la temperatura de la atmósfera tropical media (curva T), que en realidad está distante del ciclón, lo cual permitiría utilizar parte del restante calor latente liberado, representado en el gráfico por el área entre la curva (D) y la curva (T), para la energía del ciclón. Y este razonamiento no es correcto, pues el calor latente liberado en el proceso del ascenso adiabático saturado se emplea en calentar la atmósfera del ciclón desde la curva adiabática seca (D) hasta la saturada (R). Y en este principio se basa precisamente la construcción de las cartas adiabáticas en meteorología.

El autor ha calculado y comparado, en un ciclón tropical típico, la cantidad de calor latente liberado, con el calor utilizado en el calentamiento de la columna, y ha obtenido resultados satisfactorios (RODRÍGUEZ, 1968). Las características del ciclón típico utilizado fueron las siguientes:

Radio del ciclón (área de lluvias intensas)	$r_c = 300 \text{ km}$
altura	$h = 10 \text{ km (aprox. 250 mb)}$
radio del ojo	$r_o = 10 \text{ km}$
densidad media del aire	$\rho = 10^{-3} \text{ ton/m}^3$
lluvia	$pp = 200 \text{ mm/24 h} = 50 \text{ mm/6 h}$
nivel de condensación	$920 \text{ m y } 20^\circ \text{ C}$

(suponiendo que la masa del ciclón se renueva en 6 horas)

Los resultados fueron los siguientes:

Calor latente liberado	$Q = 3,52 \times 10^{16} \text{ Kj}$
Calor total absorbido	$H = 3,24 \times 10^{16} \text{ Kj}$

Se observa que la diferencia entre el calor latente liberado y el utilizado en el calentamiento de la atmósfera del ciclón es relativamente pequeña y que está dentro de un orden de aproximación aceptable, ya que puede deberse a las pérdidas de energía y a los valores supuestos para la precipitación y para la temperatura de las curvas R y E a los 250 mb. [Un aumento de 4°C en la temperatura para la curva (R), igualaría el valor H al valor de Q , y una disminución de la lluvia a 46 mm/6 h , igualaría el valor de Q al valor de H .]

Otro de los argumentos utilizados en favor de la tesis del calor latente es el hecho de que el ciclón tropical maduro presenta en su plano vertical una estructura baroclínica, en un sentido aparentemente favorable para la circulación vertical en concordancia con la real (Fig. 6A).

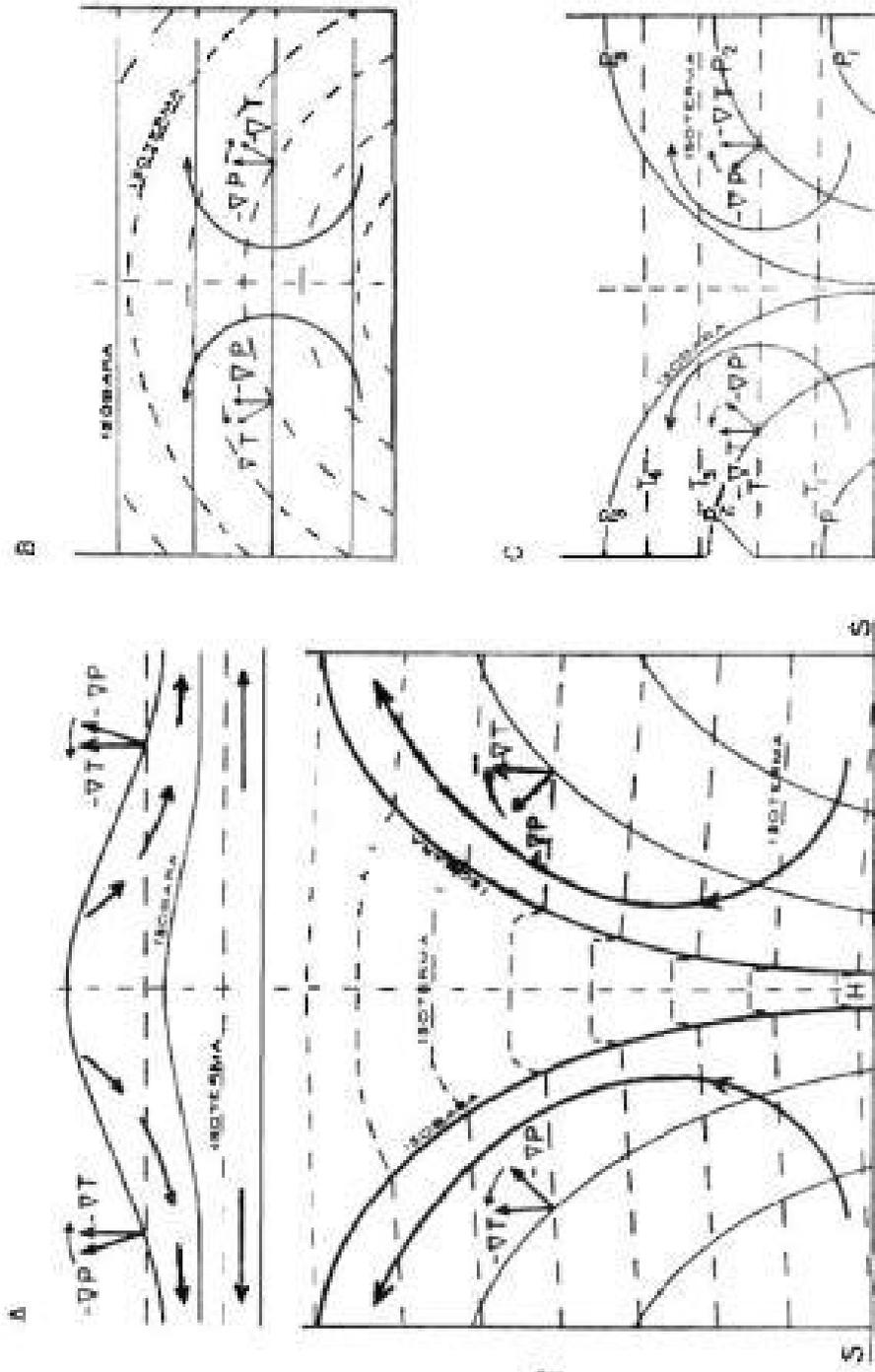


FIG. 6. A. Distribución de la presión y de la temperatura en un corte vertical del ciclón maduro. B. Baroclinicidad de origen térmico. C. Baroclinicidad de origen dinámico.

Hagamos las siguientes consideraciones:

De acuerdo con el modelo propuesto, primero se establece el mecanismo de la convergencia ciclónica, y a medida que se va desarrollando la circulación ciclónica horizontal y la circulación vertical y el sistema se intensifica, baja la presión en la región central del ciclón debido al efecto de la fuerza centrífuga, y aumenta su temperatura por el descenso adiabático de la masa central y por el calor latente liberado, creándose la aparente estructura baroclínica. Esto es, la condición baroclínica es un efecto de la circulación horizontal y vertical y no puede ser utilizada como generadora de éstas.

Existe un fuerte razonamiento que se opone igualmente a atribuir a esa aparente estructura baroclínica el aumento de la circulación horizontal y vertical en el ciclón tropical, y es el siguiente: en el teorema de la circulación de W. Bjerknes solamente se establece una relación directa entre la circulación de la aceleración absoluta y el número de solenoides (por ejemplo, de presión-temperatura), sin que en la fundamentación del teorema intervengan las condiciones del proceso termodinámico que experimentan las partículas de aire húmedo y saturado en el movimiento vertical en el espacio del ciclón. Y ya hemos visto anteriormente cómo en el caso real del ciclón tropical, el proceso de ascenso adiabático saturado estabiliza su atmósfera y, por lo tanto, se opone a la circulación de la condición baroclínica. Y si no fuera así, la condición baroclínica creada mecánicamente por la circulación ciclónica horizontal y vertical generada por la interacción de los vórtices anticiclónicos, contribuiría a aumentar esta condición, repitiéndose el ciclo, lo cual conduciría al movimiento perpetuo de primera clase.

Basado en el análisis anterior, podemos concluir que una capa barotrópica de la atmósfera (con sus superficies isotérmicas e isobáricas paralelas en equilibrio hidrostático) puede pasar a ser baroclínica según dos procesos diferentes:

- a) Baroclinicidad de origen térmico, producida por calentamiento, con cambio en la orientación de las superficies isotérmicas y sin cambio en la de las superficies isobáricas (Fig. 6B). Este es el caso que contribuye al movimiento vertical en las turbonadas del verano.
- b) Baroclinicidad de origen dinámico, producida por el movimiento circular y vertical y la correspondiente fuerza centrífuga, con cambio en la orientación de las superficies isobáricas y sin cambio (o poco cambio) en la orientación de las superficies isotérmicas (Fig. 6C). Este es el caso de la baroclinicidad producida por la circulación ciclónica horizontal y la circulación vertical forzada mecánicamente por los vórtices anticiclónicos.

Por todo lo anterior, el autor concluye que la fuente de la energía que origina y desarrolla el ciclón tropical es la aportada por los vórtices anticiclónicos, parte de la cual se emplea en vencer la estabilidad que se crearía en su atmósfera por la liberación del calor latente de condensación. De esto último se deduce que mientras menos humedad absoluta contenga la masa del ciclón tropical, considerando la misma energía aportada por los vórtices anticiclónicos en igualdad de las demás condiciones, más intensa será la circulación del ciclón tropical.

3. APLICACIONES PRÁCTICAS

3.1 Movimiento de traslación del centro del ciclón

El vector velocidad de traslación del centro del ciclón tropical a un nivel dado será el resultante de los vectores componentes que representan las velocidades inducidas por los vórtices anticiclónicos no considerando el aumento de la velocidad tangencial hacia el centro por la conservación del momentum angular, por suponerse la misma en cada circunferencia alrededor del centro (RODRÍGUEZ, 1957, 1968).

Es posible considerar tres soluciones para hallar el valor de las componentes de la velocidad, aportadas por los vórtices anticiclónicos:

- (a) Expresando el valor de cada vector componente en función de la velocidad tangencial del viento que el vórtice anticiclónico induce en un punto cualquiera de la línea que une el centro del ciclón con el del vórtice anticiclónico correspondiente (RODRÍGUEZ, ecuación 4) para el campo del vórtice anticiclónico:

$$v_{ta}r_a = k_a \quad (33)$$

- (b) Expresando el valor de cada vector componente en función del gradiente medio de presión entre el centro del vórtice anticiclónico y el centro del ciclón.
- (c) Expresando el valor de cada vector componente en función del gradiente medio de geopotencial entre el centro del vórtice anticiclónico y el centro del ciclón.

De las tres soluciones, la (c) es la más idónea y práctica. Veamos:

En la solución (a) no siempre se puede determinar por la observación la velocidad del viento en puntos de la línea que une el centro del vórtice anticiclónico y el centro del ciclón. Y además, los valores de la velocidad del viento en algunos casos están sujetos a las grandes variaciones por efecto de la convergencia y la divergencia horizontal, por lo cual no son representativos del valor de las intensidades de los vórtices anticiclónicos generadores.

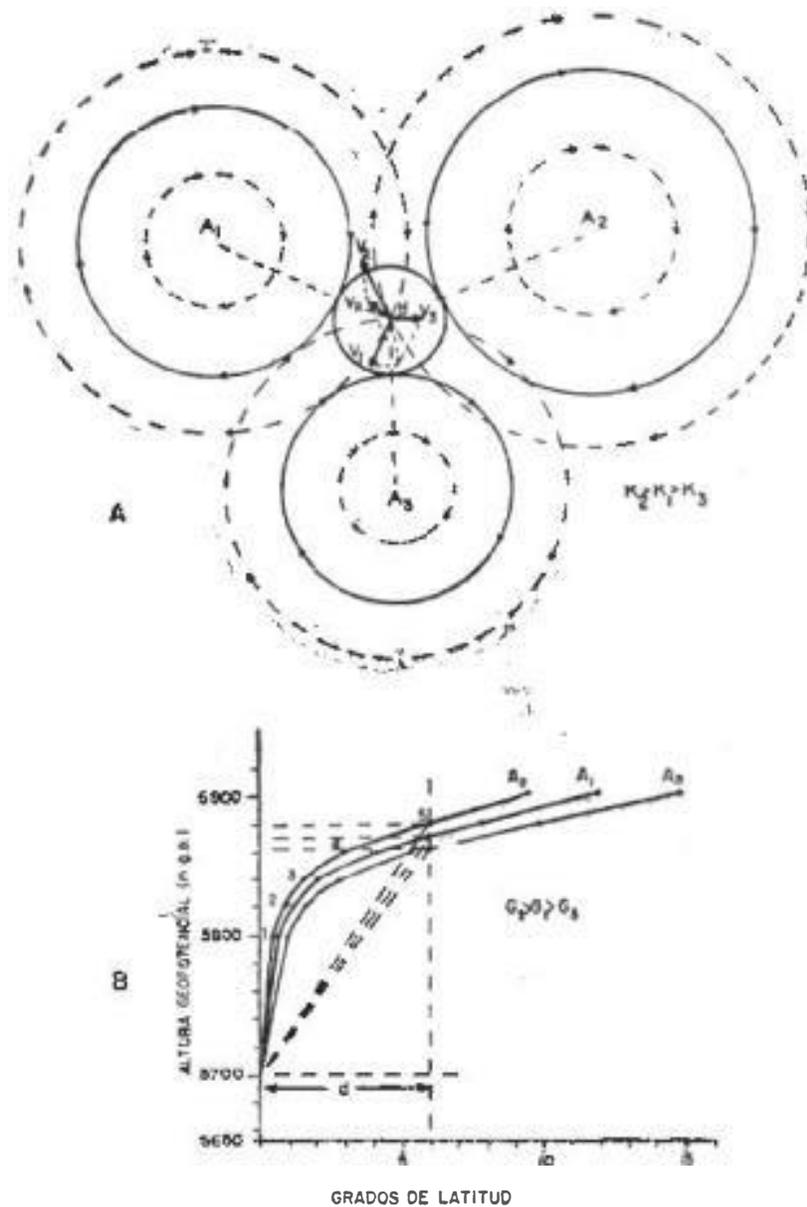


FIG. 7. Aplicación práctica de la teoría vorticial a la traslación del ciclón tropical. A. Caso de tres vórtices anticiclónicos. B. Perfil isohéptico.

La solución (b) tiene el inconveniente de que, para fines prácticos, los gradientes de presión solamente se pueden obtener en los mapas meteorológicos de presión al nivel del mar, ya que en los niveles superiores se usan los mapas sinópticos de presión constante por sus ventajas sobre los de altura constante (mapas isobáricos).

La solución (c) tiene la ventaja de que siempre es posible determinar el gradiente geopotencial para fines prácticos, ya que los mapas sinópticos del aire superior, desde los 1 000 mb hasta la base de la estratósfera, son a presión constante, y las velocidades de los vientos son representativas de los gradientes geopotenciales de los vórtices anticiclónicos, los cuales, de acuerdo con la tesis vorticial, regulan el movimiento del ciclón tropical.

El método práctico para aplicar la solución (c) al pronóstico del movimiento del ciclón es el siguiente (RODRÍGUEZ, 1968):

- (1) Para un nivel dado, se trazan los radiovectores desde el centro del ciclón a los centros de los vórtices anticiclónicos (Fig. 7A).
- (2) Se construyen los perfiles de alturas geopotenciales (isohipsas) en la dirección de los radiovectores (Fig. 7B).
- (3) Se adopta para cada perfil un gradiente medio efectivo entre un punto en la curva del perfil donde la tangente forma aproximadamente 10° con la horizontal, y el punto del centro del ciclón.
- (4) Se aplica la siguiente ecuación aproximada:

$$G_a = \frac{H_c - H_h}{d} = \text{gradiente medio efectivo.} \quad (34)$$

H_c = altura geopotencial del punto efectivo del perfil

H_h = altura geopotencial en el centro del ciclón o huracán

d = distancia horizontal del centro del ciclón al punto efectivo

- (5) En el mapa meteorológico de presión constante, al nivel escogido, se aplican, en el centro del ciclón, los vectores proporcionales a los gradientes efectivos para cada vórtice anticiclónico, en una dirección perpendicular a los radios vectores, en sentido anticiclónico. El vector de la velocidad de traslación resultante se hallará geoméricamente. (El factor de proporcionalidad de los gradientes efectivos será función de la latitud y del radio de curvatura de los vórtices anticiclónicos, de acuerdo con la ecuación del viento gradiente.)

El método práctico propuesto puede aplicarse en pronósticos a corto plazo (6 a 12 horas). Pero para pronósticos a más largo plazo es necesario utilizar la ecuación (32) de la tendencia (RODRÍGUEZ, 1968), o el método del pronóstico numérico basado en la teoría vorticial, ya que el método práctico, en este caso, solamente puede ser confiable en determinar aproximadamente el rumbo y determinar cualitativamente si la velocidad de traslación aumenta o disminuye respecto al mismo período de tiempo anterior.

3.2 El cambio de la intensidad del ciclón tropical

Para determinar el cambio de intensidad del ciclón, o tendencia de la velocidad máxima del anillo central del huracán, se deriva con respecto al tiempo la ecuación (22) (RODRÍGUEZ, 1968), si se conocen los valores de v_c , r_c , a , y α , obteniéndose para el caso de suponer a y α constantes:

$$\frac{dv_h}{dt} = \frac{1}{a} \left(r_c^a \frac{dv_c}{dt} - \alpha r_c^{\alpha-1} \frac{dr_c}{dt} v_c \right) = f \left(\frac{dv_c}{dt}, \frac{dr_c}{dt}, v_c, r_c, a, \alpha \right) \quad (35)$$

Para el caso en que no se tengan los valores de la tendencia de v_c y la de r_c , se puede utilizar la ecuación (24) de la tendencia de la intensidad vorticial del anillo de velocidad máxima del huracán (k_h).

En ambos casos, para los efectos prácticos, hay que asumir las tendencias de las variables por métodos sinópticos subjetivos, por lo cual sólo pueden ser confiables los resultados cualitativamente, o sea, si el ciclón aumenta o disminuye en intensidad, en pronósticos a corto plazo (6 a 12) horas. Para pronósticos a más largo plazo debe utilizarse el método numérico adecuado basado en la teoría vorticial.

4. CONCLUSIONES

Las siguientes conclusiones (RODRÍGUEZ, 1957, 1968) han recibido una posterior comprobación, según la opinión del autor, después de haber seguido, desde el mismo punto de vista, el curso de muchos huracanes del Atlántico, el Mar Caribe, el Golfo de Méjico, e incluso del Pacífico oriental adyacente a la América Central. Ellas son las siguientes:

1. Los vórtices anticiclónicos son las fuentes de la energía del ciclón tropical. El calor latente de condensación liberado es un efecto y no la causa del proceso, y se opone al trabajo de los vórtices anticiclónicos.

2. El ciclón tropical está obligado a moverse en las zonas de bajo geopotencial entre los vórtices anticiclónicos u hondonadas.

3. Aunque el huracán puede generarse en la zona de interacción de dos, tres, o más vórtices anticiclónicos (teóricamente entre n vórtices),

el caso ideal es el de tres vórtices anticiclónicos, y el de mayor frecuencia es el caso de dos. En este caso el vórtice anticiclónico que aporta el flujo entrante en la zona del huracán debe ser de mayor intensidad vorticial para garantizar la concentración de masa y energía.

4. La fuerza de Coriolis no juega un papel fundamental en la dinámica del propio ciclón tropical (dentro del área del triánguloide), sino en la estructuración de los vórtices anticiclónicos. Esto explica la formación de huracanes en muy bajas latitudes (hasta 10° o menos, en el hemisferio *N*).

5. En el sistema de vórtices anticiclónicos y el huracán, el flujo de los anticiclones penetra en la zona del ciclón en la capa baja de la tropósfera, existiendo un nivel medio por encima del cual el flujo es saliente. Este mecanismo está controlado por los anticiclones.

6. En los casos de bajas latitudes, el flujo monzónico procedente de la zona ecuatorial puede contribuir como sector de inyección equivalente a un tercer vórtice anticiclónico.

7. El criterio del triple punto de Rodewald y de Depperman, en la superficie, es necesario, pero no suficiente. Debe estar representado en los niveles superiores.

8. La intensidad del huracán depende de las intensidades y de las posiciones relativas de los vórtices anticiclónicos.

9. El cambio de intensidad del huracán depende del cambio en el tiempo (tendencia) de los vórtices anticiclónicos y del cambio en sus posiciones relativas, así como de sus valores.

10. La traslación del centro del huracán depende de la intensidad y tendencia de los vórtices anticiclónicos y de las posiciones de sus centros y sus tendencias.

11. La intensidad de los vientos, la nubosidad, y las lluvias varían en el área del ciclón tropical según sus direcciones radiales. Tienen valores máximos en los sectores de inyección (de máxima convergencia). El clásico concepto de semicírculo peligroso y semicírculo manejable debe ser revisado, y sustituido por el de sectores de peligro y sectores de seguridad relativa (Fig. 1A: zonas hacia HS_1 , HS_2 , HS_3 , y hacia HA_1 , HA_2 , HA_3).

12. Debido al gran radio de los vórtices anticiclónicos, es necesario, para la investigación del ciclón tropical, conocer la estructura de la atmósfera (superficie y capas superiores de la tropósfera) hasta grandes distancias del centro del huracán en todas las direcciones.

13. El modelo vorticial del huracán puede extenderse al tornado en pequeña escala y al ciclón extratropical intenso en escala mayor.

14. El modelo propuesto se puede representar en el laboratorio. En él se pueden realizar experimentos y comprobaciones combinando valores de velocidades de inyección y las distancias relativas de los vórtices anticiclónicos a diferentes niveles relativos.

5. ANÁLISIS DE ALGUNOS HURACANES NOTABLES

Presentaremos brevemente, desde el punto de vista de la teoría vorticial de los huracanes, el análisis de las situaciones meteorológicas de seis notables huracanes. Ellos son los siguientes:

A) Los huracanes “Connie” y “Diana”, de agosto de 1955, que durante varios días se desplazaron simultáneamente, y muy cerca uno del otro, en el Atlántico adyacente a las costas de los Estados Unidos y de las Bahamas (Fig. 8).

El huracán “Connie” (C), penetró en la costa americana el día 12 de agosto, mientras que el “Diana” (D), se desarrollaba y movía lentamente al *NE* y no lejos de Puerto Rico. El “Connie” se desarrolló en la zona de interacción de los vórtices anticiclónicos superiores A_1 , A_2 , A_3 , y el huracán “Diana” (D) entre los vórtices anticiclónicos A_2 , A_3 y A_4 . Y puede decirse que el vórtice A_3 , el menos intenso, contribuyó al desarrollo de dos huracanes a la vez.

De acuerdo con el teorema de Fujiwara, según pensaron algunos meteorólogos, el huracán “Diana” debió desplazarse al primer cuadrante sobre el Atlántico, alejándose de la costa americana. Pero de acuerdo con la teoría vorticial, debía desplazarse por la hondonada de bajo geopotencial, hacia la zona de las Virginias, en la costa oriental de los Estados Unidos, donde estaba azotando el “Connie”. Y así ocurrió, llegando el “Diana” el día 16 a las Virginias, contribuyendo a que la temporada ciclónica de 1955 fuese una de las más desastrosas para los Estados Unidos.

B) El huracán “Hattie” (Fig. 9) comenzó a desarrollarse el día 27 de octubre de 1961, en el extremo S del Mar Caribe occidental, en la zona de interacción de tres vórtices anticiclónicos: El A_1 , que estaba sobre la parte SW del Golfo de Méjico y sobre Yucatán, el A_2 , sobre la Florida y el Atlántico adyacente, y el A_3 sobre la mitad oriental del Mar Caribe, siendo éste el más intenso, los días 28 y 29, durante los cuales se desplazó el huracán en rumbo *NNE*, constituyendo una gran amenaza para Cuba.

Del día 29 al 30 el vórtice A_1 del Golfo de Méjico ganó rápidamente en intensidad y en área, extendiendo su influencia el día 30 sobre el *SE* de los Estados Unidos y las Bahamas septentrionales (Fig. 9), ocasionando que la trayectoria del huracán se inclinase al *NW* y luego al *SW* hacia el Golfo de Honduras, alejándose todo peligro para Cuba. Este huracán causó grandes destrozos en Belice, Honduras, Yucatán y Guatemala.

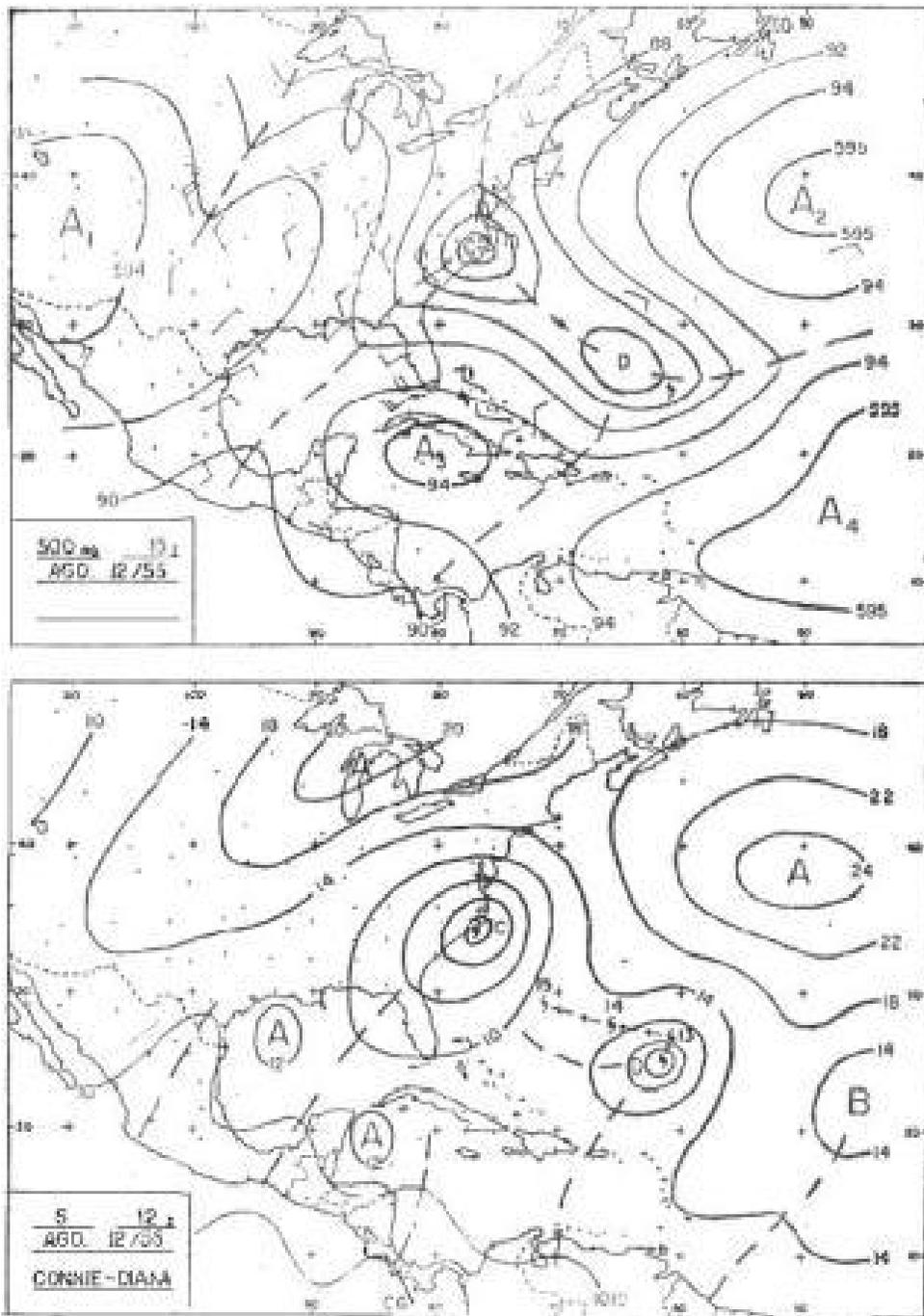


FIG. 8. Carta de superficie (S) y del aire superior (500 mb-5,5 km) de los huracanes "Connie" y "Diana" (1955).

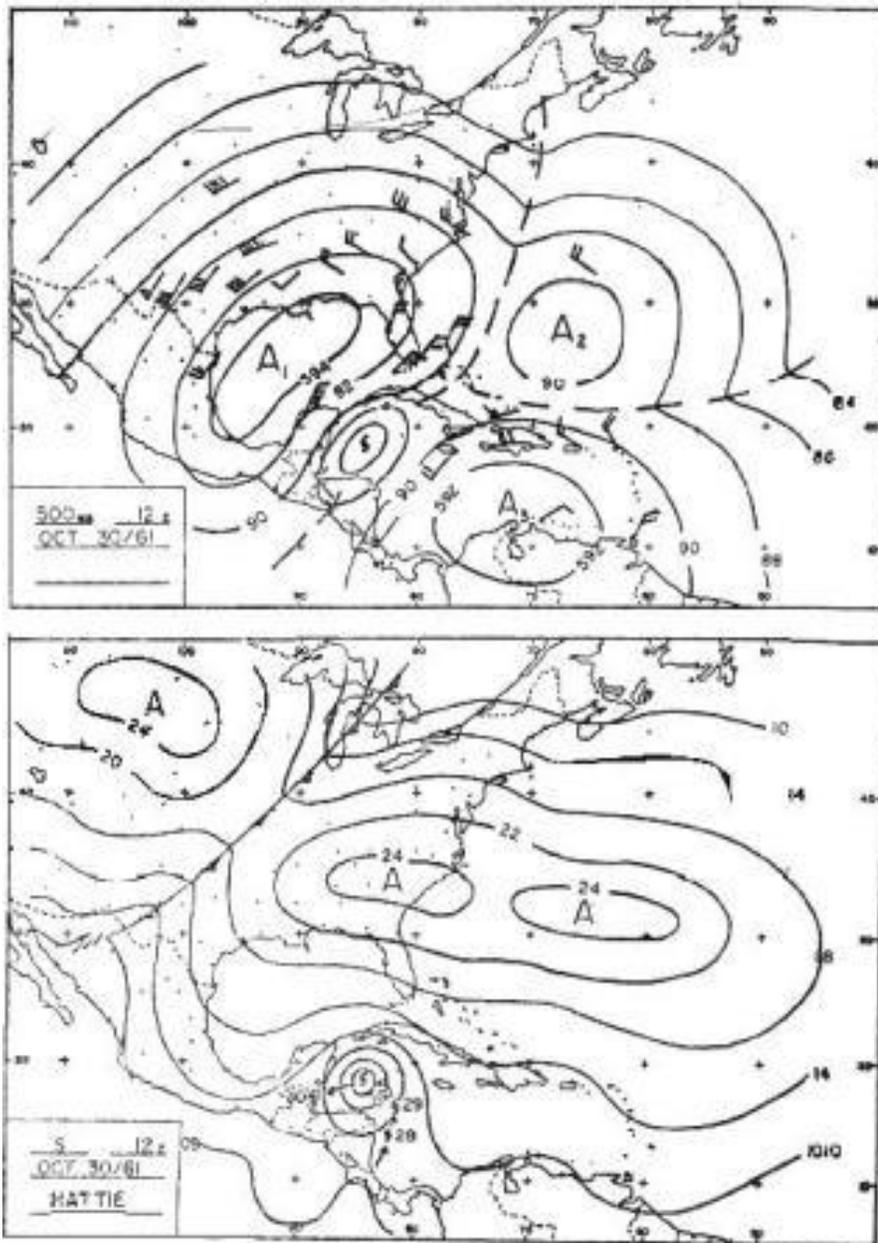


FIG. 9. Carta de superficie (S) y de 500 mb, del huracán "Hattie" (1961).

C) El huracán "Flora", uno de los más notables de la historia de la ciclología tropical de las Antillas, especialmente por su trayectoria y duración sobre la región oriental de Cuba (Fig. 10), se originó en el lejano Atlántico y penetró en el Mar Caribe en la noche del día 30 de septiembre de 1963, comenzando a atacar a Cuba en la mañana del día 4 de octubre (Fig. 11), alimentado por dos grandes vórtices anticiclónicos: el A₁ sobre el centro del Golfo de Méjico, y el A₂, más intenso, sobre el Atlántico al ENE de Puerto Rico.

Del 4 al 5 de octubre (Fig. 12), el vórtice anticiclónico del Golfo de Méjico ganó en área e intensidad, surgiendo un pequeño tercer vórtice A₃ en la región central S del Mar Caribe, situación que contribuyó a cambiar el rumbo del huracán hacia el SW, S y E en la mañana del día 5, cerrando un lazo con su rumbo al W en la tarde de ese día, sobre la zona de Contramaestre a Bayamo, saliendo al Golfo de Guacanayabo, por el N de Manzanillo, en horas de la noche. Durante el día 6 (Fig. 13), el "Flora" se movió lentamente, bajo la influencia de los sistemas anticiclónicos, hasta que el día 7 (Fig. 14) perdió fuerza el vórtice A₁ del Golfo de Méjico, ganándola a la vez el vórtice A₂ del Caribe, el cual se desplazó hacia las Antillas Menores, circunstancia, que junto al surgimiento de un tercer vórtice anticiclónico sobre el NE de los Estados Unidos y el Atlántico adyacente hasta las inmediaciones de las Bermudas, fueron favorables para el desarrollo de un intenso centro de amplia circulación ciclónica superior, al N de las Bahamas orientales, que influyendo sobre la mitad

TABLA 1. Diferencias entre los rumbos reales y los pronosticados para el huracán Beulah, septiembre de 1967.

Día	Hora (TG)	0-5°	6-10°	11-15°	16-20°	20-40°
11	1200Z	×				
12	0000Z	×				
12	1200Z	×				
13	0000Z			×		
13	1200Z	×				
14	0000Z			×		
14	1200Z					×
15	0000Z	×				
15	1200Z		×			
16	0000Z					×
16	1200Z	×				
Totales		6	1	2		2

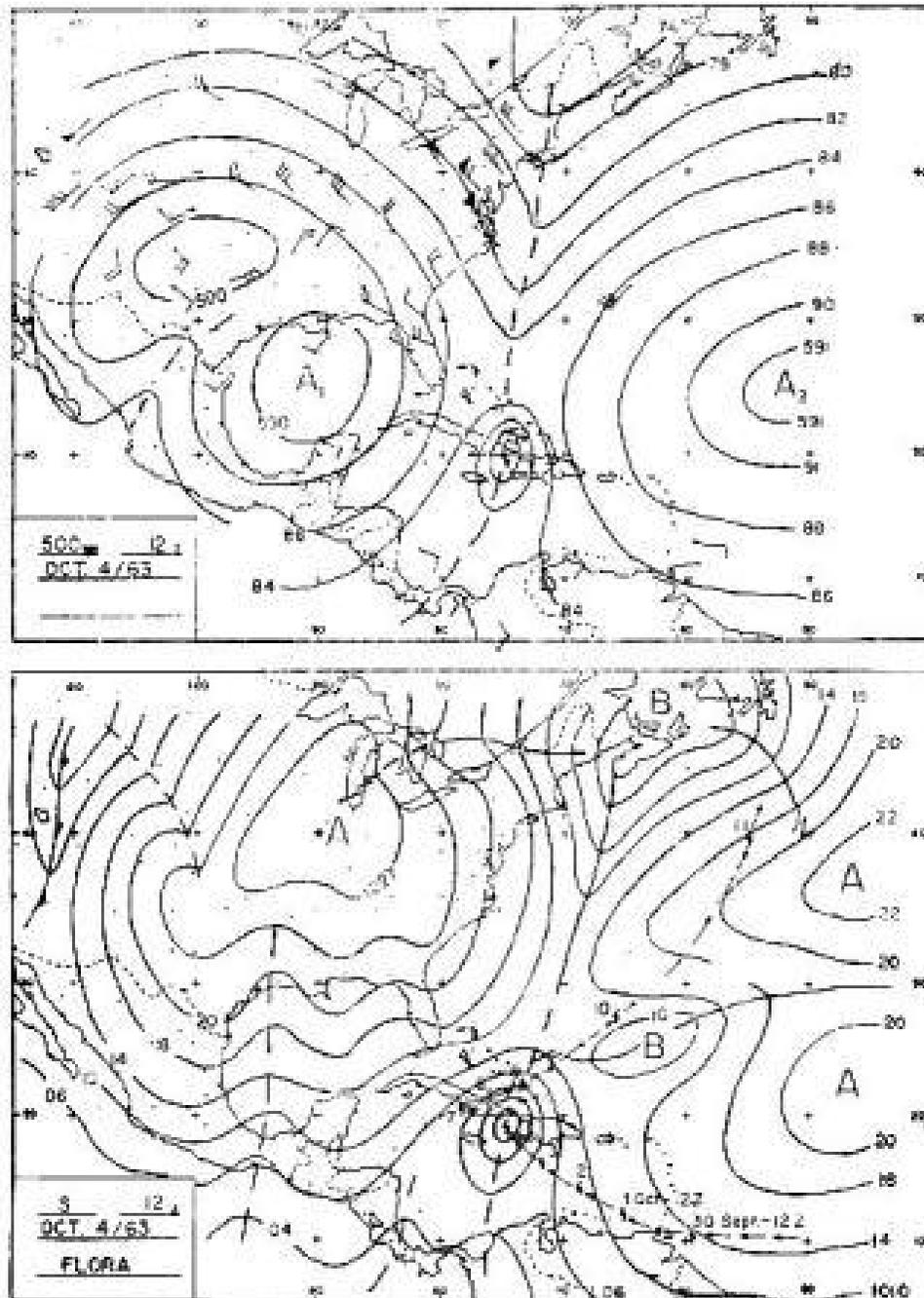


FIG. 11. Carta de superficie (S) y de 500 mb, del huracán "Flora"; octubre 5, 1963, 00Z.

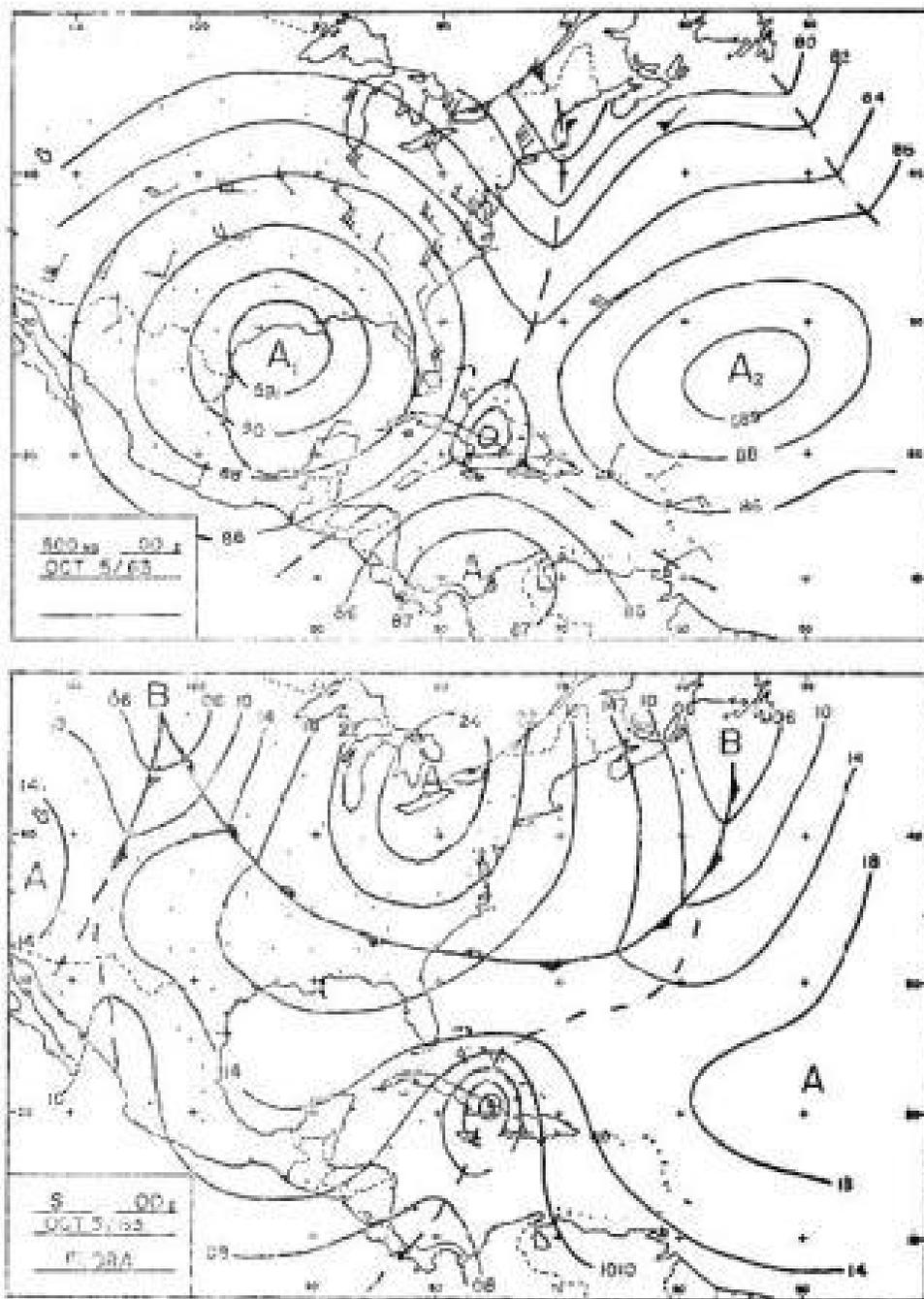


FIG. 12. Carta de superficie (S) y de 500 mb, del huracán "Flora"; octubre 6, 1963, 00Z.

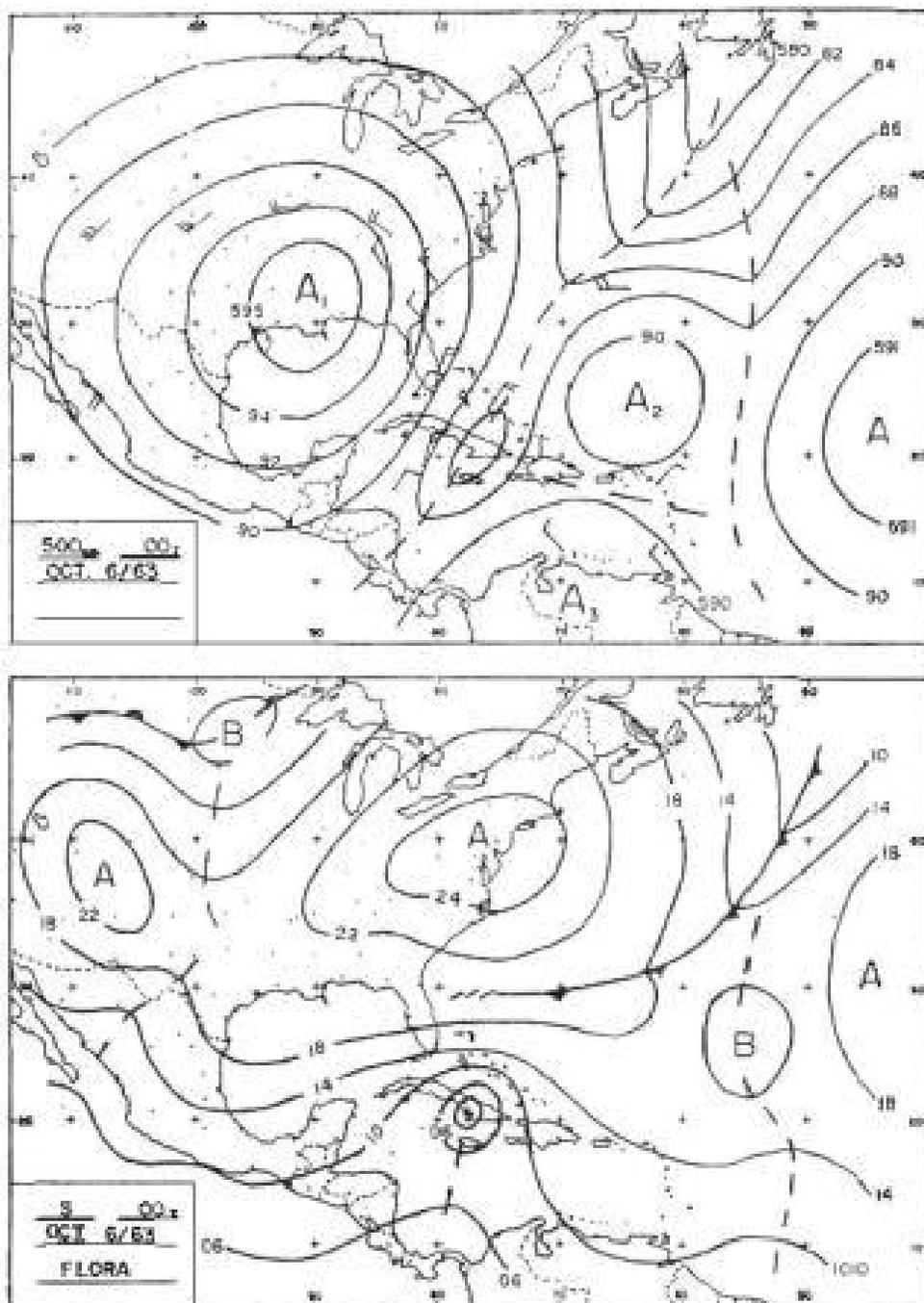


FIG. 13. Carta de superficie (S) y de 500 mb, del huracán "Flora"; octubre 7, 1963, 00Z.

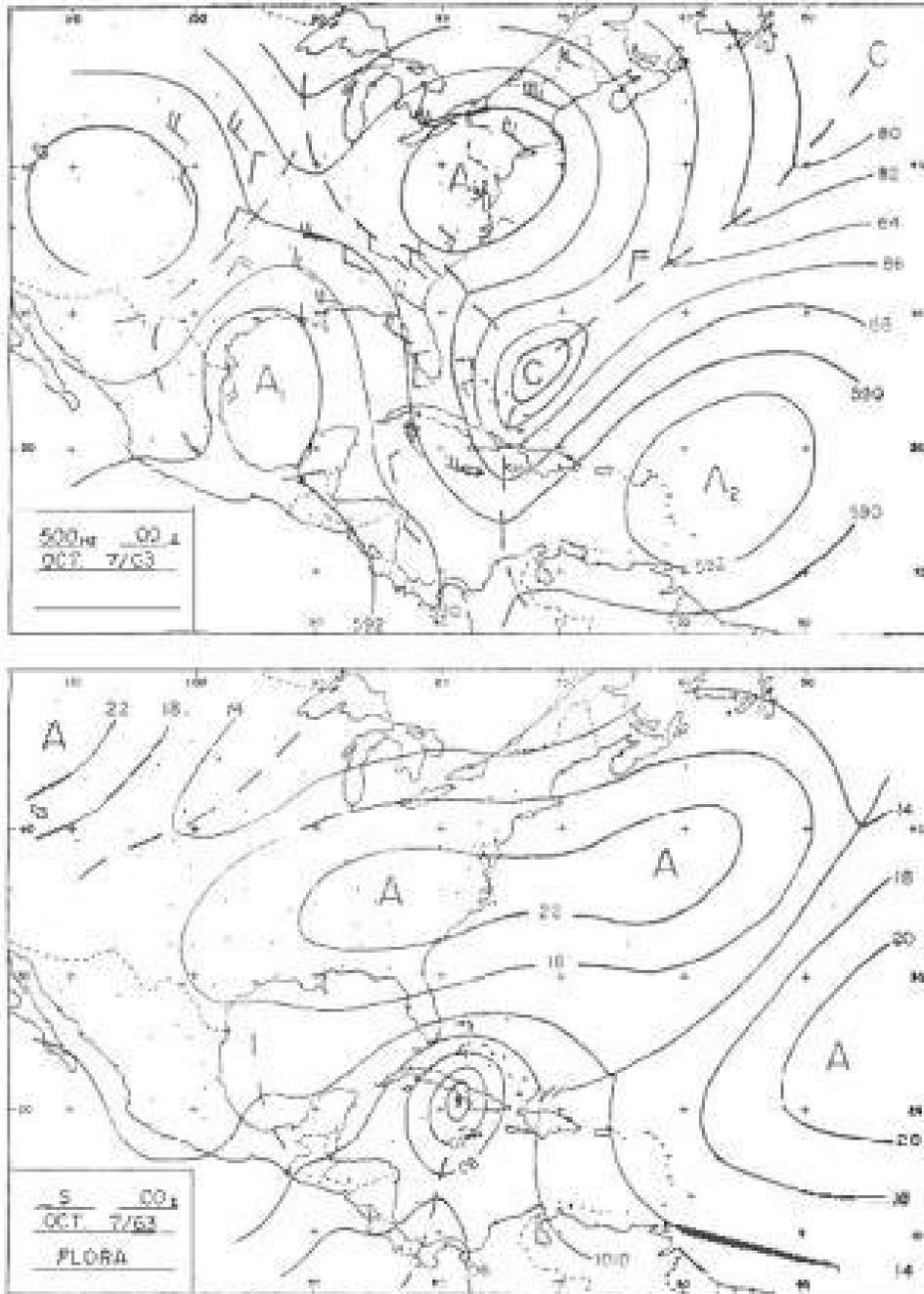


FIG. 14. Trayectoria del huracán "Flora" sobre las antiguas provincias de Camagüey y Oriente, del 4 al 8 de octubre de 1963. Ruta de la expedición científica de la Academia de Ciencias de Cuba.

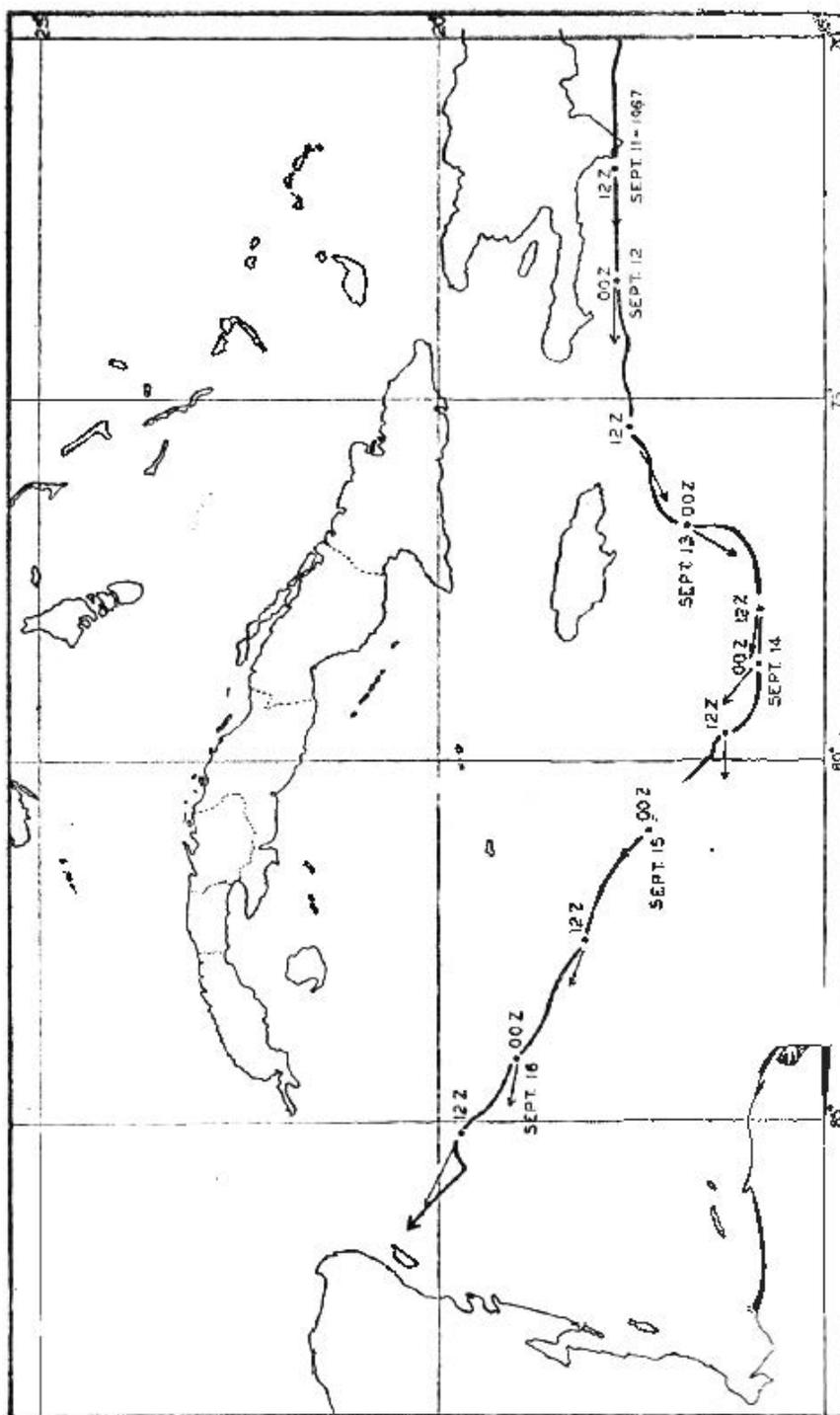


Fig. 15. Trayectoria del huracán "Beulah", septiembre 11-16, 1967, con las traslaciones pronosticadas cada 12 horas.

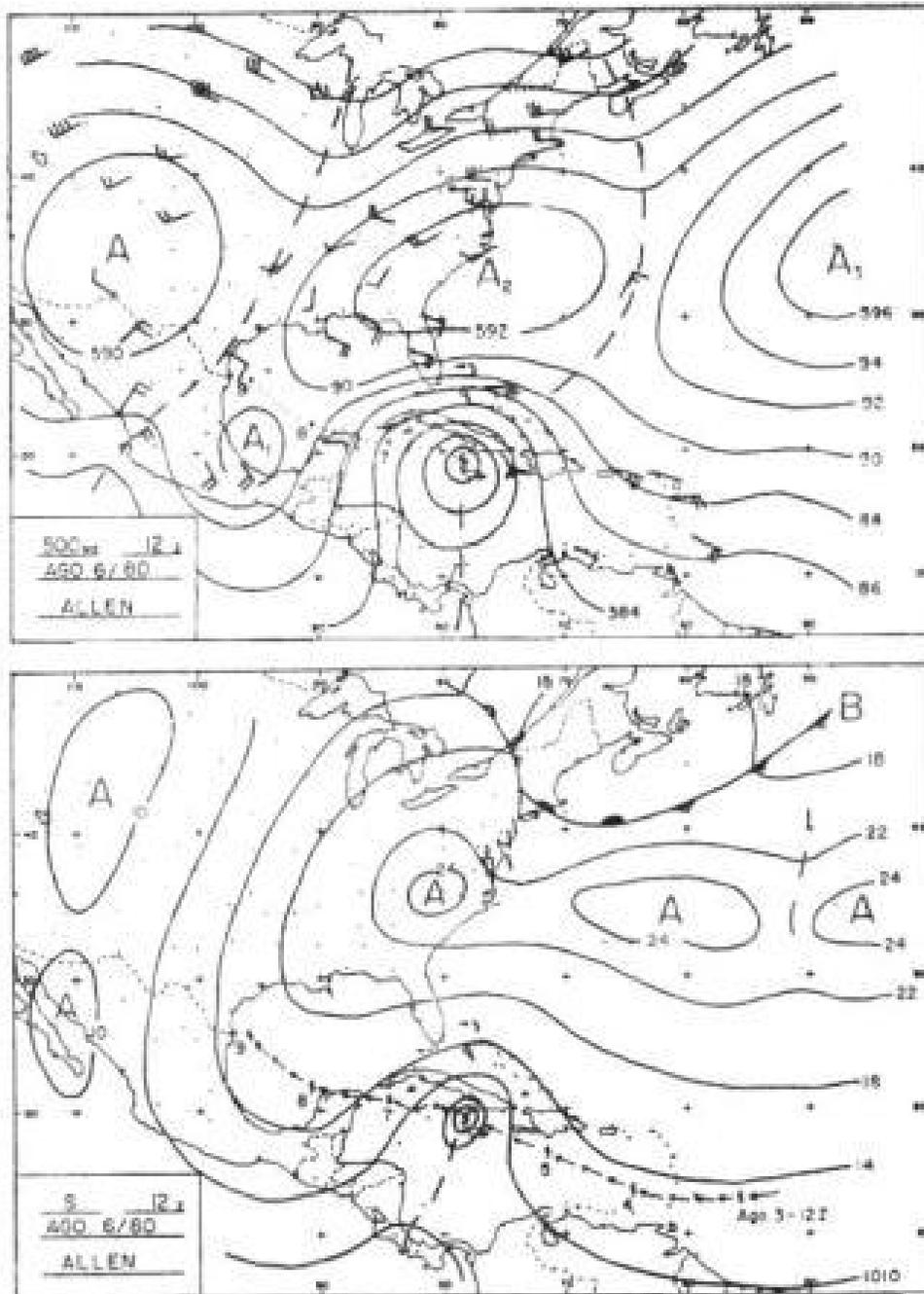


FIG. 16. Carta de superficie (S) y de 500 mb, del huracán "Allen"; agosto 6, 1980, 12Z.

oriental de Cuba, propició la hondonada extendida desde esa región de Cuba hacia el NE, facilitando la salida del "Flora" hacia el Atlántico el día 8.

D) El huracán "Beulah" del 11 al 16 de septiembre de 1967. Sobre este notable huracán, solamente presentamos ahora los resultados de la aplicación práctica de la teoría vorticial al pronóstico de la trayectoria del huracán (Fig. 15 y Tabla 1).

E) El huracán "Allen", originado en el Atlántico, penetró en el Mar Caribe por bajas latitudes el día 4 de agosto de 1980, y se aproximó a la región oriental de Cuba el día 6, azotándola con gran fuerza. Este huracán, notable en este siglo por su gran intensidad, se movió y desarrolló en el Mar Caribe bajo la influencia de los grandes vórtices anticiclónicos superiores (Fig. 16). En esta figura se puede observar la presencia de los vórtices anticiclónicos, en especial la posición del gran vórtice A_2 , situado al N de Cuba, en el Saco de Charleston, que influyó en su desplazamiento hacia el W sobre el extremo N de la Península de Yucatán, y luego hacia el NW sobre el Golfo de Méjico.

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.
- DEPPERMAN, C. E. (1939): *Some characteristics of Philippine typhoons*. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 20:303-307.
- DUNN, G. E., y MILLER, B. I. (1960): *Atlantic hurricanes*. Louisiana State University Press, 326 pp.
- FERREL, W. (1889): *A popular treatise of the winds*. John Wiley and Sons, New York, 505 pp.
- FORSYTH, A. R. (1918): *Theory of functions*. Cambridge University Press, Londres.
- HORNSTEIN, R. A. (1954): Hurricanes. *Royal Meteorol. Soc. (Canadian Branch)*, 5(5):1-15.
- KASAHARA, A. (1964): A key problem in the numerical model of tropical cyclones. *Geofis. Internacl.*, 4(4):179-186.
- KUO, H. L. (1964): On the formation and intensification of tropical cyclones by deep cumulus convection. *Geofis. Internacl.*, 4(4):199-205.
- MANTIS, H. T. (1950): A model of a tropical cyclone in the steady state. *New York Univ. Press Meteorol. Pap.*, 1(3):1-39.
- PIDDINGTON, H. (1851): *The Sailor Horn Book*. Frederic Norgate, Londres, 360 pp.
- PORTELA, M. A. (1982): Los ciclones tropicales desde el punto de vista de la termodinámica. *Cien. Tierra Espacio*, 4:105-125.
- RAMOS SIERRA, O., y un colectivo de coautores (1977): *Geografía física (décimo grado)*. Ministerio de Educación, La Habana, 432 pp.
- RIEHL, H. (1964): *Tropical meteorology*. McGraw-Hill, Nueva York, 392 pp.

- RODEWALD, M. (1936): Die Entstehungsbedingungen der Tropischen orkane. *Meteorol. Zeitschv.*, 6:197-201.
- RODRÍGUEZ, M. E. (1957): Una hipótesis sobre los huracanes. *Rev. Cubana Meteorol.*, 3(1-4):34-50.
- (1968): Teoría Vorticial de los Huracanes. *Acad. Cien. Cuba, Ser. Meteorol.*, 1:1-43.
- RUSIN, N. P. (1964): *Desde La Habana a la Isla del Tesoro*. Leningrado, 161 pp.
- SHVIETS, B. (1974): Los ciclones tropicales. *Ciencia y Vida*, 6:35-36.
- SITNIKOV, I. G. (1975): *Betsy, Camille y otros*. Servicio Hidrometeorológico de la URSS, Leningrado, 144 pp.
- STARR, V. P. (1948): On the production of kinetic energy in the atmosphere. *J. Meteorol.*, 5:193.
- TARAKANOV, G. G. (1982): *Tropical meteorology*. Editorial MIR, Moscú, 206 pp.
- VIÑES, B. (1878): *Apuntes relativos a los huracanes en las Antillas*. La Habana, 256 pp.
- (1895): *Investigaciones relativas a la circulación y traslación ciclónica en los huracanes de las Antillas*. La Habana, 79 pp.

ABSTRACT

As the thesis of the latent heat of condensation as source of the energy that originates and maintains the tropical cyclone, accepted during more than 150 years, has not been confirmed at all in a great number of investigations conducted during the last 20 years, while dynamical hypotheses and theories have been gaining force, the author of the Vertical Theory of Hurricanes, proposed in 1956, has considered it convenient to expound again the fundamental aspects of the thesis, after close analyses of the course of 230 tropical cyclones from the Atlantic Ocean, the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and some from the Northeastern Pacific adjacent to Central America, in more than 2 300 synoptic situations, and with the powerful help of the meteorological satellite, allowing additional testing of the theory.