

ACERCA DEL ANGULO DE INFLUJO Y SU IMPORTANCIA EN EL DESARROLLO DE LOS HURACANES

SERGIO SERRA CASTELAN*

RESUMEN

Los resultados de varios experimentos de un modelo numérico de un huracán, se presentan en este trabajo. El modelo se ha formulado en el sistema σ (p/p_0), es un modelo balanceado y tiene cuatro capas principales y una capa friccional y la red radial es de distribución no uniforme, tiene mayor resolución cerca del centro. El ángulo de influjo en la capa friccional se determina por la distribución dada por una espiral recíproca en la parte central y el criterio de la existencia de divergencia positiva en el resto de esta capa. La relación entre esta formulación y la "clásica", que usa el coeficiente de arrastre, se discute y se prueba que el uso de un coeficiente de arrastre dado es equivalente a usar un ángulo de influjo determinado.

El ángulo de influjo tiene una distribución que da un valor máximo. Varios valores de este máximo se usaron en el modelo y se demuestra que un mínimo de 4° , para el ángulo máximo, es necesario para producir desarrollo en el modelo.

En un experimento mediante variación del ángulo máximo de influjo un estado estable fue obtenido. Los distintos campos que se obtuvieron después de 90 horas de integración se presentan y todos ellos indican una distribución que se apega mucho a la realidad.

ABSTRACT

Results of experiments of a numerical hurricane model are presented in this work. The model is formulated in the σ (p/p_0) system, is balanced, and has four main and one frictional layers in the troposphere. The radial grid is non-uniform, having more resolutions near the center.

* *Instituto de Geofísica, UNAM.*

The angle of inflow in the frictional layer is determined by the distribution of a reciprocal spiral in the central part and a criterion of the existence of divergence, in the rest of the frictional layer. The relationship between this formulation and the "classical" one, that uses the drag coefficient, is discussed and it is proved that the use of a given drag coefficient is equivalent to using a given angle of inflow.

The angle of inflow has a distribution that gives a maximum value. Several values of this maximum were used on the model, and it is shown that a minimum of four degrees, for the value of the maximum angle, is necessary for development in the model.

In an experiment by varying the maximum inflow angle value, a steady state was obtained, the different fields obtained after 90 hs of integration are presented and all seem quite realistic.

No es sino recientemente que la Meteorología ha comenzado a ser una ciencia experimental, o sea, una ciencia en la cual se pueden realizar experimentos controlados y no únicamente el estudio de los fenómenos en la naturaleza sin poder controlar las circunstancias en las que se desarrollan. Eso ha sido posible gracias al uso de las calculadoras electrónicas, las cuales permiten hacer modelos de los fenómenos atmosféricos y realizar experimentos a esos modelos.

En el caso de los huracanes, se sabe bastante acerca de su estructura (La Seur, 1963) principalmente debido a los vuelos que efectúa el Centro Nacional de Huracanes de Miami, Florida y a la información recogida en los vuelos realizados en determinados huracanes. Por ejemplo, el vuelo que en el Huracán Cleo de 1958 ha sido reportado por La Seur y Hawkins (1963) y el Huracán Hilda de 1965 reportado por Hawkins y Rubsam (1968); pero debido a la imposibilidad que hasta el presente existe de controlar a los huracanes, es importante desarrollar modelos de esos fenómenos para poder entender más, acerca de la estructura de ellos.

Como simplificación, el primer paso que se dio fue realizar modelos simétricos de esos fenómenos, así tenemos desde la década de los 50, una serie de modelos que nos han ayudado a estudiar la naturaleza de los huracanes. Por ejemplo, tenemos los modelos de Haque (1952), Syono (1953), Lilly (1960), Kasahara (1961) y otros, en los cuales se considera la liberación del calor latente directamente en la escala sinóptica, lo que da por resultado la producción de circulaciones libres.

Después se desarrollaron modelos en los cuales, mediante parametrización de la convección, fue posible producir circulaciones forzadas como las que se observan en los huracanes y así tenemos los modelos de Ooyama (1964), Charney y Eliassen (1964), Ogura (1964). Estos modelos han tenido un gran desarrollo, al grado que los más recientes modelos simétricos han reproducido bastantes de las características observadas en los huracanes. Entre estos más recientes modelos que realmente son un avance en cuanto al entendimiento de los huracanes, se encuentran los modelos de Ooyama (1969); Rosenthal (1969), (1970) y el de Yamasaki (1968).

Las principales características materiales y físicas de estos modelos se encuentran en la Tabla 1. Como se puede apreciar todos estos modelos recientes de los huracanes tienen algunas características en común, siendo algunas de ellas las de simetría y el uso de la función de calentamiento que en esencia son variaciones de la propuesta por Kuo (1965), excepción del modelo de Ooyama en el cual se usa el factor de adentramiento.

Otra característica común a todos estos modelos es el uso del coeficiente de arrastre para obtener la velocidad radial en la capa de fricción. Acerca del coeficiente de arrastre muy poco se sabe sobre su comportamiento, sobre todo en velocidades altas. Al considerarlo, únicamente se usan las suposiciones de variaciones teóricas, desde luego todas muy razonables, pero ninguna comprobada. Estudiando las características observadas en los huracanes se pensó que era posible formular un método para determinar el viento en la capa de fricción sin usar el coeficiente de arrastre, para lo cual se pensó en usar el hecho de que las observaciones indican que el viento en la capa de fricción sigue una espiral.

Si se usa un modelo que emplee el sistema de referencia conocido como Sistema Sigma, o sea el sistema que usa como coordenada vertical la cantidad no dimensional p/p_0 , es posible ver que el movimiento vertical (ω_9) puede ser obtenido de una función de corriente (ψ_9) en el tope de la capa de fricción, de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$\omega_9 = \frac{1}{r} \frac{\partial \psi_9}{\partial r} r$$

Ahora bien, la velocidad radial (v_9) en el tope de la capa de fricción puede ser calculada a partir de la función de corriente de acuerdo a la siguiente fórmula, la cual puede ser expresada en diferencias finitas y que al suponer que la profundidad de la capa de fricción en el Sistema Sigma es .1, da por resultado:

$$v_9 = - \frac{\partial \psi}{\partial \sigma} \sim - \frac{\psi_s - \psi_9}{.1}$$

Debido a que la función de corriente en la superficie es igual a cero se obtiene como resultado:

$$v_9 = \frac{\psi_9}{.1}$$

De ahí podemos deducir que la función de corriente se puede expresar en términos de la velocidad radial, pero como la velocidad radial también se puede expresar como función de la velocidad tangencial o mejor dicho de la tangente del ángulo de influjo, es posible llegar a una expresión de la función de corriente como función de la velocidad tangencial y el ángulo de influjo o sea:

$$\psi_9 = -.1 u_9 \tan \alpha,$$

Esta expresión nos indica que si conocemos la distribución del ángulo de influjo es posible determinar la función de corriente sin usar el coeficiente de arrastre. Esta expresión se puede comparar con la expresión "clásica" que usa el coeficiente de arrastre y se puede encontrar la relación que existe entre el coeficiente de arrastre y el ángulo de influjo, esa expresión es la siguiente:

$$C_D = \frac{Z_9 \text{ Sen } \alpha}{K_1 U_9}$$

En la cual Z_9 es la vorticidad relativa y K_1 es un factor dado por $\frac{10 \text{ g}}{R T_0}$ en la cual R es la constante universal de los gases para el aire y T es la temperatura del mar. Es importante señalar que Charney y Eliassen (1964) también derivaron de una expresión para la función de corriente en la cual ellos expresaron dicha función en términos del doble del ángulo de influjo. Tanto del estudio de Charney y Eliassen como del presente se puede inferir que el coeficiente de arrastre es implícitamente una función del ángulo de influjo y que el usar un valor dado del coeficiente de arrastre, implica una distribución del ángulo de influjo.

Respecto a la distribución del ángulo de influjo, varios estudios se han hecho; por ejemplo, Riehl y Malkus (1959) sugirieron que se usara un valor constante del ángulo de influjo desde la frontera exterior hasta la distancia de 100 kms del centro y de ahí se disminuyera linealmente hasta una distancia del centro de 20 kms en la cual tendría un valor de cero. Estudiando varias posibles distribuciones dadas por espirales, se encontró que la mejor distribución es obtenida cuando se usa una espiral recíproca. Una vez obtenida la espiral recíproca, se puede hallar el ángulo que forma con círculos concéntricos, los cuales en un modelo simétrico representarán las isobaras. Con objeto de visualizar cómo lucen las distribuciones dadas por espirales recíprocas, empezando desde un ángulo dado a una distancia de 100 kms, se presentan en este trabajo las distribuciones de espirales recíprocas con un ángulo máximo a 100 kms de 10° (Figura 1); 15° (Figura 2); 20° (Figura 3); 25° (Figura 4) y 30° (Figura 5). Al observar estas figuras es posible ver que tienen una semejanza con lo que se observa en la realidad, por lo cual se decidió usar una distribución dada por la espiral recíproca de la distancia de 100 kms hacia el centro. En cuanto a la región exterior, se supuso que ahí existía divergencia positiva y en base a ello se determinó el

ángulo de influjo en esa región, usando la expresión para la divergencia con la suposición de simetría y expresándola en diferencias finitas, utilizando el valor último del viento en la región interior y determinando los valores subsecuentes de tal forma que la divergencia siempre se conserve como positiva en dicha región. Esas ideas fueron usadas en un modelo simétrico en el cual, en esencia, se usó la misma física de los modelos reportados en la Tabla No. 1; la función de calentamiento fue expresada en términos de la temperatura potencial equivalente. Esto se hizo con el propósito de poder trazar el comportamiento de este parámetro en el desarrollo de los huracanes. Desde luego que todas las características del modelo no se pueden dar en el presente trabajo, pero en esencia es un modelo usado en la disertación doctoral del autor, Serra (1973).

Sin embargo, sí podemos reportar los principales resultados que se obtuvieron con el uso de esta idea.

Como ya se dijo, la distribución del ángulo de influjo se supuso que seguía una espiral recíproca de 100 kms hasta el centro y el concepto de divergencia positiva en la región exterior, esos dos criterios implican que el ángulo de influjo debe tener un máximo y que ese máximo debe ser bastante importante para determinar el grado de desarrollo de la tormenta. En la Figura 6 se ilustra el desarrollo de la velocidad máxima con el tiempo, cuando se usó un ángulo máximo de 16° con 10 minutos. La Figura 7 ilustra el desarrollo cuando se usó un ángulo máximo de 10° , se puede ver que en las primeras horas hay desarrollo continuo hasta llegar cerca de los 35 metros por segundo y después oscilar y seguir el desarrollo. La Figura 8 ilustra el desarrollo obtenido cuando se usó un ángulo de 7° y se puede ver que hubo un desarrollo continuo aunque mayor en las primeras horas. En la Figura 9 se ilustra el desarrollo obtenido con un ángulo máximo de 5° y se ve que el desarrollo es mínimo pero continuo, a tal grado que después de 90 horas de integración únicamente se obtienen velocidades máximas de circulación de 14 m/seg. En la Figura 10 se ilustra que cuando se usan valores menores de 4° para el máximo grado, la velocidad máxima en lugar de aumentar disminuye.

Como resultado de estos experimentos se puede concluir que para producir desarrollo en este modelo se necesita que el ángulo máximo de influjo sea por lo menos de 4° , pero también se puede observar que el valor de este máximo es determinante para el grado de desarrollo; de ahí que sea posible pensar en modelar el grado de desarrollo e inclusive intentar obtener circulación casi estable del modelo; esto se realizó y al hacerlo se obtuvo un desarrollo casi estable después de varias horas de integración. Los valores iniciales y los usados después de 90 horas, para el ángulo de influjo, están ilustrados en la Figura 11. Como se puede ver, en esta figura se usaron valores negativos del ángulo de influjo en las últimas horas de integración, con objeto de poder obtener movimientos verticales hacia abajo en esa región del huracán, como ha sido observado en la realidad. La figura 12 ilustra el desarrollo de la velocidad tangencial máxima con el tiempo en este experimento. La Figura 13 ilustra el desarrollo de la tormenta; el área achurada más intensamente denota la región en donde se obtuvieron vientos de galera (mayores de 35 nudos), mientras la región achurada menos intensamente denota la región en donde se obtuvieron vientos de intensidad de huracán.

Los distintos campos obtenidos después de 90 horas de integración se ilustran en las siguientes figuras.

La Figura 14 muestra la distribución de la presión en superficie, la cual es bastante realista. La Figura 15 muestra la distribución de la velocidad tangencial. La Figura 16 muestra la distribución de las velocidades verticales. La Figura 17 muestra la distribución de la velocidad radial. La Figura 18 muestra la distribución de la función de corriente, de la cual se obtuvieron las velocidades radiales y verticales. La Figura 19 muestra la distribución de las temperaturas en la cual están expresadas las desviaciones del valor inicial. Como se puede ver en la parte superior se ven valores negativos, lo cual está de acuerdo con lo reportado por Kotesweran (1967), la desviación positiva máxima también se apega mucho a la realidad e inclusive se obtienen valores similares a los que se reportaron en el Huracán Cleo de 1958.

Como se dijo anteriormente, uno de los objetivos de este estudio es

ver cómo evoluciona la temperatura potencial equivalente. En la Figura 20, se ilustra el valor inicial y el obtenido después de 90 horas de integración, el cual muestra lo que se espera, o sea disminución del mínimo y aumentos en general, lo que indica un aumento en la energía del huracán modelo. En la Figura 21, se ilustran perfiles obtenidos en el modelo para varios ángulos de influjo máximos comparados con situaciones reales.

Con objeto de demostrar la bondad del modelo se hizo una serie de experimentos en los cuales se varió únicamente la temperatura del mar, los resultados se ilustran en la Figura 22. Como se puede observar, cuando la temperatura disminuye el grado de desarrollo después de 72 horas de integración también disminuye.

CONCLUSIONES

Como resultado de este trabajo se puede concluir que el ángulo de influjo es un factor muy importante en el desarrollo de los huracanes y que el usar un valor del coeficiente de arrastre implica una distribución del ángulo de influjo. En el modelo simétrico aquí referido, se requiere un valor mínimo de 4° en el máximo del ángulo de influjo para que se produzca el desarrollo.

Variando el valor máximo del ángulo de influjo es posible obtener un estado casi estable, similar al observado en la naturaleza.

Dvorak (1972) ha demostrado que el uso del ángulo de influjo, que se obtiene mediante las fotografías de satélite, es muy importante para determinar el posible desarrollo de los huracanes. El presente estudio está de acuerdo con esa indicación.

Los campos obtenidos en el experimento reportado semejan bastante los campos obtenidos en base a las observaciones realizadas en huracanes reales, por lo cual se concluye que el modelo aquí reportado puede ser de utilidad para estudiar el desarrollo y mantenimiento de los huracanes, así como para la mejor comprensión del comportamiento de estos fenómenos.

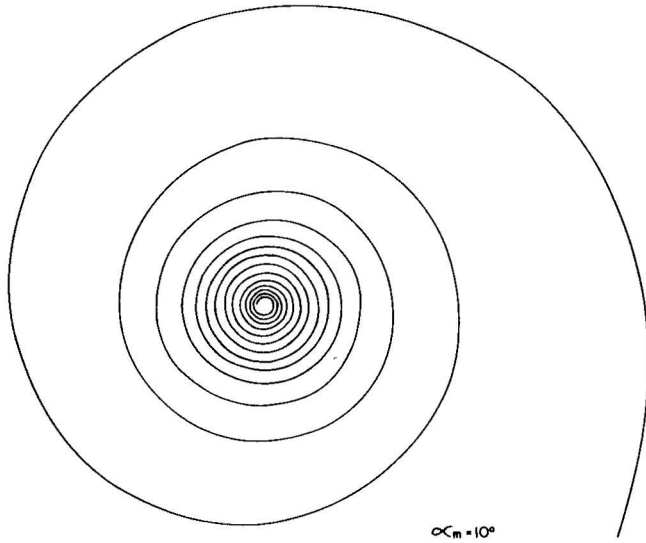


Figura 1. Espiral recíproca con un ángulo de 10° a una distancia equivalente a 100 kms.

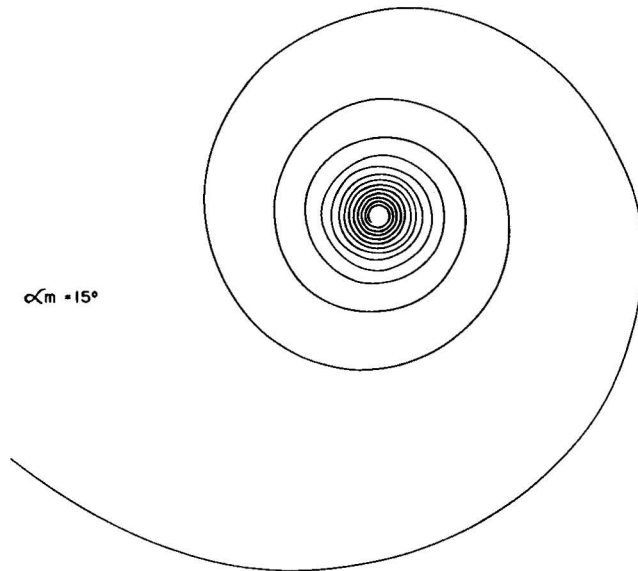


Figura 2. Igual que la figura 1, pero con un ángulo máximo de 15° .

$$\alpha_m = 20^\circ$$

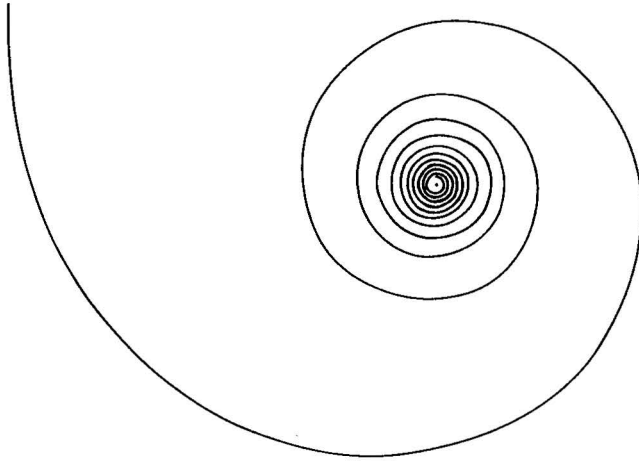


Figura 3. Igual que la figura 1, pero con un ángulo máximo de 20° .

$$\alpha_m = 25^\circ$$

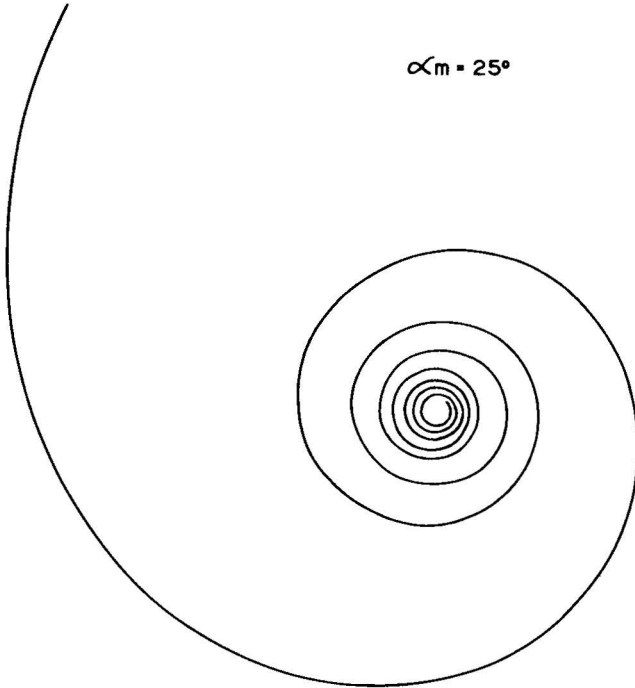


Figura 4. Igual que la figura 1, pero con un ángulo máximo de 25° .

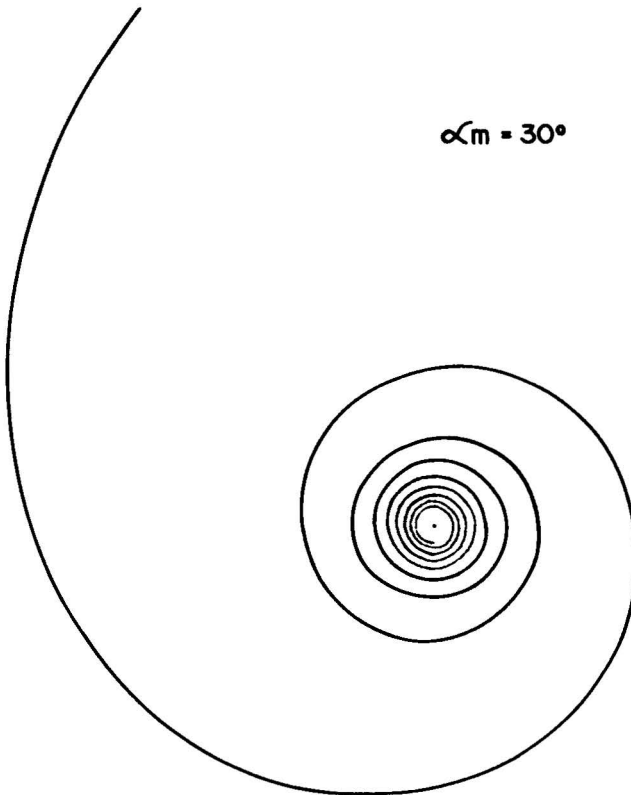


Figura 5. Igual que la figura 1, pero con un ángulo máximo de 30° .

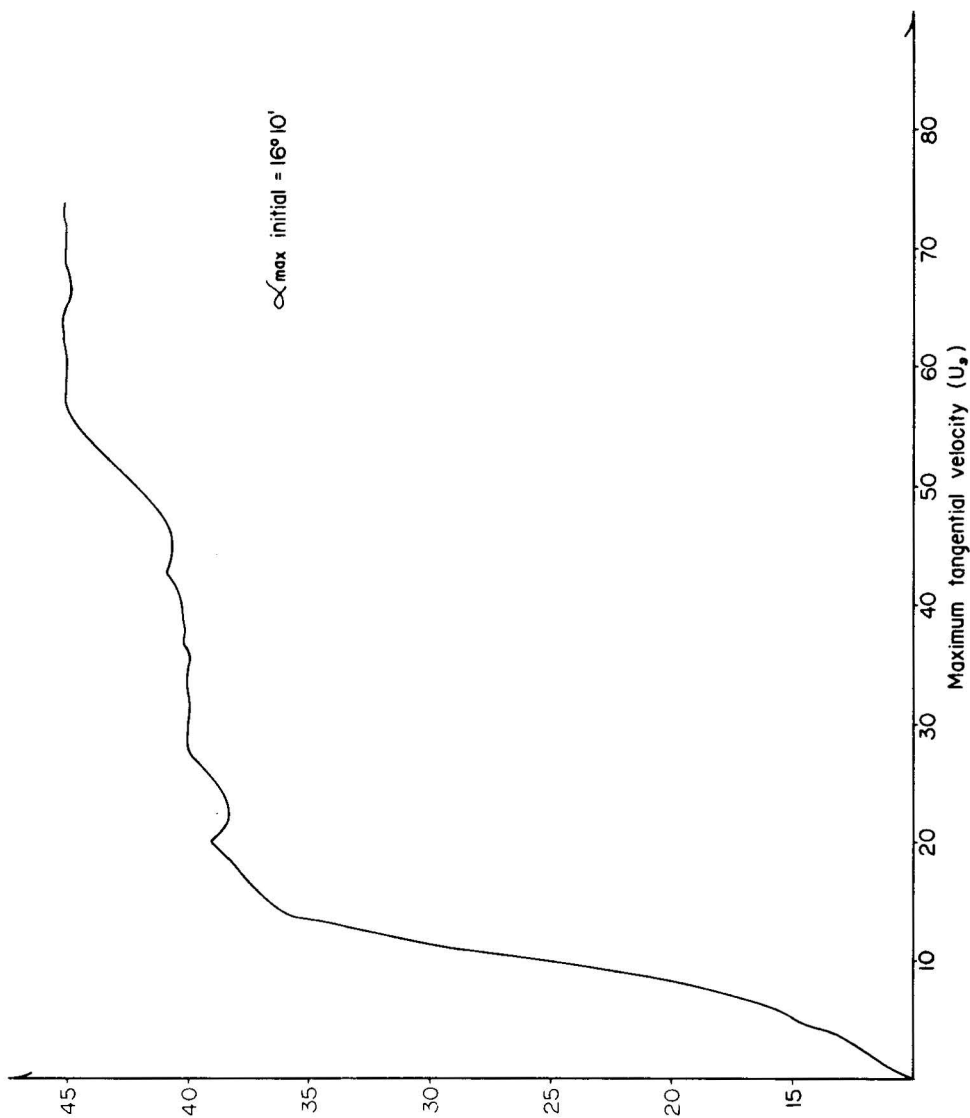


Figura 6. Desarrollo de la velocidad máxima tangencial con el tiempo, cuando se usa un ángulo máximo inicial de 16° con 10 minutos.

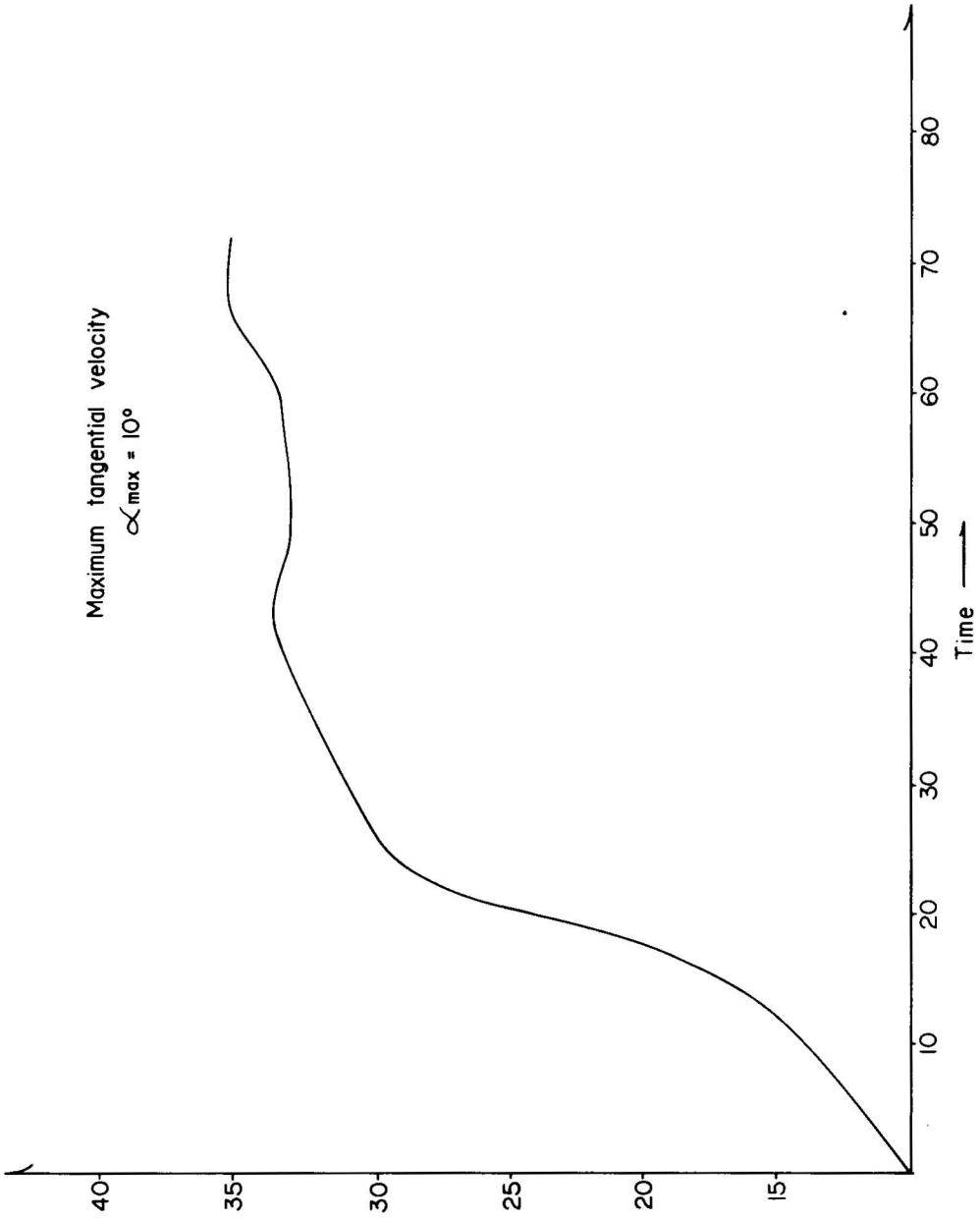


Figura 7. Desarrollo de la velocidad máxima tangencial cuando se usa un ángulo máximo de 10° .

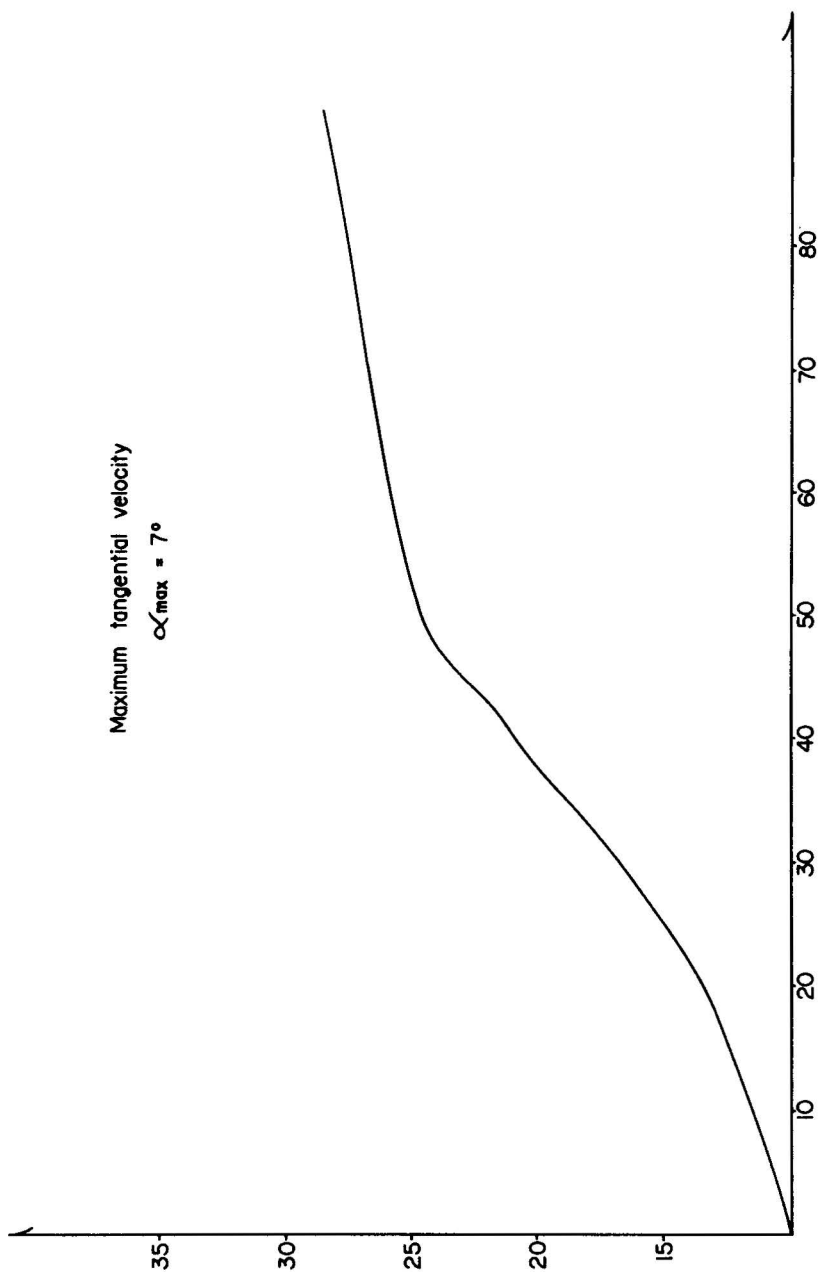


Figura 8. Igual que la figura 7, pero con un ángulo máximo de 7° .

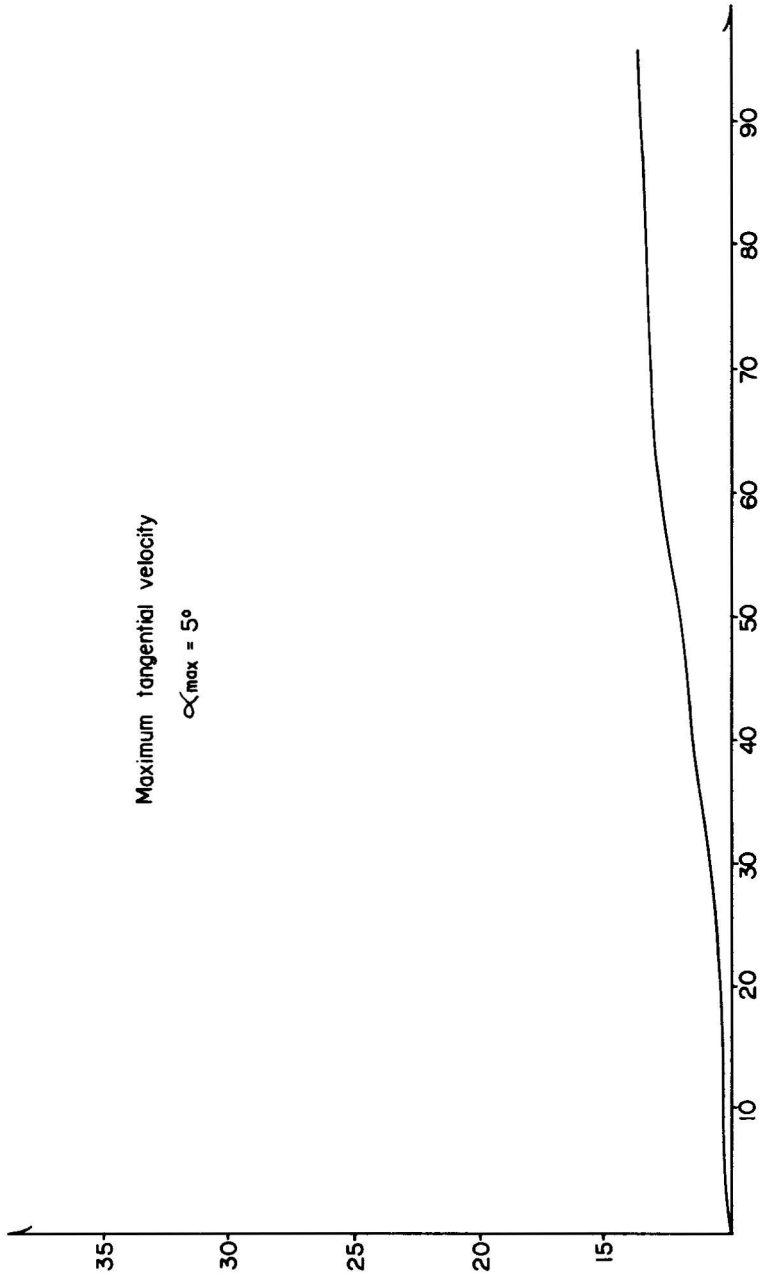


Figura 9. Igual que la figura 7, pero con un ángulo máximo de 5° .

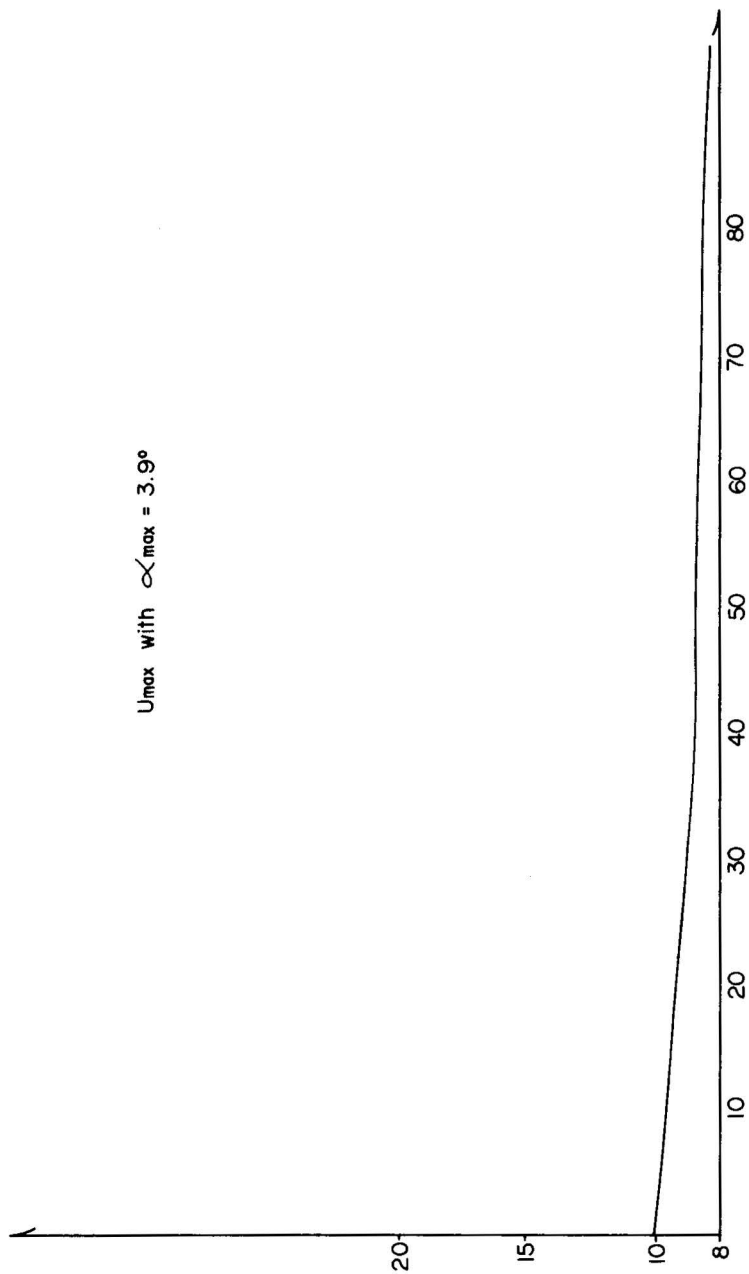


Figura 10. Ilustración de la disminución de la velocidad máxima tangencial con el tiempo, cuando se usa un ángulo máximo menor que 4° .

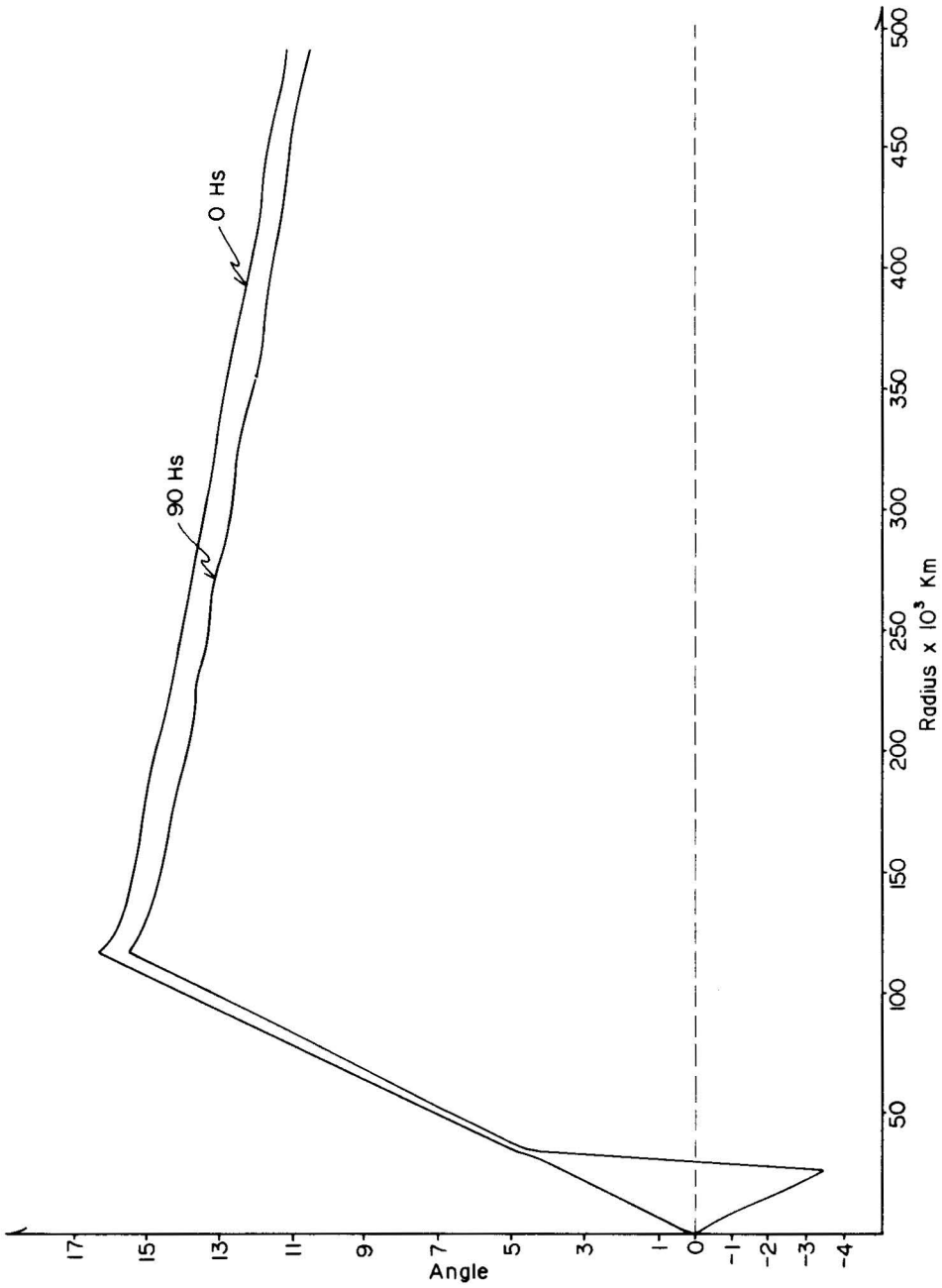


Figura 11. Valores usados en el experimento que produjo un estado casi estable para el ángulo de influjo en el momento inicial y después de 90 hrs de integración.

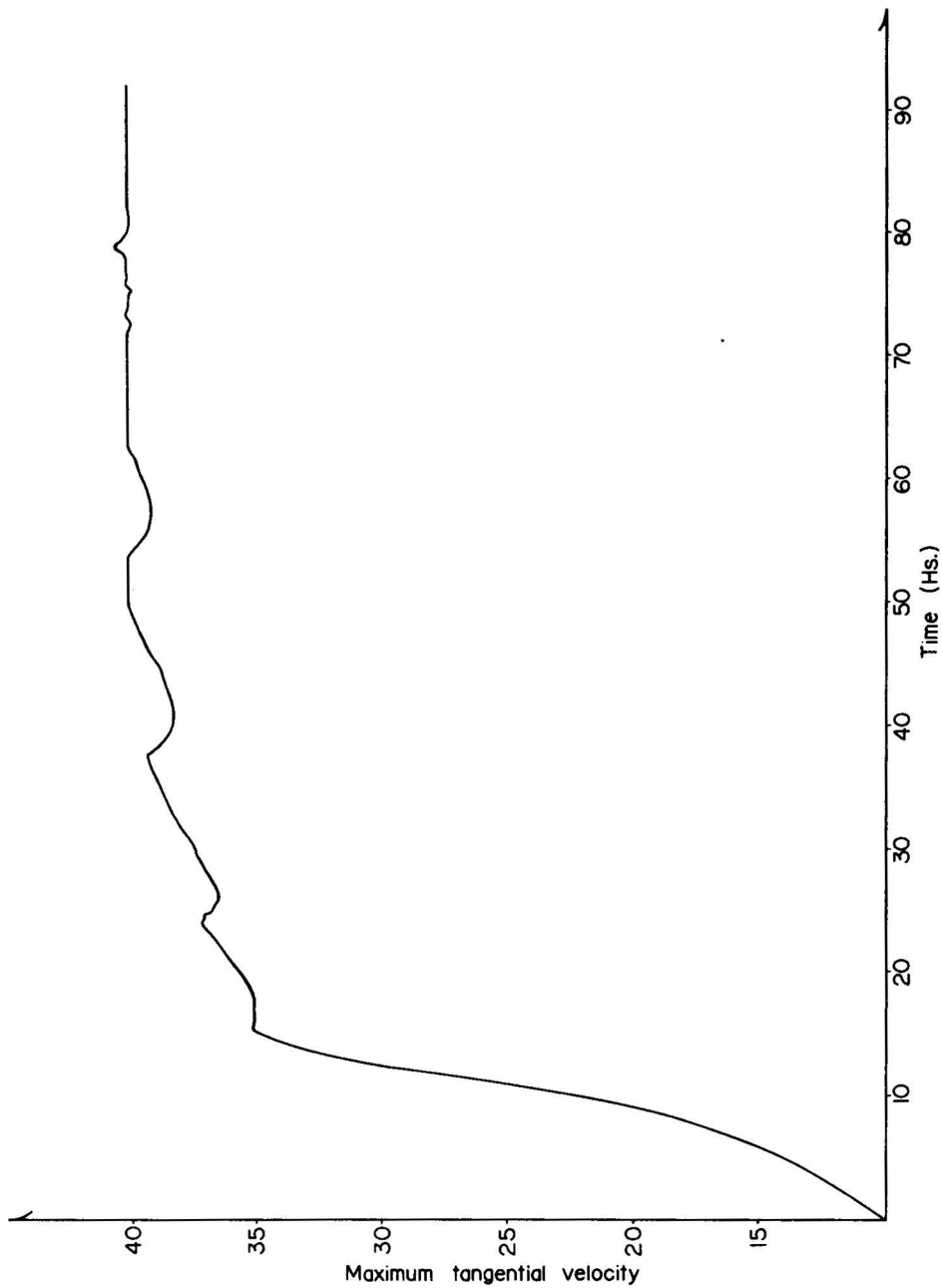


Figura 12. Desarrollo de la velocidad tangencial máxima con el tiempo en el experimento que produjo un estado casi estable.

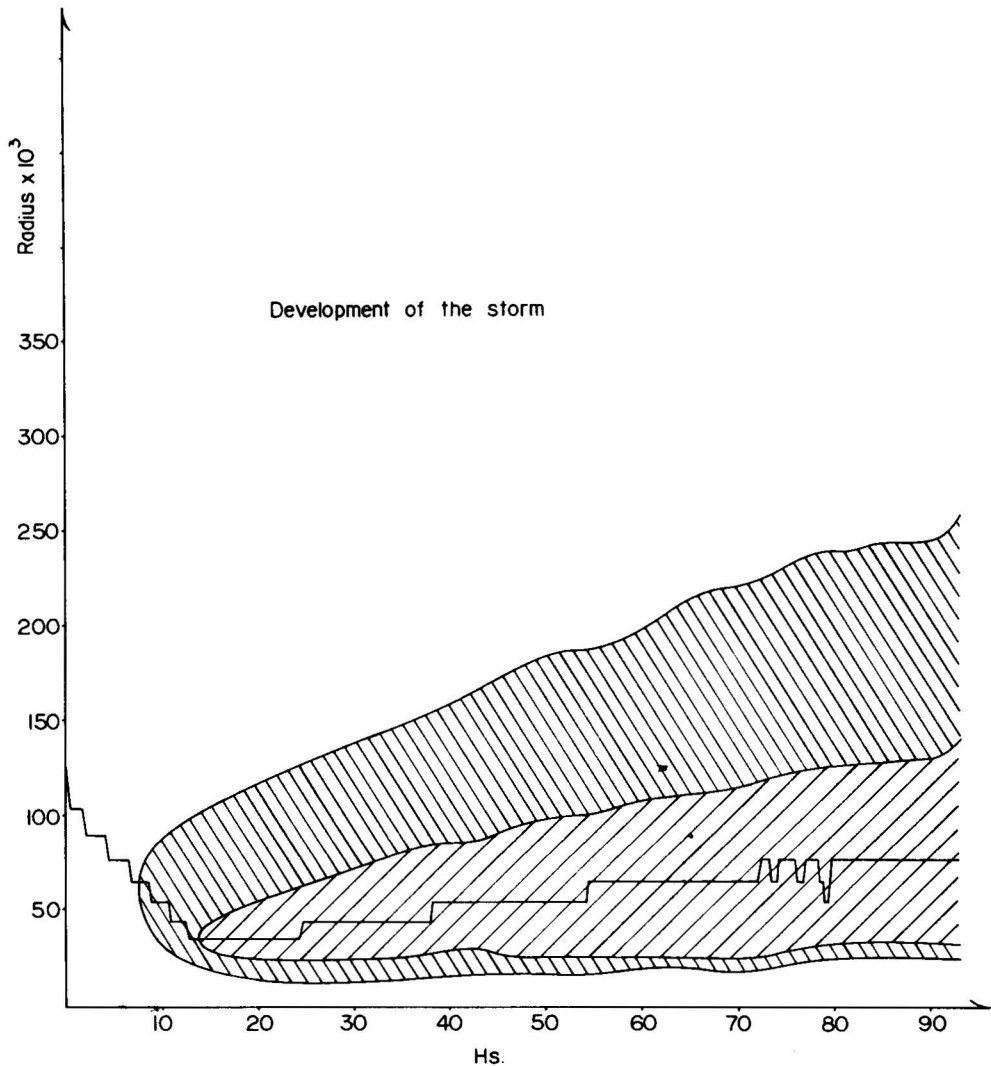


Figura 13. Ilustración del desarrollo de la tormenta modelo, la posición de la velocidad máxima está indicada con una línea continua, el área achurada más intensamente denota el área en que se obtuvieron vientos de galera y el área achurada menos intensamente denota la región en que se obtuvieron vientos de intensidad de huracán.

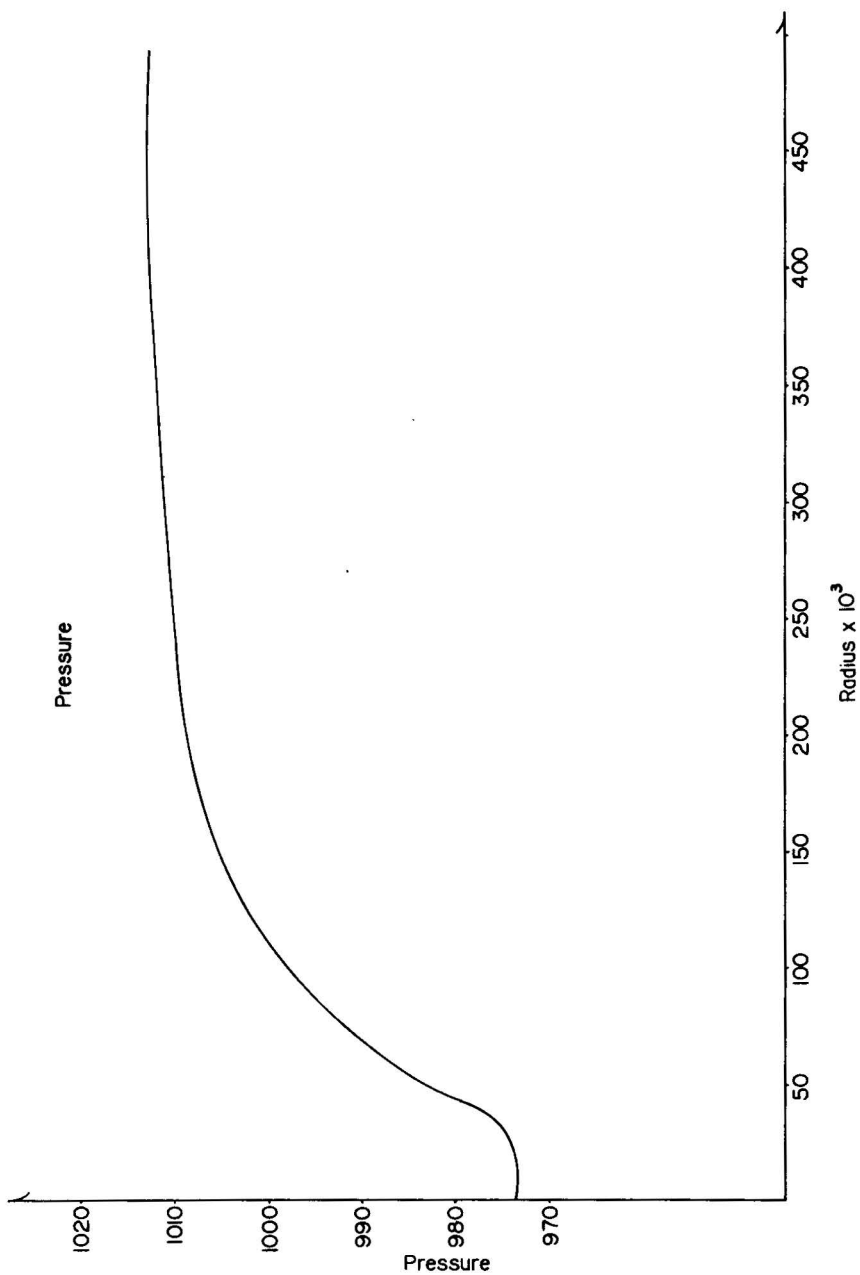


Figura 14. Distribución de la presión en superficie obtenida a las 90 hrs de integración.

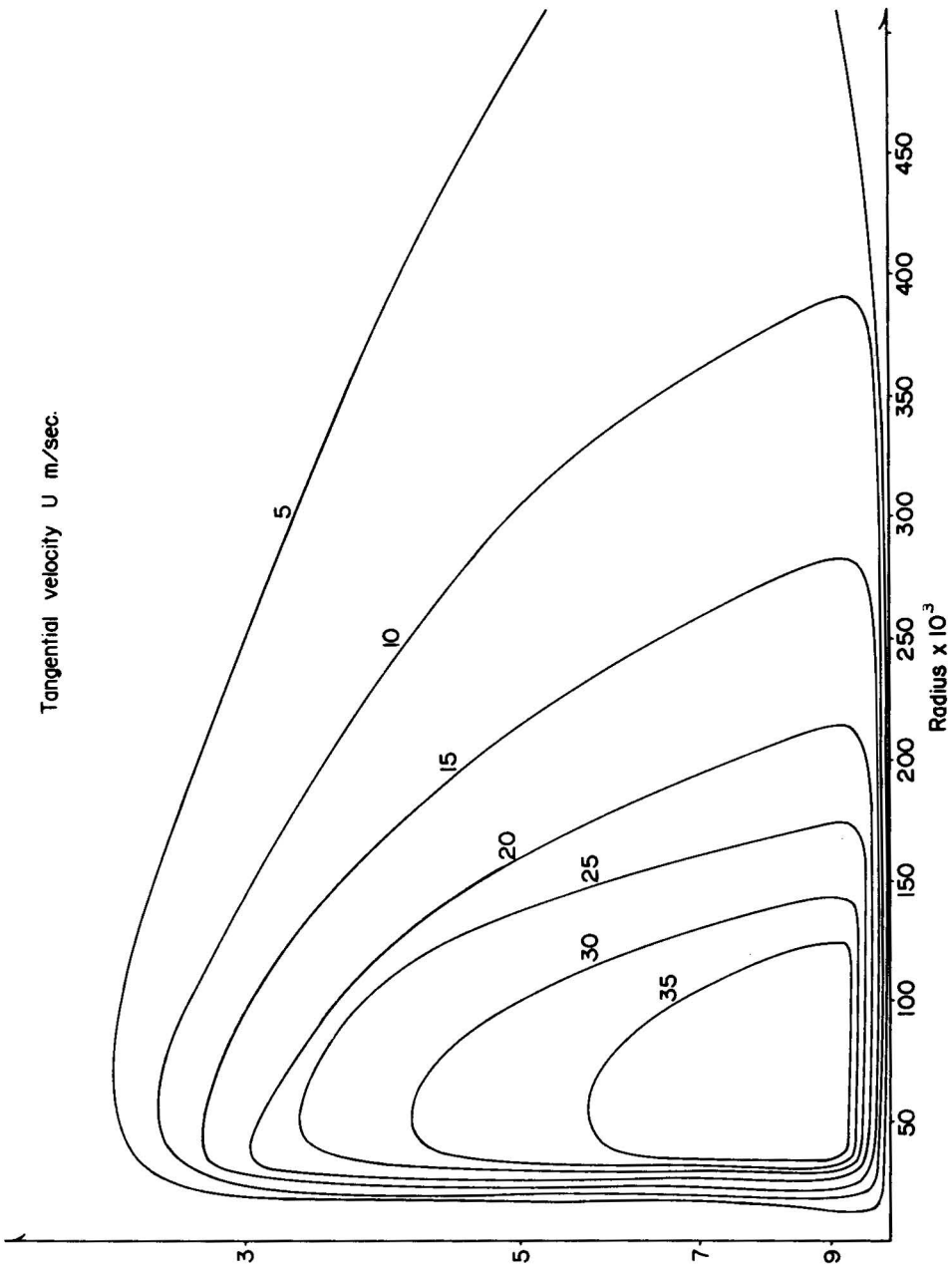


Figura 15. Sección transversal que ilustra la velocidad tangencial obtenida a las 90 hrs de integración.

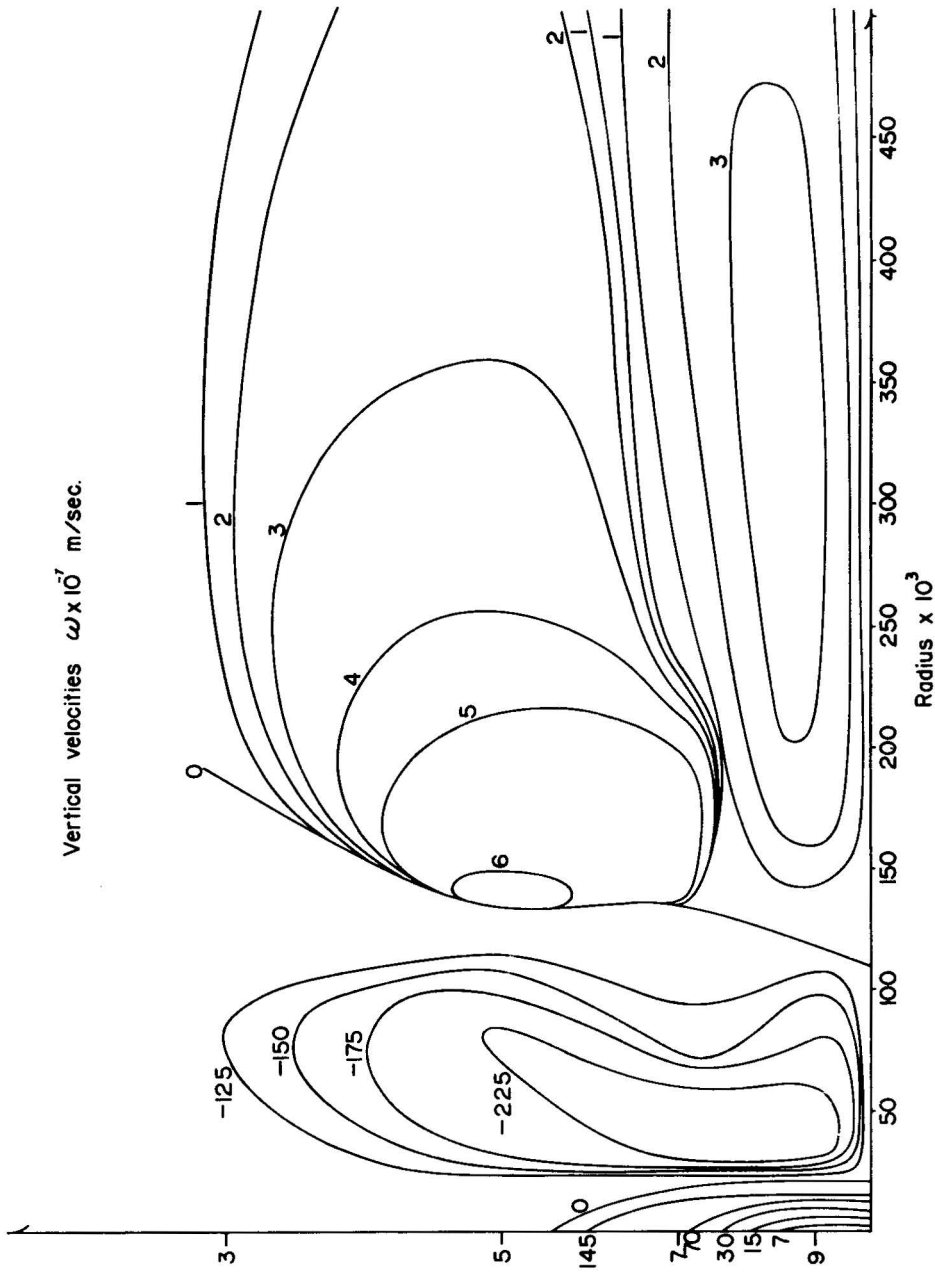


Figura 16. Igual que la figura 15, pero para la velocidad vertical.

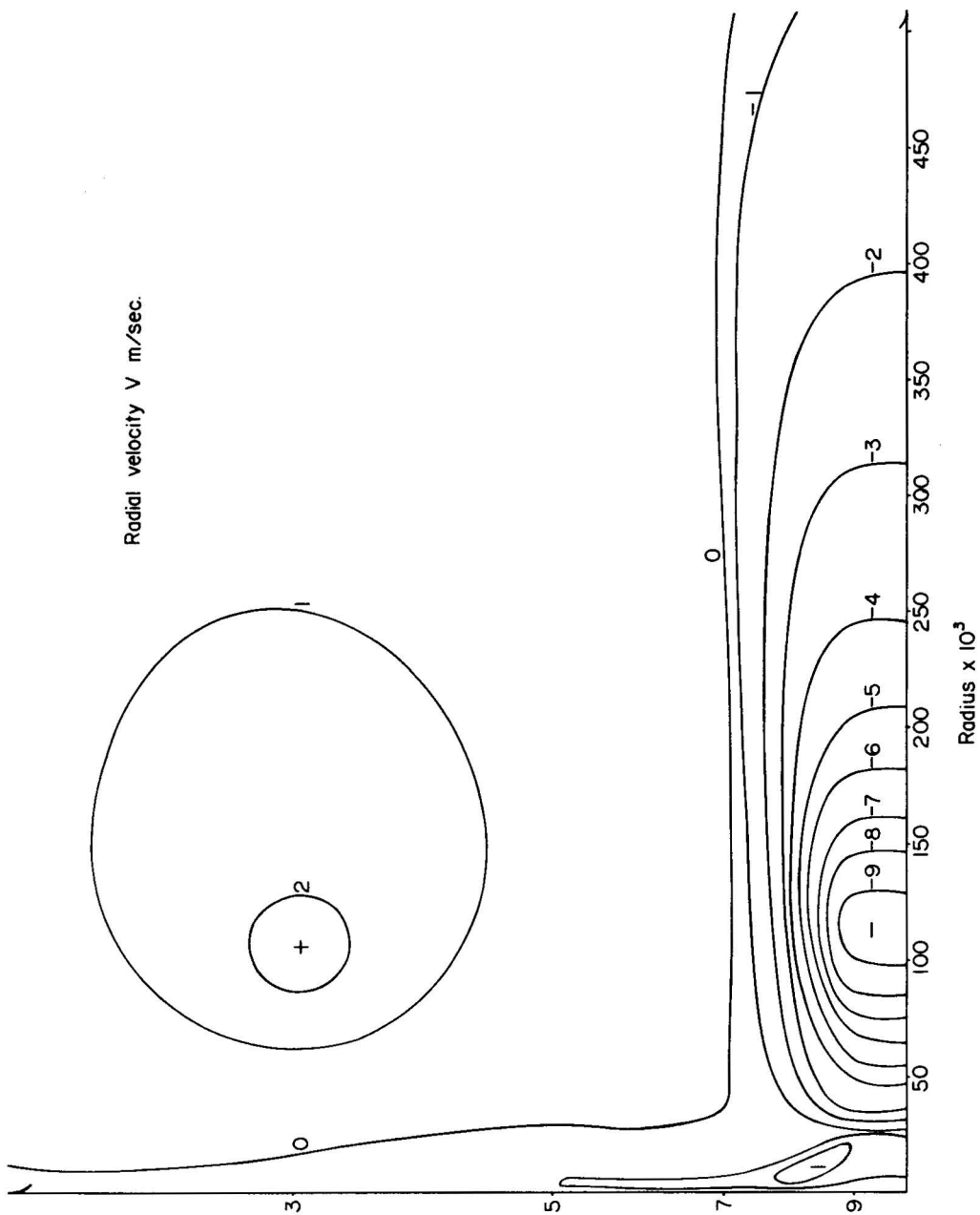


Figura 17. Igual que la figura 15, pero para la velocidad radial.

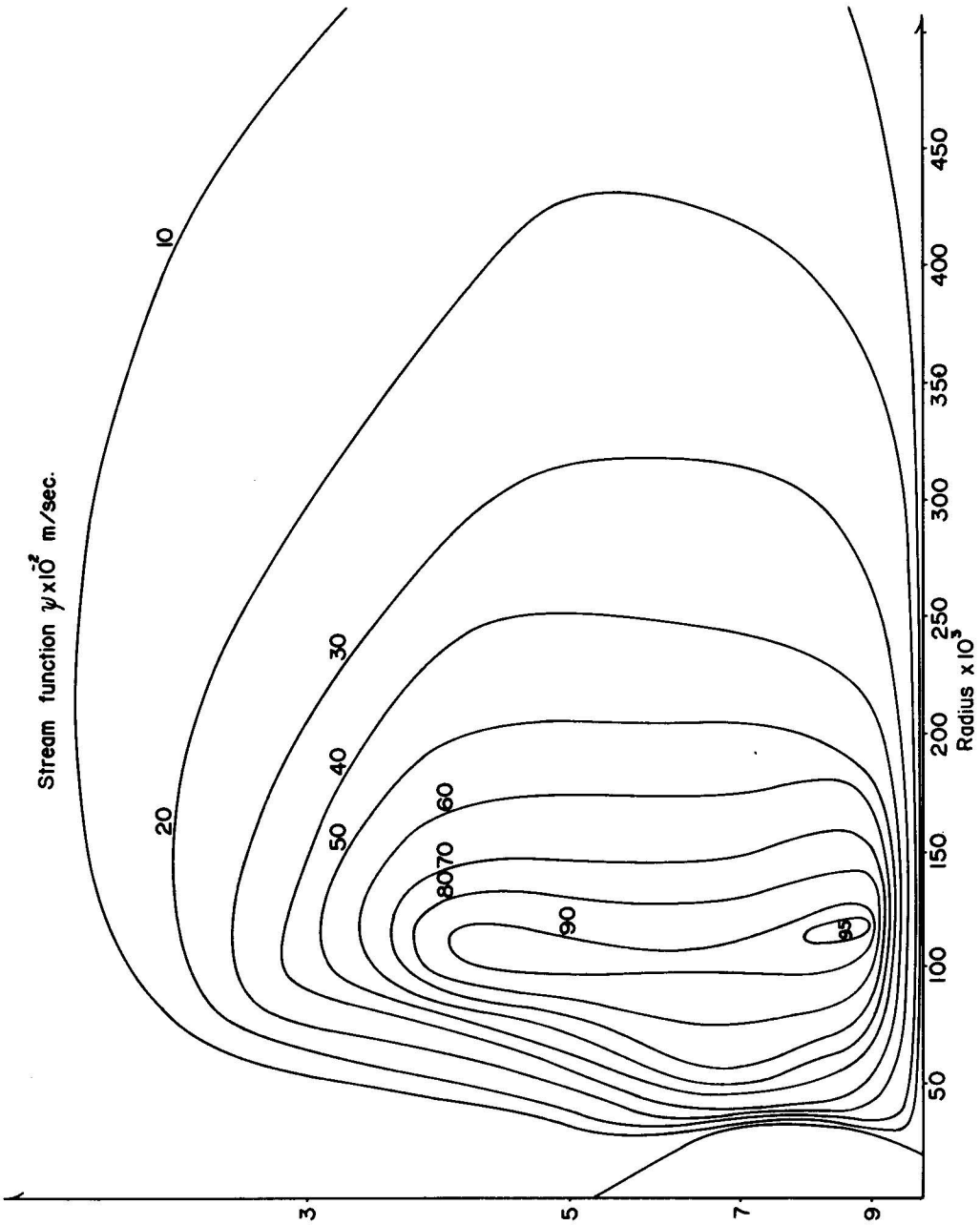


Figura 18. Sección transversal de la función de corriente obtenida a las 90 hrs de integración.

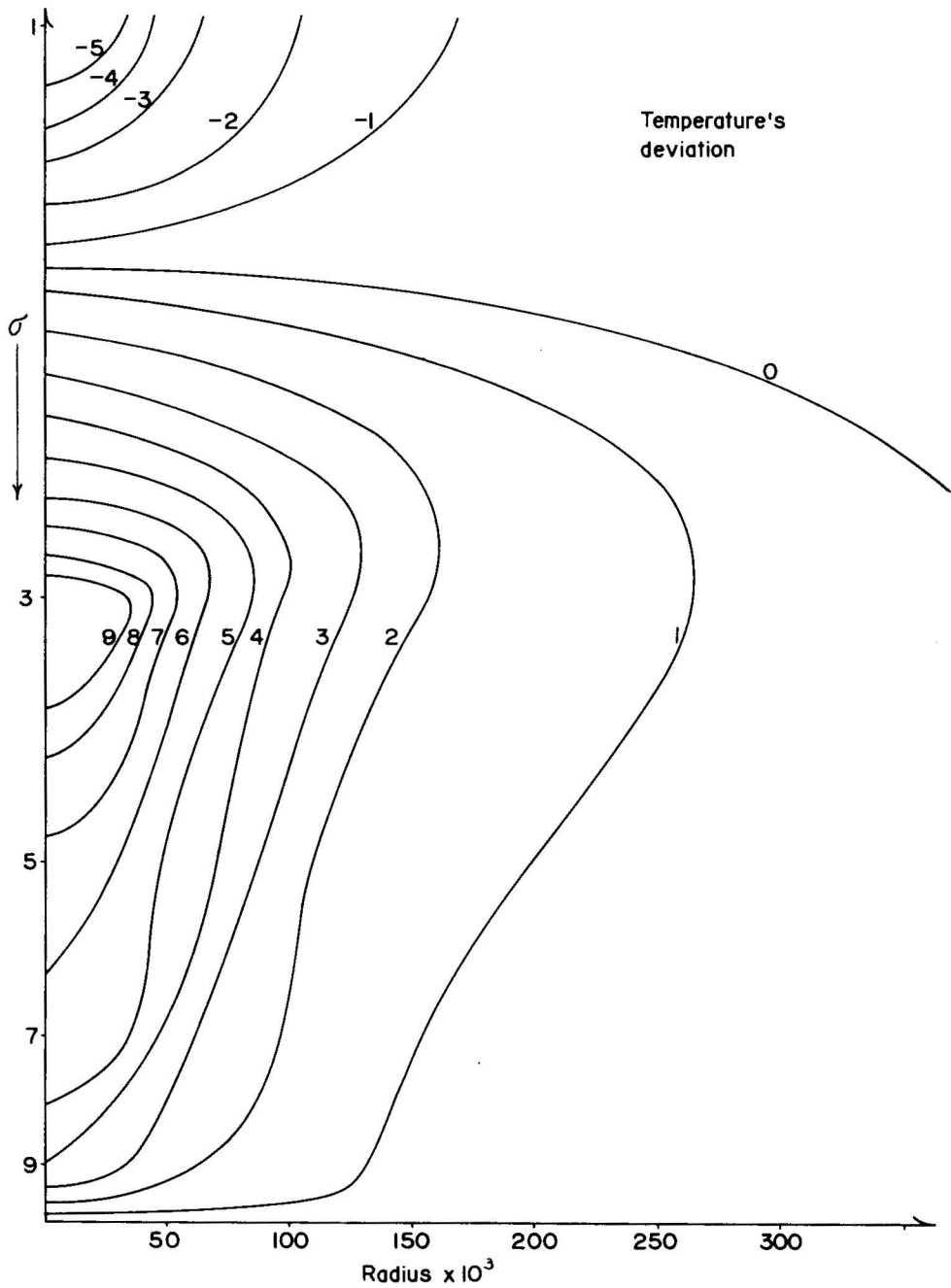


Figura 19. Sección tangencial que ilustra las desviaciones con respecto a los valores iniciales del campo de temperatura.

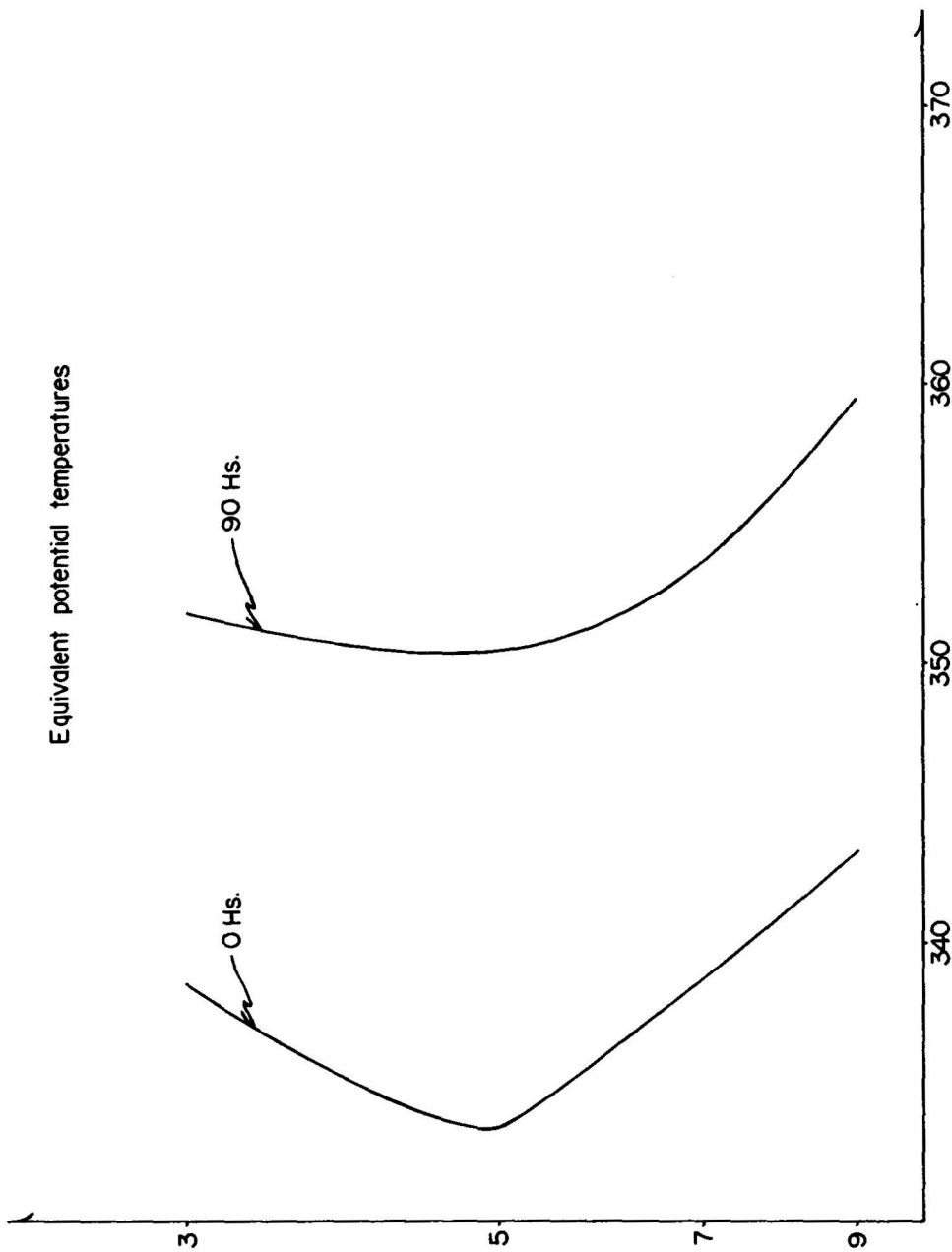


Figura. 20. Perfiles iniciales a las 90 hrs de la temperatura potencial equivalente.

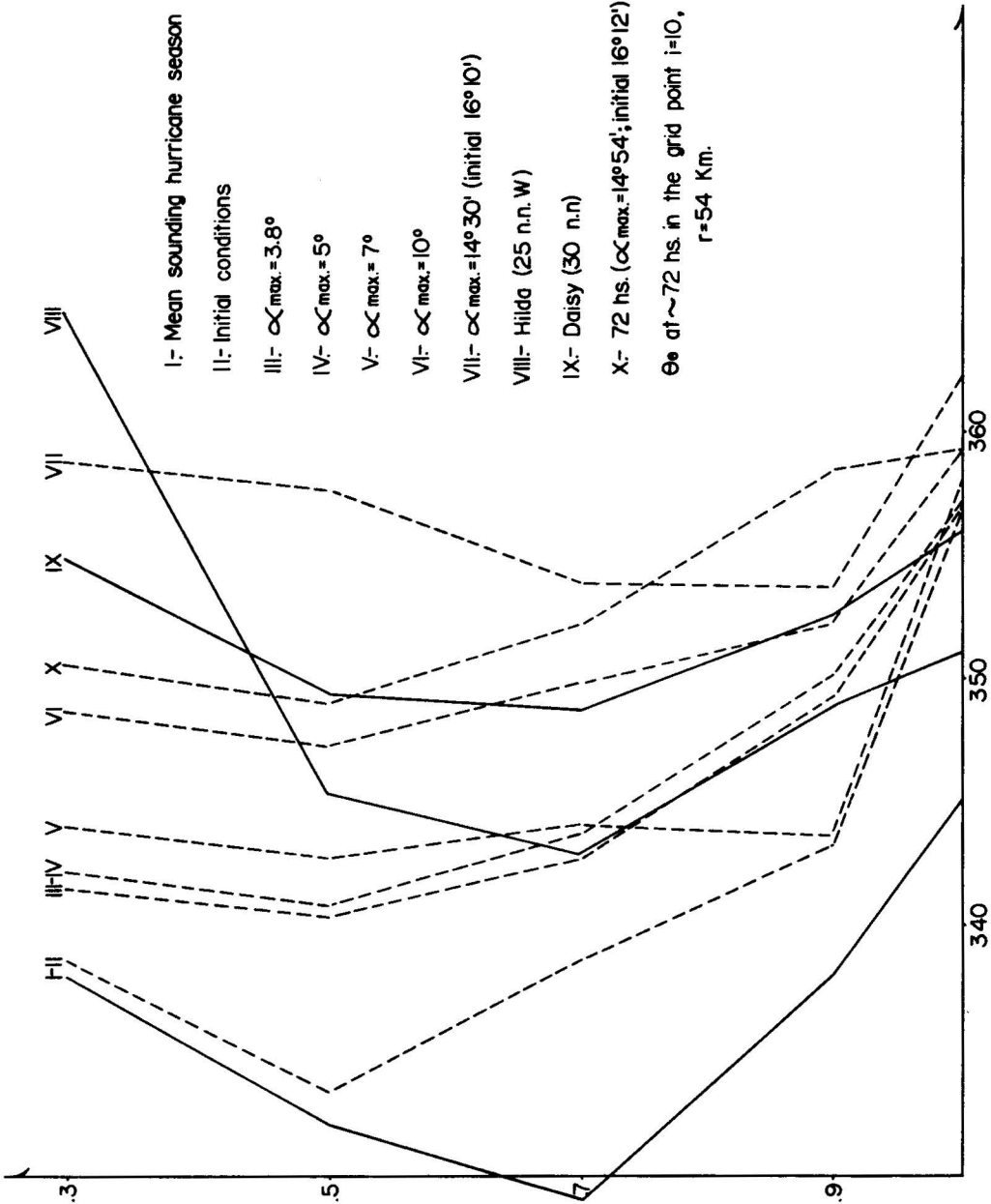


Figura 21. Varios perfiles de la temperatura potencial equivalente obtenidos en el modelo y comparados con varios valores obtenidos de observaciones hechas en casos reales.

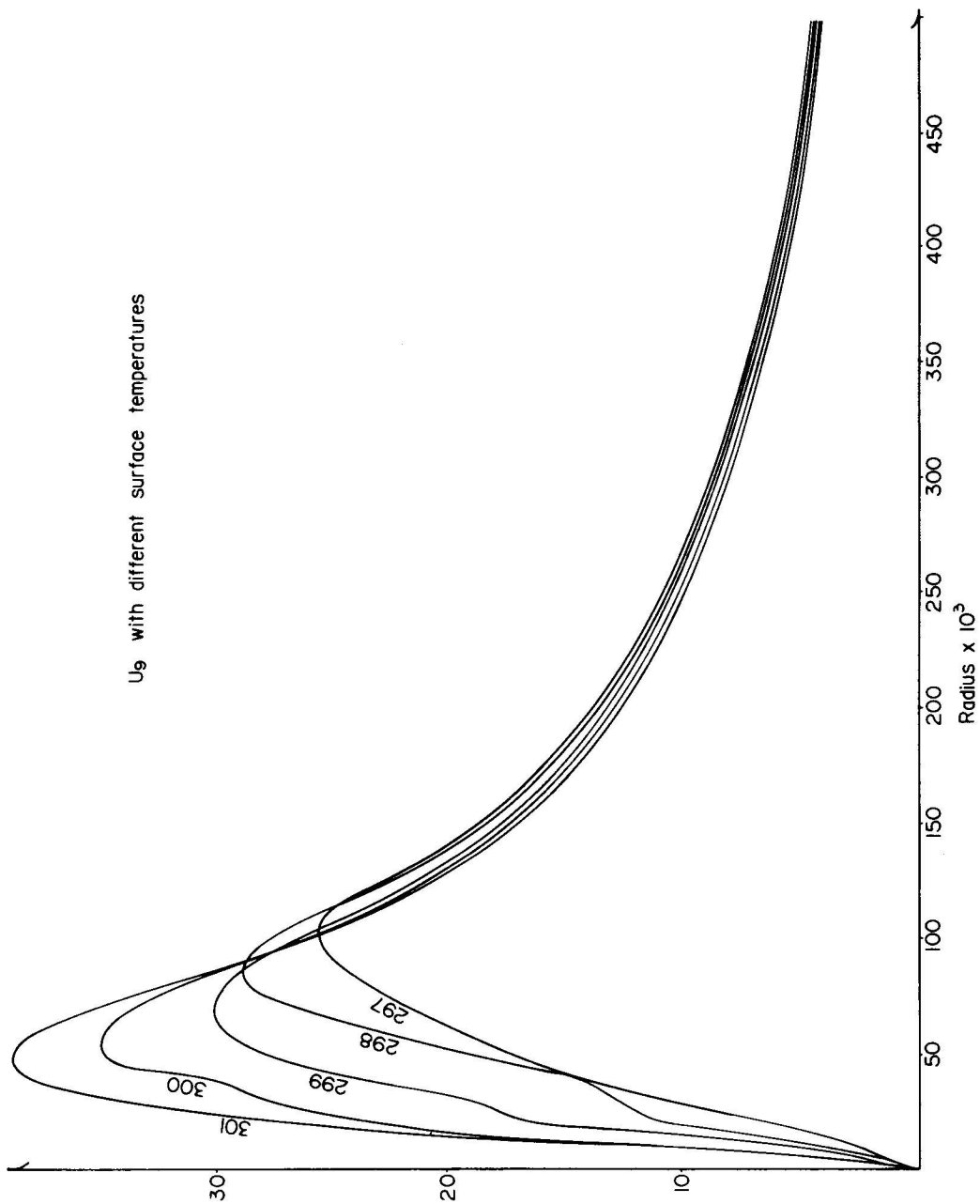


Figura 22. Distribuciones de la velocidad tangencial después de 70 hrs de integración para varios valores de la temperatura del mar.

TABLA I
PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS SIGUIENTES MODELOS SIMÉTRICOS DE LOS HURACANES

Nombre del autor	Ooyama (1970)	Rosenthal (1970)	Yamasaki (1968)	Sundquist (1970)
Naturaleza dinámica	Balanceado.	Ecuaciones primitivas.	Ecuaciones primitivas.	Balanceado
Sistema de referencia.	Z	Z	P	P
Número de capas.	2 principales (5 km) + capa de fricción (1 km)	6 (1a. de superficie a los 900 mb. promedio, una en la tropósfera superior de 100 mb., y 4 de intervalos medios de 200 mb).	13 (4 de 25 mb. y 9 de 100 mb.)	10 (homogéneas de 100 mb.)
Distancia horizontal en la rejilla.	5 km	20 km y 10 km	Arbitrario (mínimo cerca del centro 20 km, máximo 406 km).	25 km
Función de calentamiento.	$Q = \eta W$ si $W > 0$ $Q = 0$ si $W \leq 0$	$Q = \frac{\bar{\rho} L}{\int_a^b} \frac{L w_z \bar{q}}{\bar{\rho}} (T_c - T) dz$ si $W_z > 0, T_c < T$ $Q = 0$ de otra forma.	$Q = L_q (r) W(r) \frac{T_c - T}{\int_0^r (T_c - T) dp}$ Para $W < 0$ $P_B > P > P_T$ P_B = Tope de la capa de fricción. P_T = Tope de la nube. $Q = 0$ de otra forma.	$Q = L \frac{C_q (T_c - T)}{\int_0^p \frac{C_p}{(T_c - T) dp}$ $Q = gL \frac{C_p}{(P_B - P_T)}$ C_q = influjo de humedad en la base de la nube.
Dominio horizontal.	1 000 km	440 km	2410 km	600 km
Tiempo de integración para el viento máximo.	134 Hs	200 hs 192 hs	155 Hs	84 Hs
Velocidad radial en la capa de fricción	Obteniendo de $\psi_0 = (f + \varphi)^{-1} CD V_1 U_1 r$	Condición a la frontera. $\bar{\rho} K_z \frac{\partial u}{\partial z} = CD \bar{\rho} v u$	Obtenida en las capas usando 900 mb. como condición a la frontera.	$\bar{U} = \frac{-\psi 900}{V \Delta p}$ $\psi 900$: Obtenida resolviendo la ecuación diagnóstica, $\xi_s = \rho CD v u$, en la superficie.
Valor de CD. Acoplamiento vertical.	$CD = (0.5 + 0.06 V_1) \times 10^{-3}$ Parametrización del flujo de masa y ecuación diagnóstica.	3×10^{-3} Transferencia vertical del momento y calor por los coeficientes de remolino.	2.5×10^{-3} Transferencia vertical del momento por los coeficientes de remolino.	1.5×10^{-3} Transferencia vertical del momento y la ecuación diagnóstica.

AGRADECIMIENTOS

Las integraciones iniciales del modelo se realizaron en el Centro de Cálculo de la Universidad del Estado de Florida, y las finales en el Centro de Cálculo de la Universidad Nacional Autónoma de México, a ambos centros el autor desea expresar su agradecimiento.

Igualmente se desea expresar agradecimiento por su cooperación al Sr. Meteorólogo José Arroyo García y al Ing. Alfonso Estrada Betancourt quien hizo los dibujos de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- CHARNEY, J. G., and A. ELIASSEN, 1964. On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.* 21: 68-75.
- DVORAK, V. F., 1972. A technique for the analysis and forecasting of tropical cyclone Intensities from Satellite pictures, *NOAA Technical Memorandum NESS 36* June 1972, 15 pp.
- HAGUE, S. M. A., 1952. The initiation of cyclonic circulation in a vertical unstable stagnant air mass. *Quart J. R. Meteor., Soc.*, 78: 394-406.
- HAWKINS, H. F., and D. T. RUBSAM, 1968. Hurricane Hilda 1964, II Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964, *Mon Wea. Rev.*, 96: 617-636.
- KASAHARA, A., 1961. A numerical experiment on the development of a tropical cyclone. *J. Meteor.*, 18: 259-282.
- KOTESWERAM, A., 1967. On the Structure of Hurricanes in the Troposphere and Lower Stratosphere. *Mon Wea. Rev.* 95.
- KUO, H. L., 1965. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22: 40-63.
- LA SEUR, N. E., 1963. The structure of hurricanes: A survey. *Geofisica Internacional*, 3: 111-116.
- LA SEUR, N. E., and, H. F. HAWKINS, 1963. An analysis of hurricane Cleo (1958) based on data from research reconnaissance aircraft. *Mon. Wea. Rev.*, 91: 694-709.
- LILLY, D. K., 1960. On the theory of disturbances in a conditionally unstable atmosphere. *Mon Wea. Rev.*, 88: 1-17.
- OGURA, Y., 1964. Frictional controlled, thermally driven circulation in a circular vortex with application to tropical cyclones *J. Atmos. Sci.*, 21: 610-521.

- OOYAMA, K., 1964. A dynamic model for the study of tropical cyclone development. *Geofísica Internacional*, 4: 187-198.
- OOYAMA, K., 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 26: 3-40.
- RIEHL, R., and J. MALKUS, 1961. Some aspects of hurricane Daisy 1958. *Tellus*, 13: 181-213.
- RIEHL, R., 1959. On the dynamic and energy transformation in steady-state hurricanes, *National Hurricane Research Project*, Report No. 31.
- ROSENTHAL, S. L., 1962. A theoretical analysis of the field of motion in the hurricane boundary layer. *National Hurricane Research Project* Report No. 56, 12 pp.
- ROSENTHAL, S. L., 1969. Numerical Experiments with a multilevel primitive equation model designed to simulate the development of tropical cyclones, *Experiment 1 ESSA Tech. Memo. ERLTM N. H. R. L.* 82, 36 pp.
- ROSENTHAL, S. L., 1970. A circular symmetric primitive equation model of tropical cyclone development containing an explicit water vapor cycle, *Mon. Wea. Rev.*, 98: 643-663.
- SERRA, C. S., 1973. Some Numerical Experiments to simulate the development and maintainings of hurricanes. P.h.D. dissertation, Florida State University, Department of Meteorology, 103 pp.
- SUNDQUIST, H., 1970. Numerical simulation of the development of tropical cyclones with a ten-level model. Part 1. *Tellus* 22: 359-390.
- SYONO, S., 1953. On the formation of tropical cyclones. *Tellus*, 5: 179-195.
- SYONO, S., 1962. A numerical experiment of the formation of tropical cyclones. *Proc. Internat. Symposium on Numerical Weather Prediction*. Meteor. Soc. Japan, Tokyo, 405-418.
- YAMASAKI, M., 1968. Detailed analysis of a tropical cyclone simulated with a 13-layer model. *Papers in Met. and Geophysics*, 19: 559-505.