

00362

4



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
POSGRADO EN CIENCIAS FISICAS

LOS HURACANES
Y SU
TRAYECTORIA

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS (FISICA)
P R E S E N T A :
VICTOR M. CORDOBA LOBO

DIRECTOR DE TESIS: M. en C. ENRIQUE BUENDIA CARRERA

pcf

MEXICO, DF.

pcf

posgrado en ciencias físicas
u n a m

2003

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Mi más sincero agradecimiento al M. en C. Enrique Buendía Carrera, quien con infinita paciencia dirigió éste trabajo hasta llevarlo a buen fin.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

2

Mi gran agradecimiento al M. en C. Francisco J. Villicaña Cruz, M. en C. Enrique Azpra Romero, M. en C. Marcial O. Delgado Delgado, C. Alfonso Salas Cruz y C. Rafael Patiño Mercado, por su invaluable ayuda.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| INTRODUCCIÓN..... | 3 |
| CAPÍTULO I | |
| ECUACIÓN DE MOVIMIENTO..... | 7 |
| FUERZA DEBIDA A LA PRESIÓN..... | 12 |
| FUERZA GRAVITACIONAL..... | 14 |
| CAPÍTULO II | |
| VORTICIDAD..... | 20 |
| CAPÍTULO III | |
| ECUACIÓN DE LA ENERGÍA..... | 26 |
| CAPÍTULO IV | |
| TRAYECTORIA DE LOS HURACANES..... | 32 |
| EL PRONÓSTICO..... | 32 |
| EL MODELO BAROTRÓPICO..... | 36 |
| MODELO BAROCLÍNICO..... | 37 |
| PROYECCIÓN CÓNICA CONFORME DE LAMBERT..... | 43 |
| PROYECCIÓN MERCATOR..... | 46 |
| CAPÍTULO V | |
| RESULTADOS..... | 52 |
| CONCLUSIONES..... | 72 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | 74 |

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

21

SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS

| | | |
|-------------------------------------|---|---|
| \vec{A} | VECTOR ARBITRARIO | |
| A | ÁREA | |
| \vec{F} | FUERZA TOTAL | |
| \vec{F}_f | FUERZA DE FRICCIÓN | |
| P | PRESIÓN | |
| P_o | PRESIÓN AL NIVEL DEL MAR | |
| G | CONSTANTE DE LA GRAVITACIÓN UNIVERSAL | |
| g | GRAVEDAD | |
| x y z | EJES CARTESIANOS | |
| \hat{i} \hat{j} \hat{k} | | VECTORES UNITARIOS A LO LARGO DE LOS EJES CARTESIANOS |
| f | | |
| d | DISTANCIA ENTRE NODOS DE RED | |
| r_T | RADIO DE LA TIERRA | |
| C_p | CAPACIDAD CALORÍFICA ESPECÍFICA A PRESIÓN CONSTANTE | |
| C_v | CAPACIDAD CALORÍFICA ESPECÍFICA A VOLUMEN CONSTANTE | |
| \vec{r} | VECTOR DE POSICIÓN | |
| m | MASA | |
| t | TIEMPO | |
| S | ENTROPÍA | |

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

| | |
|----------------|--|
| u | COMPONENTE "X" DE LA VELOCIDAD (HACIA EL ESTE) |
| v | COMPONENTE "Y" DE LA VELOCIDAD (HACIA EL NORTE) |
| z | COMPONENTE "Z" DE LA VELOCIDAD (PERPENDICULAR A U y V) |
| R | CONSTANTE DE LOS GASES |
| T | TEMPERATURA |
| \bar{V} | VELOCIDAD HORIZONTAL |
| V | VOLUMEN |
| α | VOLUMEN ESPECÍFICO |
| ψ | FUNCIÓN DE FLUJO |
| σ | PARÁMETRO DE ESTABILIDAD ESTÁTICA |
| Φ | GEPOTENCIAL |
| $\bar{\omega}$ | VELOCIDAD ANGULAR DE LA TIERRA |
| ρ | DENSIDAD |
| η | VORTICIDAD ABSOLUTA |
| ∇ | OPERADOR NABLA |

INTRODUCCIÓN

Los huracanes¹, como se sabe, son fenómenos meteorológicos que generan grandes estragos, no obstante ello, también producen 3 grandes beneficios que son:

- Debido a la gran velocidad del viento que gira a su alrededor, ocasionan una fuerte circulación del aire en la atmósfera, de tal manera que la contaminación existente a lo largo de su trayectoria es eliminada.
- Otro de los efectos de la circulación del viento, es que genera una agitación en el agua del mar, ocasionando con ello que el agua asentada bajo la superficie, se oxigene nuevamente, hecho que permite que la fauna marina al tener agua limpia, se renueva y en los casos en donde había dejado de existir por la descomposición de su hábitat, vuelva a proliferar.
- Un tercer suceso benéfico, tiene efecto cuando el huracán impacta la costa ya que la flora que éste va recolectando durante su trayectoria, se deposita en tierra donde germina, combinándose con la ya existente lo cual generará nuevas especies y/o reforzará las ya existentes.

Desafortunadamente, estos beneficios quedan minimizados por el efecto devastador que ocasionan cuando penetran las costas ya que invariablemente causan inundaciones por las fuertes lluvias y con ello la pérdida de la vida en los seres humanos así como de la flora y fauna existente en la región.

En este trabajo se proponen dos cambios al método usual para el pronóstico de la trayectoria de los huracanes, con la finalidad de detectar con una mejor aproximación el desplazamiento de éstos y con ello prever con antelación el lugar de impacto del huracán, lo que permitirá proteger a la población circundante, estos son:

- Efectuar un cambio en la proyección del mapa donde se encuentra la superficie en la que se efectúa el pronóstico de la trayectoria, de una Proyección Cónica Conforme de Lambert, actualmente utilizada, a una Proyección Cilíndrica Mercator, con lo que se espera obtener una mejor representación de la superficie al

¹ [http://www.2010.atmos.uiuc.edu/\(gh\)/guides/mtr/hurr/def.rxml](http://www.2010.atmos.uiuc.edu/(gh)/guides/mtr/hurr/def.rxml)

tener una menor distorsión en la proyección lo que reeditarán en una mejor aproximación al momento de interpolar los datos recabados por las sondas meteorológicas.

- Colocar la superficie de integración del modelo, de tal forma que la región usual de desplazamiento de los huracanes tropicales que en el mar Caribe y en el Océano Pacífico estadísticamente se sitúa en el intervalo (10° N, 20° N), se ubique lo más cercano al centro de la región de integración, con lo que se espera una predicción de la trayectoria de los huracanes más cercana a la real, pues al alejarse la frontera, la interferencia causada por ésta durante el proceso del pronóstico se minimiza.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO I
ECUACIÓN
DE
MOVIMIENTO

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En este capítulo, se obtiene la ecuación de movimiento de una parcela de aire² que se traslada en un sistema tridimensional cuyo origen de coordenadas se considera situado en el centro de masa de nuestro planeta.

Para muchas aplicaciones en meteorología es usual referir el movimiento a un sistema que gira con la tierra. La transformación de la ecuación del momento a un sistema de coordenadas rotando requiere una relación entre la derivada total (absoluta) de un vector en un sistema inercial y la derivada total (relativa) correspondiente en un sistema rotando, sin embargo es obvio que en medios continuos tales como la atmósfera la definición de rotación es más difícil de establecer que para objetos sólidos.

En la atmósfera, la circulación y la vorticidad de un fluido, son las dos medidas principales de rotación. La circulación es un campo escalar que proporciona una medida macroscópica de la rotación para el "área finita" que contiene al fluido. Vorticidad, sin embargo, es un campo vectorial que proporciona una medida microscópica de la rotación en cada punto del área de confinamiento del fluido.

Esto implica que tales variables gobiernan el movimiento de rotación que tienen los sistemas atmosféricos.

La altura Z (o distancia radial " r ") no es la coordenada vertical más conveniente para muchos propósitos en virtud de la orografía tan irregular de la superficie terrestre.

En este trabajo se utilizará como coordenada vertical a la presión en lugar de Z ; pues usualmente, la información se reporta en función de ésta ya que es como internacionalmente se acordó que se difundan³.

² Parcela: volumen cuyas propiedades físicas de más importancia son la temperatura y su composición, las cuales son aproximadamente uniformes en un plano horizontal, por lo que teóricamente la atmósfera ideal es aquella en que las superficies de igual presión no se interceptan.

³ www.weather.unisys.com

ECUACIÓN DE MOVIMIENTO

Considérese un sistema no inercial con origen O' y coordenadas X', Y' y Z' , trasladándose con respecto a un sistema inercial con origen O y coordenadas X, Y, Z . El punto B , representa una partícula trasladándose respecto a los dos sistemas, la cual se localiza por los vectores \vec{r}' y \vec{r} , como lo muestra la Fig. 1.

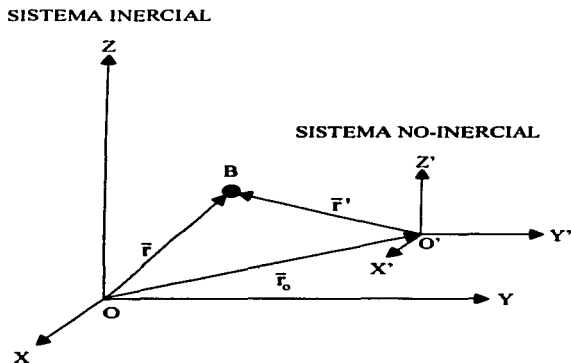


Fig. 1 Sistemas Inercial y no-Inercial

los vectores \vec{r} , \vec{r}_0 y \vec{r}' están relacionados de acuerdo a la regla:

$$\vec{r} = \vec{r}_0 + \vec{r}'$$

si el origen O' se está desplazando respecto al origen O , que se encuentra fijo, entonces, la relación de velocidades y aceleraciones es:

$$\vec{v} = \vec{v}_o + \vec{v}'.$$

$$\vec{a} = \vec{a}_o + \vec{a}'.$$

Para una partícula de masa unitaria, sujeta a una fuerza total \vec{F} , las ecuaciones de Newton se cumplen en un sistema de coordenadas fijo:

$$\vec{a} = \frac{d^2\vec{r}}{dt^2} = \vec{F};$$

esto es:

$$\vec{a}_o + \vec{a}' = \vec{F},$$

que puede expresarse como:

$$\vec{a}' = \vec{F} - \vec{a}_o, \quad (1)$$

en la que el término \vec{a}_o , se llama "fuerza ficticia". Esta ecuación establece que se pueden usar las leyes de Newton para tratar el movimiento de una partícula en un sistema de referencia acelerado, simplemente sumando la fuerza ficticia a la fuerza real.

Para observar los fenómenos meteorológicos desde la superficie terrestre, la cual no es un sistema de referencia inercial, convencionalmente se considera para efectos de pronósticos hasta de tres días, que la traslación de la Tierra es un movimiento lineal no acelerado por lo que es posible considerarla como un sistema inercial.

Basándose en tal hecho, se elige al centro de masa de ésta como el origen de un sistema inercial y un punto cualquiera en su superficie como el origen de un sistema no inercial, con un movimiento únicamente de rotación alrededor del eje Z (eje polar) del sistema inercial con velocidad angular constante $\vec{\omega}$ como se muestra en la Fig. 2, donde el punto B representa un fenómeno meteorológico en la atmósfera.

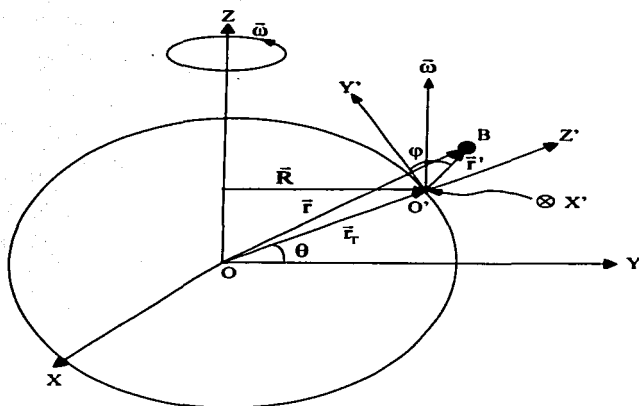


Fig. 2.- Ubicación de un fenómeno meteorológico

\vec{r} es el vector de posición de B desde el origen O (sistema inercial), \vec{r}_r el radio medio de la tierra, vector de posición del origen del sistema no-inercial y \vec{r}' el vector de posición del punto B desde el origen O', éstos cumplen la relación:

$$\vec{r} = \vec{r}_r + \vec{r}'.$$

Cuando un movimiento es observado en un sistema de referencia no inercial como es el caso de la Tierra, la ecuación que describe su movimiento, debe ser analizada de tal forma que la velocidad absoluta de una partícula (\vec{V}_a), sea la suma de la velocidad de la partícula

medida por un observador posicionado en el sistema inercial O , más la velocidad de la partícula medida por otro observador posicionado en el sistema no-inercial O' .

Suponiendo que los dos sistemas coinciden en sus orígenes y además, el sistema X', Y', Z' , girando con una velocidad angular $\vec{\omega}$, constante, respecto al sistema X, Y, Z , como lo muestra la Fig. 3:

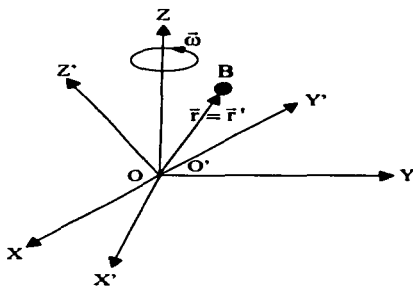


Fig. 3 Sistemas con orígenes coincidentes

entonces la posición del punto B queda determinada por el mismo vector en ambos sistemas, solamente sus componentes son diferentes a lo largo de los ejes coordenados de los dos sistemas.

Considerando al punto B , fijo respecto a O' , entonces, el vector \vec{r}' , estará girando con velocidad angular $\vec{\omega}$ respecto a O y la variación de este vector respecto al tiempo será $\vec{\omega} \otimes \vec{r}'$, por lo tanto se tiene:

$$\frac{d_r \vec{r}}{dt} = \frac{d \vec{r}'}{dt} + (\vec{\omega} \otimes \vec{r}'),$$

dado que $\vec{r} = \vec{r}'$

$$\frac{d_a \bar{r}}{dt} = \frac{d\bar{r}}{dt} + (\bar{\omega} \otimes \bar{r}),$$

de donde se obtiene el operador

$$\frac{d_{absoluta}}{dt} = \frac{d_{relativa}}{dt} + (\bar{\omega} \otimes). \quad (2)$$

La segunda ley de Newton aplicada a una partícula en un sistema inercial, es:

$$\sum_{i=1}^{i=n} \bar{F}_i = m \frac{d_a^2 \bar{r}}{dt^2},$$

donde la sumatoria representa el total de las fuerzas que actúan sobre la parcela, aplicando el operador (2) se tiene de acuerdo a la Fig. 2

$$\frac{d \bar{v}}{dt} = \frac{d \bar{v}'}{dt} + \underbrace{2\bar{\omega} \otimes \bar{v}'}_3 + \underbrace{\bar{\omega} \otimes (\bar{\omega} \otimes \bar{r}) + \bar{\omega} \otimes (\bar{\omega} \otimes \bar{r}')}_4. \quad (3)$$

en la cual "1" representa la aceleración absoluta del punto B en el sistema inercial, "2" representa la aceleración relativa medida por un observador posicionado en la superficie terrestre, "3" representa a la aceleración de Coriolis debida a la aceleración de la Tierra y "4", la aceleración centrípeta debida también a la aceleración de la Tierra.

El movimiento de un elemento de volumen (parcela de aire), sobre el que actúan:

- i).- fuerza debida a la presión
- ii).- fuerza debida a la gravedad
- iii).- fuerza debida a la fricción.

queda establecido de acuerdo a la segunda Ley de Newton, por la ecuación:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$m \frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F}_{\text{presión}} + \vec{F}_{\text{gravedad}} + \vec{F}_{\text{fricción}},$$

que de acuerdo a la ecuación (3) se tiene:

$$m \frac{d\vec{v}'}{dt} = \vec{F}_p + \vec{F}_g + \vec{F}_r - 2\vec{\omega} \otimes \vec{v} - \vec{\omega} \otimes (\vec{\omega} \otimes \vec{r}') - \vec{\omega} \otimes (\frac{d\vec{\omega}}{dt} \otimes \vec{r}'). \quad (4)$$

FUERZA DEBIDA A LA PRESIÓN.

La fuerza debida a la presión \vec{F}_p fundamental en el desplazamiento horizontal de los fenómenos atmosféricos sinópticos⁴ es causada por la variación de la presión atmosférica al existir un cambio en la altura de la columna de aire que la define.

Para obtener la expresión correspondiente a esta fuerza, se considera una parcela de aire con una densidad ρ constante en su interior y con un volumen $V = \Delta x \Delta y \Delta z$, como se muestra en la Fig. 4.

⁴ Fenómeno sinóptico: Sin óptica, observable "a simple vista"

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

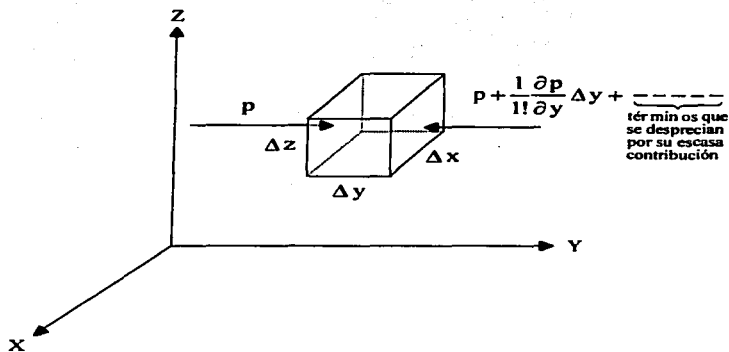


Fig. 4 Presión sobre una parcela de aire.

Sea "p" la presión ejercida en la superficie izquierda, por lo que la fuerza por unidad de área sobre ella será:

$$F_p = p \Delta x \Delta z.$$

la presión sobre la superficie derecha es:

$$p_d = p + \frac{\partial p}{\partial y} \Delta y,$$

y la fuerza que actúa sobre la superficie derecha del elemento de volumen es:

$$F_{p_d} = \left(p + \frac{\partial p}{\partial y} \Delta y \right) \Delta x \Delta z;$$

por lo tanto la fuerza total neta sobre el eje Y es:

$$\vec{F}_{p_i} = -\frac{\partial p}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta z \hat{j},$$

la fuerza por unidad de masa y por unidad de área, debida a la presión sobre el eje Y, es:

$$\vec{F}_{p_i} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j}.$$

Realizándose un proceso similar en las caras vertical y horizontal del paralelepípedo mostrado en la Fig. 4, se tiene que la fuerza total sobre la parcela de aire, debida a la presión, está dada por:

$$\vec{F}_{(\text{presión})} = -\frac{1}{\rho} \nabla p. \quad (5)$$

FUERZA GRAVITACIONAL

Tomando la masa de la parcela de aire (m), representada en la Fig. 4, concentrada en su centro de masa y similarmente, la masa de la tierra (M) concentrada en su centro de masa, se tiene de acuerdo a la Ley de la Gravitación Universal:

$$\vec{F}_g = -G \frac{Mm}{r^3} \hat{r};$$

ésta fuerza puede expresarse como :

$$\vec{F}_g = -\nabla \phi. \quad (6)$$

donde ϕ es una función de potencial gravitacional de la forma

$$\phi = GMm \left(\frac{1}{r_r} - \frac{1}{r} \right), \quad r_r \gg r,$$

en la que r_r representa el radio polar de la tierra (6.357 Km.).

Suponiendo a la Tierra como una esfera, se tiene entonces que ϕ es una función de potencial gravitacional constante en superficies esféricas equipotenciales paralelas a la Tierra. Dado que la parcela de aire se traslada en la cercanía de la superficie terrestre ($\bar{r}_r \gg \bar{r}$), el término $[\bar{\omega} \otimes (\bar{\omega} \otimes \bar{r}')]]$ en la ecuación (3), puede desprejiciarse por su escasa contribución.

Tanto la aceleración centrífuga $[\bar{\omega} \otimes (\bar{\omega} \otimes \bar{r})]$ como ϕ , son funciones con relación directa al eje de rotación Z, por lo que la resultante de ambas fuerzas actuando sobre la parcela de aire, constituyen la gravedad efectiva \bar{F}_g^* que actúa sobre esta, como lo muestra la Fig. 5.

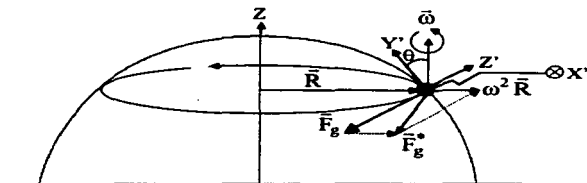


Fig. 5. Gravedad efectiva sobre una parcela de aire

donde \bar{F}_g^* se puede expresar como:

$$\bar{F}_g^* = -\bar{F}_g + \omega^2 \bar{R}. \quad (7)$$

Al expresar al vector \bar{F}_g^* como el gradiente de una función potencial, se obtiene que la fuerza centrífuga por unidad de masa combinada con la atracción gravitacional es:

$$\vec{F}_g^* = \text{fuerza de gravedad efectiva} = -\nabla \phi_r, \quad (8)$$

donde

$$\phi_r = GM \left(\frac{1}{r_r} - \frac{1}{r} \right) - \omega^2 R, \quad (9)$$

es llamado el geopotencial y representa la energía potencial por unidad de masa en virtud de la posición en un campo gravitacional, ahora bien ϕ_r tiene su valor máximo en los polos donde $R = 0$ y su mínimo valor en el Ecuador donde se tiene R máxima.

Expresando nuevamente la ecuación de movimiento relativo, de la ecuación (4) se tiene:

$$m \frac{d\vec{v}'}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{F}_g^* - 2\vec{\omega} \otimes \vec{v}' + \vec{F}_r', \quad (10)$$

Al considerar que la ecuación (10), tomando una masa unitaria, se aplica en un sistema atmosférico donde para elevaciones mayores de 1 Km., se supone que $\vec{F}_r' = \vec{0}$, se tiene:

$$\frac{d\vec{v}'}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{F}_g^* - 2\vec{\omega} \otimes \vec{v}', \quad (11)$$

que corresponde a la ecuación de movimiento de una parcela de aire trasladándose en un sistema girando, expresando la ecuación (11) en sus componentes rectangulares, se llega a:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dv_x}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega v_y \operatorname{sen} \theta - 2\omega v_x \cos \theta, \\ \frac{dv_y}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega v_x \operatorname{sen} \theta, \\ \frac{dv_z}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + F_g^* - 2\omega v_x \cos \theta. \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los movimientos atmosféricos sinópticos se deben principalmente a los desplazamientos horizontales o bien cuasi-horizontales por lo que el sistema de ecuaciones (12) puede simplificarse si se considera que:

$$\frac{V_z}{V_{R_x}} = \frac{V_z}{\sqrt{V_x^2 + V_y^2}} \approx 10^{-3},$$

representa la razón de la velocidad vertical y la resultante de la velocidad horizontal del viento, así que se obtienen ecuaciones equivalentes al omitir los términos que involucran V_z , $\frac{dV_z}{dt}$, tomando en cuenta su casi nula contribución dentro del intervalo horizontal limitado. Considerando que el término $2V_x \omega \cos \theta$ es generalmente despreciable comparado con F_g^* , las ecuaciones (12) se transforman en

$$\left. \begin{aligned} \frac{d v_x}{d t} &= \frac{d u}{d t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v, \\ \frac{d v_y}{d t} &= \frac{d v}{d t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u, \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + F_x^*, \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

donde

$$f = 2 \omega \sin \theta,$$

es llamado el parámetro de Coriolis.

Simplificándose las ecuaciones (13), al tomar únicamente las componentes de interés en este trabajo (un plano horizontal tangente a la superficie terrestre), se obtienen las ecuaciones que gobiernan el desplazamiento horizontal del viento.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$\frac{du}{dt} - 2v\omega \sin\theta = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (14)$$

$$\frac{dv}{dt} + 2u\omega \sin\theta = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (15)$$

CAPÍTULO II

VORTICIDAD

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

VORTICIDAD

Una variable de gran interés para explicar los sucesos meteorológicos es la magnitud de la vorticidad que conllevan. La vorticidad es una medida de la rotación que tienen los sistemas atmosféricos y clásicamente está dada por

$$\vec{V}_{\text{vort.}} = \nabla \otimes \vec{v},$$

definiendo la vorticidad absoluta como:

$$\text{Vort.ab.} = \text{Vort.rel.} + \text{Vort.planetaria},$$

donde la vorticidad relativa es:

$$\vec{V}_{\text{vort. rel.}} = \nabla \otimes \vec{v}_r \quad (\text{vorticidad de la tierra}),$$

y la vorticidad planetaria

$$\vec{V}_{\text{vort. plan.}} = \nabla \otimes \vec{v}_p = \vec{f} \quad (\text{parámetro de Coriolis}).$$

A gran escala, la vorticidad generalmente más usada por su aplicabilidad es la vorticidad relativa tomada en un plano tangencial a la superficie terrestre como el indicado en la Fig. 5. En tal plano se tiene

$$\vec{V}_{\text{vort. rel.}} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \hat{i} - \left(\frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) \hat{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \hat{k}.$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Al comparar los órdenes de magnitud a escala sinóptica, la vorticidad relativa horizontal (\hat{i}, \hat{j}), por su escasa contribución es despreciable con respecto a la vorticidad vertical, por lo que definiendo la vorticidad vertical como:

$$\zeta = \vec{k} \cdot \nabla \times \left[\left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \hat{i} - \left(\frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) \hat{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \hat{k} \right].$$

se tiene:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.$$

retomando las ecuaciones horizontales de movimiento

$$\frac{du}{dt} - 2v\omega \sin \theta = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (14)$$

$$\frac{dv}{dt} + 2u\omega \sin \theta = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}. \quad (15)$$

derivando la primera ecuación con respecto a "y", la segunda ecuación con respecto a "x" y tomando en cuenta que $f = f(y)$ y $\rho = \rho(x, y)$ y además

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}.$$

se tiene:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{du}{dt} - fv \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial y \partial x} + \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y}, \quad (a)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{dv}{dt} + fu \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial y \partial x} + \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial x}, \quad (b)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

restando (b) de (a), agrupando términos se tiene:

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = \frac{1}{\rho^2} \left[\frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} \right] \quad (16)$$

$$+ \left[\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} \right] - [\zeta + f] \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right].$$

donde la ecuación (16), expresa la vorticidad en un sistema de coordenadas (x, y, z, t).

En la práctica, por la orografía tan irregular de la Tierra, es conveniente utilizar superficies isobáricas, por lo que expresando (16) en coordenadas isobáricas (x, y, p, t), se tiene:

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = \left[\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial w}{\partial x} \right] - [\zeta + f] \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right], \quad (17)$$

dado que el operador $\frac{d}{dt}$ en el sistema de coordenadas (x, y, p, t), tiene la forma

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V}_{\text{horizontal}} \odot (\nabla) + w \frac{\partial}{\partial p},$$

la ecuación (17), se puede expresar en forma vectorial como

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \underbrace{\bar{v}_s \odot \nabla (\zeta + f)}_1 - w \underbrace{\frac{\partial \zeta}{\partial t}}_2 - \underbrace{(\zeta + f) \nabla \odot \bar{v}_{hor}}_3 +$$

$$+ \underbrace{\frac{\partial u \partial w}{\partial p \partial y} - \frac{\partial v \partial w}{\partial p \partial x}}_4.$$
(18)

Consideraciones a nivel de escala sinóptica:

- Se desprecia la advección vertical de la vorticidad, término No. 2 debido a que ésta no es significativa en el transporte del movimiento.
- En el término 3, correspondiente a la generación de la vorticidad por la divergencia, se desprecia a ζ comparada con f , debido a que en la escala de latitudes medias, la vorticidad relativa es mucho más pequeña que la vorticidad planetaria.
- La generación de la vorticidad por inclinación, término No. 4, también se desprecia ya que no afecta su contribución por ser de orden mucho menor (10^{-3}) que los demás.
- Finalmente, el viento real se considera como si fuera geostrófico, esto es $v_h = v_g$ y además $\zeta = \zeta_g$. Todo esto en el término de advección No. 1.

En virtud de estos considerandos, finalmente se obtiene la ecuación de la vorticidad en coordenadas geostróficas como:

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\bar{v}_s \odot \nabla (\zeta_g + f) - f \nabla \odot \bar{v}_s,$$
(19)

donde $\zeta_g = \frac{\nabla^2 \phi}{f_c}$ y $\bar{v}_s = \hat{k} \otimes \frac{\nabla \phi}{f}$.

CAPÍTULO III
ECUACIÓN
DE LA
ENERGÍA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En este capítulo, se presenta la ecuación de la Energía en función del Geopotencial, ya que la ecuación clásica de la 1ª Ley de la Termodinámica, no es aplicable en su expresión usual a fenómenos meteorológicos, en virtud de que contiene variables difíciles de cuantificar en la atmósfera. Para salvar este problema, dicha ecuación se establece a partir de la definición de Temperatura Potencial⁵, por lo que una vez expresada en su nueva forma y con un cambio de variable adecuado, se podrá utilizar en el modelo Baroclínico de dos parámetros, lo cual es básico en éste trabajo.

⁵ es aquella temperatura que adquiere una partícula llevada adiabáticamente al nivel de 1,000 mb

ECUACIÓN DE LA ENERGÍA

Partiendo de la definición de la temperatura potencial θ establecida como:

$$\theta = T \left[\frac{p}{1,000} \right]^{\frac{R}{C_p}}, \quad (20)$$

se tiene

$$\ln \theta = \ln T + \frac{R}{C_p} \ln p - \frac{R}{C_p} \ln 1,000. \quad (21)$$

De la ecuación de estado para un gas ideal.

$$p \alpha = R T,$$

se obtiene:

$$\ln T = \ln p + \ln \alpha - \ln R,$$

al sustituir en la ecuación (21) se tiene:

$$\ln \theta = \ln \alpha + \left[\frac{R}{C_p} + 1 \right] \ln p + \text{cte.} \quad (22)$$

donde:

$$\text{cte.} = \ln R + \frac{R}{C_p} \ln 1,000.$$

de la ecuación

$$C_p \frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{dS}{dt}, \quad (23)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

y recordando que en un sistema geostrófico

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial p},$$

al desarrollar $\frac{d \ln \theta}{dt}$ se obtiene:

$$C_p \left[\frac{\partial \ln \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \ln \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \ln \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right] = \frac{dS}{dt},$$

en virtud de que los cambios logarítmicos de θ y α son prácticamente iguales:

$$\frac{\partial \ln \theta}{\partial t} \approx \frac{\partial \ln \alpha}{\partial t},$$

$$\frac{\partial \ln \theta}{\partial x} \approx \frac{\partial \ln \alpha}{\partial x},$$

$$C_p \left[\frac{\partial \ln \alpha}{\partial t} + u \frac{\partial \ln \alpha}{\partial x} + v \frac{\partial \ln \alpha}{\partial y} + w \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right] = \frac{dS}{dt}, \quad (24)$$

obsérvese que $w \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$ continua sin cambio, lo cual se debe a que este valor proporciona el análisis de altura geopotencial en los sondeos atmosféricos por lo que para efectos prácticos, es conveniente conservarlo como temperatura y no como un volumen.

Multiplicando la ecuación (24) por $\frac{1}{C_p}$ y recordando que $d \ln \alpha = \frac{d\alpha}{\alpha}$ se tiene:

$$\left[\frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \frac{u}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial x} + \frac{v}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial y} + \frac{w}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] = \frac{1}{C_p} \frac{dS}{dt}.$$

finalmente:

$$\left[\frac{\partial \alpha}{\partial t} + u \frac{\partial \alpha}{\partial x} + v \frac{\partial \alpha}{\partial y} + w \frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] = \frac{\alpha}{C_p} \frac{dS}{dt},$$

designando a $\sigma = \frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ como el parámetro de estabilidad estática, entonces:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + u \frac{\partial \alpha}{\partial x} + v \frac{\partial \alpha}{\partial y} + w \sigma = \frac{\alpha}{C_p} \frac{dS}{dt}. \quad (25)$$

definiendo $\alpha = -\frac{RT}{p} = -\frac{\partial \Phi}{\partial p}$ como el geopotencial se tiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] + u \frac{\partial}{\partial x} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] + v \frac{\partial}{\partial y} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] + w \sigma = \frac{1}{C_p} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] \frac{dS}{dt}. \quad (26)$$

la ecuación (26), es conocida como la Ecuación de la Energía en función del Geopotencial.

La atmósfera en periodos cortos se puede tomar como adiabática, de tal manera que un flujo no-adiabático se puede considerar dentro de un orden de magnitud más pequeño que el resto de los otros términos. Así, en la ecuación (26), el término $\frac{dS}{dt}$ puede ser despreciado

$$\left(\frac{dS}{dt} \approx 0 \right).$$

A escala sinóptica, la velocidad horizontal es aproximadamente igual a la velocidad geostrofica:

$$\vec{v} = \hat{i}u + \hat{j}v = \vec{v}_g = \hat{i}u_g + \hat{j}v_g = \frac{\hat{k} \otimes \nabla \Phi}{f}.$$

donde

$$u = -\frac{9.8}{f} \frac{\partial h}{\partial y} = u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y},$$

$$v = -\frac{9.8}{f} \frac{\partial h}{\partial x} = v_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x},$$

con

u_g Componente "u (horizontal)" del viento geostrófico

v_g Componente "v (vertical)" del viento geostrófico

f Parámetro de Coriolis

$\frac{\partial h}{\partial x}$ Variación de la altura con respecto a "x"

$\frac{\partial h}{\partial y}$ Variación de la altura con respecto a "y"

$\frac{\partial \Phi}{\partial x}$ Variación del geopotencial con respecto a "x"

$\frac{\partial \Phi}{\partial y}$ Variación del geopotencial con respecto a "y"

por lo que la ecuación (26) se reduce a:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] + u_g \frac{\partial}{\partial x} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] + v_g \frac{\partial}{\partial y} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] + w \sigma = 0, \quad (27)$$

a una primera aproximación, las componentes de la velocidad horizontal en la ecuación (27) se pueden reemplazar por sus valores geostróficos, esto es:

$$v_g \odot \nabla \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] = u_g \frac{\partial}{\partial x} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] + v_g \frac{\partial}{\partial x} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right], \quad (28)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

por lo que, al sustituir la ecuación (28) en la ecuación (27) se tiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] = -v_s \odot \nabla \left[-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] - w \sigma, \quad (29)$$

que corresponde a la expresión de la 1ª Ley de la Termodinámica, en un sistema de coordenadas isobáricas, la cual generalmente se utiliza en climatología física.

CAPÍTULO IV
EL MODELO
DE PRONÓSTICO

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TRAYECTORIA DE LOS HURACANES

En México, el Dr. Julián Adem es el pionero en el estudio del movimiento de los huracanes mediante un modelo barotrópico. En 1956 estudió la vorticidad dinámica de un vórtice cuasigeostrófico en un plano beta por medio de la serie de Taylor, con el fin de investigar la evolución de la función corriente (ψ) en el tiempo⁶.

En este desarrollo se describe la advección meridional de la vorticidad planetaria por la circulación del vórtice, esto es, inicialmente un huracán en una atmósfera en reposo, antes de ser deformada su simetría, se moverá hacia el Oeste y la componente de este movimiento en esa dirección es proporcional al radio del vórtice. Conforme avanza el tiempo, gradualmente comienza a moverse hacia el Norte y esta componente será proporcional a la máxima velocidad tangencial del huracán.

Posteriormente el Dr. Julián Adem y el Dr. Pedro Lezama, desarrollaron una expresión analítica para el movimiento de un huracán barotrópico en un flujo uniforme. Su solución contiene parámetros tales como, el radio del vórtice, la máxima velocidad tangencial del vórtice, la velocidad del flujo y la variación del parámetro de Coriolis⁷.

En este desarrollo, se muestra que si se desprecia la variación del parámetro de Coriolis, un huracán dentro de un flujo, se moverá con la velocidad de éste.

En este trabajo, se considera que el movimiento del huracán depende principalmente de las fuerzas ambientales que lo rodean, las cuales se pueden considerar como una corriente en movimiento constante dentro de la cual se encuentra el huracán al que se puede representar como "un corcho en un río" ya que se desplaza a lo largo de las corrientes que proporciona el ambiente que lo rodea.

EL PRONÓSTICO

El método más común para pronosticar la trayectoria de los huracanes, es el estadístico, para el cual se requiere contar con la información histórica de la trayectoria de los huracanes, desde los primeros reportes=(1940) ⁸ hasta los actuales, observar las trayectorias seguidas por éstos en ese tiempo y en esa región y basándose en tal información proponer

⁶ A series solution for the barotropic vorticity equation. Tellus, 8, 364-372, 1956

⁷ On the motion of a cyclone embedded in a uniform flow. Tellus, 12, 255-258, 1960.

⁸ comisión nacional del agua (www.segob.gob.mx)

(pronosticar) la trayectoria del huracán en cuestión, suponiendo que si anteriormente se desplazaron con una cierta tendencia, lo más probable es que en la actualidad la conserven, y como consecuencia su trayectoria pronosticada, teóricamente será la correcta, sin embargo, en la gran mayoría de los casos este método solo proporciona la idea de una cierta tendencia de su desplazamiento.

Un método que permite pronosticar la trayectoria de los huracanes con una mayor veracidad, es el que propone un modelo matemático en el que los valores de las variables iniciales se obtienen, no de los datos históricos, sino de observaciones de campo ocurridas en tiempo actual, recabadas por las sondas meteorológicas de investigación atmosférica, información⁹ que por un método numérico aplicado al modelo, se ajusta para efectuar el pronóstico.

En este caso, la elaboración del pronóstico consta de cinco grandes pasos:

i).- Observaciones

Todos los modelos de pronóstico requieren de observaciones recabadas en un área más grande que la de su dominio.

Para pronósticos de más de tres días se requiere del conjunto de las observaciones de todas las estaciones meteorológicas que se reportan en el globo terrestre.

ii).- Análisis.

Una vez que las observaciones se recolectaron, se interpolan en los nodos de una red regularmente espaciada, sobre puesta en una determinada proyección de la superficie sobre la que se aplica el modelo de pronóstico. Este proceso se denomina "Análisis objetivo".

Se debe especificar la técnica empleada para establecer las condiciones iniciales para cada modelo en particular.

⁹ La predicción numérica es un acuerdo interacional y como tal los datos recabados son mundialmente aceptados.

iii).- Inicialización.

Durante el proceso se debe ajustar el análisis de datos de tal manera que éstos y el modelo sean "compatibles", esto es, asegurarse que no habrá datos que interfieran durante el proceso del pronóstico.

iv).- Pronóstico.

Con los resultados finales obtenidos en los nodos de la red, el modelo debe ser capaz de proporcionar un pronóstico en el tiempo, con intervalos preestablecidos hasta alcanzar el lapso de predicción deseado.

v).- Interpretación de los resultados.

El pronóstico obtenido de acuerdo al periodo de tiempo especificado inicialmente, debe ser corroborado con respecto a la situación real para documentar los errores del modelo, y si existen, efectuar los respectivos cambios que proporcionen un pronóstico más acertado.

El modelo de pronóstico que se propone, es un "Modelo Baroclínico", y para explicarlo, primero se hará un breve desarrollo de su antecesor el "Modelo Barotrópico".

Una atmósfera baroclínica es aquella en donde la densidad del aire depende de la presión y la temperatura, es decir:

$$\rho = \rho(p, T).$$

En este tipo de atmósfera, la advección de la temperatura juega un papel importante en el desarrollo de los sistemas a gran escala, cosa que no ocurre en una atmósfera barotrópica dado que la densidad del aire depende solamente de la presión ($T = \text{cte.}$):

$$\rho = \rho(p).$$

Como se sabe, la atmósfera es un sistema aproximadamente baroclínico. En ella, no se hace suposición alguna acerca de los patrones de densidad o temperatura sobre una superficie de presión; lo que significa que las isotermas pueden interceptar los contornos de las superficies isobáricas como lo muestra la Fig. 6 donde se representan diversos sistemas atmosféricos.

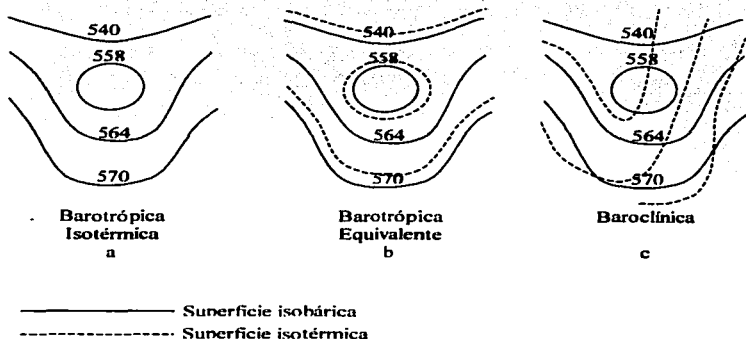


Fig. 6 Contornos de isotermas e isobaras

En la Fig. 6. a. se observa una atmósfera barotrópica en donde las curvas isobáricas, ocupan el mismo lugar que las isotermas, en la Fig. 6. b, se observa una atmósfera Barotrópica equivalente, en donde las curvas isobáricas no ocupan el mismo lugar que las isotermas pero ambas curvas son paralelas y no se interceptan, en la Fig. 6. c, se observa claramente la advección de la temperatura en una atmósfera Baroclínica, esto es las isotermas interceptan curvas isobáricas.

El modelo baroclínico que se propondrá, contendrá las ecuaciones que representan la tasa de cambio de las variables meteorológicas de campo, las cuales se podrán integrar respecto al tiempo, para obtener nuevos valores de dichas variables en función de las condiciones iniciales establecidas que en este caso son las observaciones de campo, reportadas por las sondas meteorológicas.

El método usual para desarrollar un modelo Baroclínico en un sistema geostrófico, es representar un número finito de nodos en una red tridimensional que cubra totalmente una región en el espacio, de tal forma que al aplicar la ecuación de la vorticidad (19) en cada uno de los nodos, se genere un conjunto de ecuaciones algebraicas simultáneas, que al ser resueltas por los métodos usuales sus soluciones se puedan interpretar como predicciones en el tiempo que reflejen la evolución del campo.

Idealmente la distancia entre nodos en el plano horizontal, debe ser del orden de unos cientos de Km. (≈ 400 Km.) y en el plano vertical del orden de 2 o 3 Km.

Con referencia al plano vertical, no es conveniente utilizar datos obtenidos de diferentes niveles de presión, pues esto incrementa la cantidad de nodos en la red, lo cual conlleva a una gran cantidad de condiciones iniciales (una para cada nodo), dificultando el proceso de solución, este hecho se soslaya al utilizar únicamente tres niveles de presión representativos de la atmósfera, estos son: 0 mb., 500 mb. y 1,000 mb., el procedimiento tiene validez debido a que a escala sinóptica, los sistemas atmosféricos poseen en la vertical una similitud comparable a la troposfera haciendo posible con esto la obtención de modelos de pronóstico con una buena resolución.

EL MODELO BAROTRÓPICO

El modelo más simple que proporciona el estado del campo atmosférico, es el llamado "MODELO BAROTRÓPICO", el cual se basa en un solo parámetro, la presión.

Este modelo por simplicidad, se desarrolla en el nivel de 500 mb. en donde se supone:

$$\nabla \cdot \bar{v} = -\frac{\partial w}{\partial p} = 0.$$

Esto quiere decir que 500 mb. de presión, es un nivel con divergencia nula, lo cual se deduce del análisis de los datos recabados por las sondas meteorológicas en donde se observa que en tal nivel, \bar{w} , la velocidad horizontal del viento, posee un máximo, por lo que la ecuación de la vorticidad (19) se simplifica de modo que:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\bar{v} \odot \nabla (\zeta + f). \quad (30)$$

La solución de esta ecuación, únicamente permite calcular el flujo atmosférico al nivel de no-divergencia haciendo prácticamente imposible la obtención de pronósticos válidos como tales arriba o por abajo de ese nivel.

La ecuación de la vorticidad (30), es un modelo representativo únicamente para fluidos confinados en sistemas con fronteras perfectamente definidas, horizontales y sin fricción; definitivamente la atmósfera no tiene ese comportamiento, sin embargo puesto que en latitudes medias el flujo a escala sinóptica es cuasi-no-divergente la ecuación proporciona un pronóstico aproximado.

MODELO BAROCLÍNICO

Con el fin de encontrar aplicaciones viables en el pronóstico del tiempo atmosférico para protección de los seres humanos, de las vías de comunicación y para desarrollo agropecuario, se han realizado varios modelos matemáticos de la atmósfera, el primer modelo barotrópico que produjo soluciones congruentes con la realidad, fue el Modelo Barotrópico de Charney¹⁰

En este modelo, basándose en el Teorema de Helmholtz¹¹, que expresa la velocidad de un fluido en función de dos componentes llamadas no-divergente e irrotacional, se tiene que la velocidad del fluido puede ser expresada como

$$\bar{v} = \bar{v}_w + \bar{v}_e,$$

donde la parte no-divergente establece que:

$$\nabla \odot \bar{v}_w = 0,$$

y la parte irrotacional:

$$\nabla \otimes \bar{v}_e = \bar{0}.$$

¹⁰ Charney, J. C. (1948). *The Dynamics of long waves in Baroclinic westerly*. *J. Meteorol.* V 4, 135-163

¹¹ Mc. Quistan, Richmond. B. (1969). *Campos escalares y vectoriales*. Ed. Limusa-Wiley S. A. 271-273

Dado que en este trabajo la velocidad se desarrolla en dos dimensiones (plano horizontal, tangente a la superficie terrestre), la parte no-divergente de la velocidad se puede definir en términos de la función de flujo "ψ" como:

$$\vec{v}_v = \hat{k} \otimes \nabla \psi,$$

o en componentes cartesianas

$$u_v = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad v_v = -\frac{\partial \psi}{\partial x},$$

verificándose fácilmente

$$\nabla \otimes \vec{v}_v = 0,$$

por lo que

$$\zeta = \hat{k} \otimes \nabla \otimes \vec{v} = \nabla^2 \psi, \quad (31)$$

la ecuación (31) como se definió en el capítulo II, expresa la componente vertical de la vorticidad. entonces de la ecuación de la vorticidad (19) se obtiene la ecuación de la vorticidad usual en latitudes medias y con el movimiento observado a escala sinóptica

$$\frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial t} = -\vec{v}_v \otimes \nabla (\nabla^2 \psi + f) - f \nabla \otimes \vec{v}_e, \quad (32)$$

analizándose el término de la divergencia $\nabla \otimes \vec{v}_e$ en la ecuación (32) se tiene:

$$\nabla \otimes \vec{v}_e = 0,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0,$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} = -\frac{\partial \mathbf{w}}{\partial p},$$

$$\therefore \nabla \odot \bar{\mathbf{v}}_e = -\frac{\partial \mathbf{w}}{\partial p},$$

sustituyéndose este resultado en la ecuación (32)

$$\frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial t} = -\bar{\mathbf{v}}_e \odot \nabla (\nabla^2 \psi + f) + f \frac{\partial \mathbf{w}}{\partial p}. \quad (33)$$

De la ecuación de la energía termodinámica (29), formulada en función de "ψ", "w" y definiendo el Laplaciano del geopotencial como:

$$\nabla^2 \phi = -f \nabla \odot (\hat{\mathbf{k}} \otimes \bar{\mathbf{v}}_w) = f \nabla^2 \psi,$$

se tiene que la ecuación (33), se expresa:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \psi}{\partial p} \right) = -\bar{\mathbf{v}}_e \odot \nabla \left(\frac{\partial \psi}{\partial p} \right) - \frac{\sigma}{f} \mathbf{w}. \quad (34)$$

La razón de que el modelo barotrópico sea consistente para predecir la evolución del flujo atmosférico en la troposfera media (500 mb.), en periodos cortos (del orden de 2 días), indica que la advección barotrópica es el principal mecanismo que gobierna el flujo atmosférico en ese nivel. Esto confirma simplemente el comportamiento cuasi-horizontal y cuasi-no-divergente del flujo a escala sinóptica.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Para efectos de encontrar un modelo que proporcione pronósticos del campo, aceptables, se debe tomar en cuenta la advección de la temperatura y no únicamente la advección del viento, ya que ésta es esencial en cualquier modelo que incluya más de un nivel de presión atmosférica.

En este trabajo se desarrollará para su aplicación en la región IV meteorológica el modelo Baroclínico en coordenadas (x, y, p, t). Este modelo también se conoce como: "Modelo baroclínico de dos parámetros", que considera su aplicación en los niveles de presión de 1.000 mb, 500 mb y 0 mb, pues es un modelo que incorpora la advección de la temperatura en el proceso de predicción.

La temperatura media se representa como la diferencia en el geopotencial entre dos niveles de presión.

El modelo se ubicará en el nivel de 500 mb que como se explicó anteriormente es un nivel de presión en donde se puede considerar nula la divergencia, para desarrollar el modelo, se utilizarán niveles auxiliares en 750 mb y 250 mb obteniéndose 4 capas, con el primer espesor entre 1.000 y 750 mb, el segundo entre 750 y 500 mb, el tercero entre 500 y 250 mb y finalmente el cuarto de 250 a 0 mb como se muestra en la Fig. 7

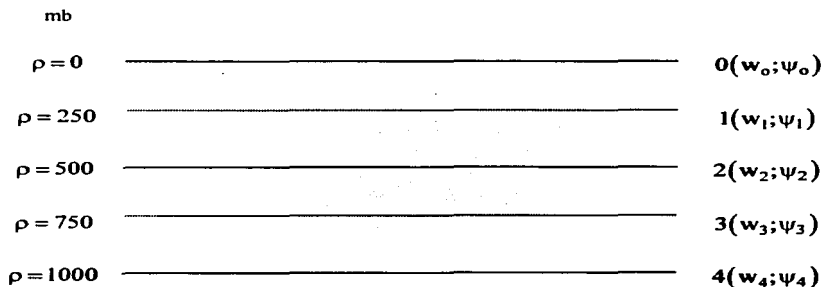


Fig. 7. Diferentes capas en el modelo baroclínico

En los niveles extremos de la atmósfera se consideran las condiciones de frontera respecto a la vertical lo cual se consigue manteniendo nula a la componente vertical de la velocidad, en este caso representada por w .

Durante el desarrollo del modelo, en los niveles atmosféricos de 250 mb y 750 mb se hará uso de la ecuación de la vorticidad (33) en el sistema (x, y, p, t) , y la ecuación de la energía (34) se aplicará en el nivel de 500 mb, obteniéndose con esto un sistema de ecuaciones simultáneas que permitirán calcular a futuro los campos en función del flujo (ψ) , el geopotencial (Φ) , el campo del viento (W) , la vorticidad, el campo de temperaturas etc.

Previamente se evaluará el término de la divergencia $\left(\frac{\partial w}{\partial p}\right)$ para lo cual ésta se aplicará en los niveles auxiliares 1 y 3, recordando que las condiciones de frontera establecen $w_0 = w_4 = 0$

Haciendo uso del método de aproximación por diferencias finitas, se tiene:

$$\left(\frac{\partial w}{\partial p}\right)_{\text{nivel } 1} = \frac{w_2 - w_0}{\Delta p} = \frac{w_2}{\Delta p} \quad \left(\frac{\partial w}{\partial p}\right)_{\text{nivel } 3} = \frac{w_4 - w_2}{\Delta p} = -\frac{w_2}{\Delta p}$$

donde Δp es el intervalo de presión entre los niveles 0-2 y 2,4, substituyendo \bar{v}_ψ por su equivalente vectorial (ecuación 33), se tiene la ecuación de la vorticidad en los niveles 1 y 3, esto es:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_1 = -(\hat{k} \otimes \nabla \psi_1) \odot \nabla (\nabla^2 \psi_1 + f) + f \frac{w_2}{\Delta p} \quad (36)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_3 = -(\hat{k} \otimes \nabla \psi_3) \odot \nabla (\nabla^2 \psi_3 + f) - f \frac{w_2}{\Delta p} \quad (37)$$

Obsérvese que se tiene un sistema de 2 ecuaciones y 3 incógnitas (ψ_1, ψ_3, w_2), por lo que para obtener el modelo de pronóstico, es necesario eliminar una de ellas, por simplicidad w_2 , finalmente se obtiene (Buendía et-al 1983):

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 A = F_1|_{(x,y)}, \quad (38)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 - 2\lambda^2) B = F_2(x, y), \quad (39)$$

donde

$$A = \psi_1 + \psi_3,$$

$$B = \psi_1 - \psi_3,$$

$$F_1|_{(x,y)} = J(\nabla^2 \psi_1, \psi_1)|_{m,n} + J(f, \psi_1)|_{m,n},$$

$$F_2|_{(x,y)} = J(\nabla^2 \psi_3, \psi_3)|_{m,n} + J(f, \psi_3)|_{m,n}.$$

Las ecuaciones (38) y (39) conforman el Modelo Baroclínico donde la ecuación (38) representa la parte barotrópica del modelo y la ecuación (39) la parte termodinámica (advección de la temperatura), su solución permitirá obtener los valores de A y B, consecuentemente las funciones de flujo ψ_1 y ψ_3 donde a través de ellas se obtendrá el comportamiento en el tiempo de la variación del campo.

Una vez conformado el modelo y contando con las observaciones de campo, el siguiente paso, para la obtención del pronóstico, consiste en efectuar un "análisis objetivo", interpolando tales datos en cada nodo de la red propuesta.

En este punto, tiene efecto la primera propuesta de este trabajo, que consiste en "cambiar de la Proyección Cónica de Lambert, a la Proyección Mercator", tal propuesta se fundamenta en los siguientes hechos:

1).- Actualmente, en la Sección de Climatología Física del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la U. N. A. M., la teoría existente para pronósticos tanto del tiempo atmosférico como de la trayectoria de fenómenos meteorológicos, se basa en la Proyección Cónica Conforme de Lambert¹², la cual establece lo siguiente:

Proyección cónica, secante en 2 paralelos estándar, que se utiliza para cubrir áreas cuya extensión Este-Oeste es grande en comparación con la Norte-Sur.

Esta proyección es "conforme" en el sentido que las líneas de latitud y longitud, que son perpendiculares entre sí en la superficie terrestre también lo son en la proyección. Los parámetros que definen tal proyección, son un meridiano central, una latitud de referencia, y dos paralelos estándar.

El meridiano central debe pasar por el medio de la región de interés y la latitud de referencia debe pasar por donde se considere que deba ubicarse el origen del sistema de coordenadas (en el centro o debajo de la extensión de la superficie geográfica a proyectar). Como regla general, los paralelos estándar deben ubicarse a 1/6 de la parte superior y a 1/6 de la parte inferior de la extensión geográfica.

PROYECCIÓN CÓNICA CONFORME DE LAMBERT

La proyección está definida por el parámetro de conicidad "K" ($0 < K < 1$), el radio de la tierra " r_T ", una latitud de referencia φ_0 , una longitud de referencia λ_0 , un ángulo de rotación arbitrario β y las coordenadas del polo \hat{x}_0, \hat{y}_0 como referencia en la proyección, el parámetro de conicidad está definido por:

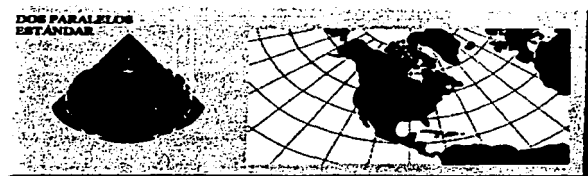
$$K = \ln \left(\frac{\cos \varphi_2}{\cos \varphi_1} \right) + \ln \left(\frac{\operatorname{tg} \left(\frac{\pi - \varphi_2}{2} \right)}{\operatorname{tg} \left(\frac{\pi - \varphi_1}{2} \right)} \right)$$

¹² <http://everest.hunter.cuny.edu/mp/>:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El factor de escala, definido como la razón de las distancias en la proyección a las distancias en el globo terrestre esta dado por:

$$m = \left(\frac{\cos \varphi_0}{\cos \varphi} \right)^{1-k} \left(\frac{1 + \operatorname{sen} \varphi_0}{1 + \operatorname{sen} \varphi} \right)^k.$$



2).- El valor ideal del factor de escala, debe ser la unidad, esto es $m = 1$, lo cual indica que la distorsión causada al proyectar la superficie de interés, es mínima o prácticamente nula, en el caso de los E. U. A. país que está situado aproximadamente entre los paralelos (30° N, 60° N), la distancia Este-Oeste es grande comparada con la distancia Norte-Sur, lo que cumple con el requerimiento de la Proyección Cónica de Lambert, como lo indica la Fig. 8

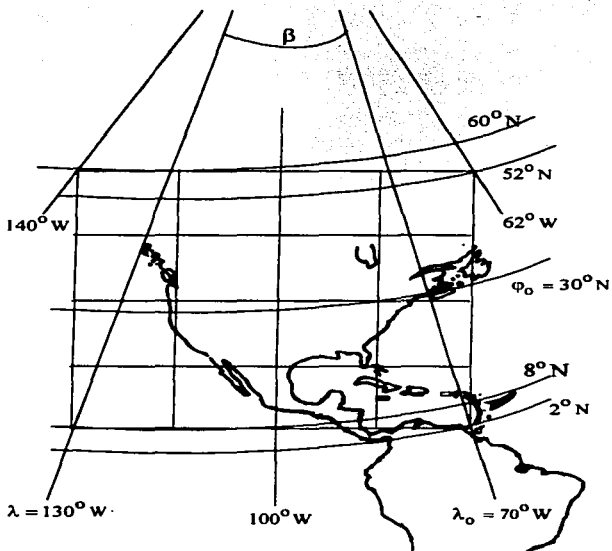


Fig. 8 Red en una proyección Lambert

Para esta región en este mapa, el factor de conicidad es:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$K = \ln \left(\frac{\cos 30^\circ}{\cos 60^\circ} \right) + \ln \left(\frac{\operatorname{tg} \left(\frac{180^\circ - 30^\circ}{4} - \frac{30^\circ}{2} \right)}{\operatorname{tg} \left(\frac{180^\circ - 60^\circ}{4} - \frac{60^\circ}{2} \right)} \right) = 0.7155 .$$

en lo que respecta al factor de mapa, se obtiene tomando $\varphi_1 = 60^\circ N$, por lo que:

$$m = \left(\frac{\cos 30^\circ}{\cos 60^\circ} \right)^{1-0.7155} \left(\frac{1 + \operatorname{sen} 30^\circ}{1 + \operatorname{sen} 60^\circ} \right)^{0.7155} = 0.999 .$$

Al utilizar la misma proyección en el mismo mapa, se hace uso mismo parámetro de conicidad, así que para la República Mexicana, situada en $(0^\circ, 30^\circ N)$, el factor de escala, con $\varphi_1 = 0^\circ$, es:

$$m = \left(\frac{\cos 30^\circ}{\cos 0^\circ} \right)^{1-0.7155} \left(\frac{1 + \operatorname{sen} 30^\circ}{1 + \operatorname{sen} 0^\circ} \right)^{0.7155} = 1.283 .$$

como se observa, con la proyección Cónica de Lambert, se tiene una distorsión del 28.3 % respecto a lo deseable ($m = 1$), que excede al 10% aceptable. Tomando la propuesta se tiene:

PROYECCIÓN MERCATOR¹³

Esta es una proyección cilíndrica, conforme y sin distorsión a lo largo del Ecuador. El hecho más sobresaliente de esta proyección es que en la navegación una línea de azimut constante es recta, tal línea es llamada "línea de rumbo" o "loxodrome".

¹³ <http://everest.hunter.cuny.edu/mp/>:

CARACTERÍSTICAS

Cualquier línea recta en el mapa es una "línea de rumbo" (línea de dirección constante).

Las direcciones a lo largo de una línea de rumbo entre cualesquiera dos puntos del mapa son constantes, pero una línea de rumbo generalmente no es la distancia más corta entre dos puntos.

Las distancias en el mapa, se apegan a la realidad únicamente a lo largo del Ecuador, pero son "**razonablemente correctas**" en $\pm 15^\circ$ alrededor del Ecuador. Se pueden usar escalas especiales para medir distancias a lo largo de otros paralelos.

La distorsión se incrementa conforme se aleja el Ecuador y se hace extrema en los polos, sin embargo es conforme en los ángulos y contornos dentro de una pequeña área.

El Ecuador y todas las líneas paralelas son líneas rectas, el espacio entre ellas se incrementa conforme se acerca a los polos, el ángulo entre meridianos y paralelos es recto.

El contorno terrestre se proyecta sobre un cilindro tangente en el Ecuador.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Fig. 9 Proyección Mercator

La Fig. 9 muestra una proyección cilíndrica tangente en 0° , en donde se tiene un parámetro de escala $m = 1$ en $(15^{\circ}\text{N}, 15^{\circ}\text{S})$.

Al extender el intervalo a $(22.5^{\circ}\text{N}, 22.5^{\circ}\text{S})$, con el objeto de "cubrir" totalmente la República Mexicana, se tiene un nuevo paralelo de referencia, $\varphi_0 = 22.5^{\circ}\text{N}$, que se encuentra a $\frac{1}{6}$ ($\Delta\theta = 7.5^{\circ}$) del límite superior de la región de integración, como lo indican las reglas de proyección, así que en este caso el factor de mapa, con parámetro de conicidad $k = 0$ tiene el valor

$$m = \frac{\cos \varphi_0}{\cos \varphi} = \frac{\cos 22.5^{\circ}}{\cos 0^{\circ}} = 0.9238.$$

que representa un error de 7.6 % respecto a $m = 1$, que indica una menor distorsión, lo cual hace suponer que el cambio de la Proyección Cónica de Lambert a la Proyección Mercator permitirá una mejor aproximación en el pronóstico pues una menor distorsión implica una mejor interpolación de los datos obtenidos por las sondas meteorológicas en los nodos de la red.

La segunda propuesta de cambio, también objeto de este trabajo, establece lo siguiente: "colocar la región de predicción, en una posición tal que la zona de mayor incidencia de los huracanes tropicales ($\approx [10^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{N}]$), se sitúe lo más cercana al centro geométrico de la red, con lo cual se espera que los disturbios ocasionados por las condiciones iniciales de la frontera y que afectan el proceso de predicción del campo, se minimicen proporcionando con esto una mejor predicción de la trayectoria del huracán". Esta segunda propuesta se ilustra en la Fig. 10.

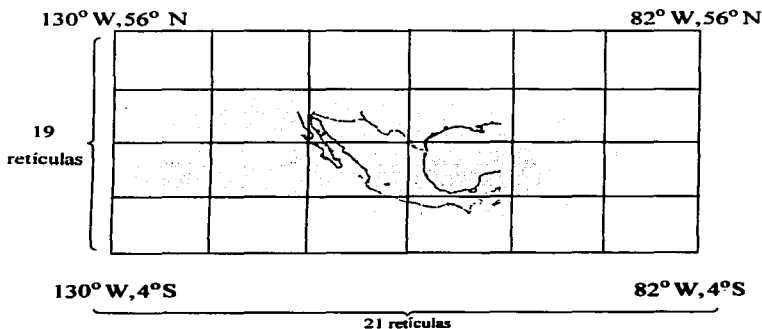


Fig. 10 Región de predicción del modelo baroclínico propuesto

En estas condiciones, la República Mexicana, queda inmersa en una red de 21 X 19 retículas, que representan un área de 183,184 Km². (428 Km. por lado c/u), con lo cual y debido a la regularidad de los nodos de la red, se obtendrá una mayor aproximación al interpolar los datos iniciales recabados por las sondas meteorológicas en cada nodo.

El proceso de integración se llevará a cabo mediante el método de iteraciones sucesivas de Liebman-Carnahan, asistido por un programa computacional¹⁴.

¹⁴ buendia@atmoscu.unam.mx.com

CAPÍTULO V
RESULTADOS
Y
CONCLUSIONES

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

RESULTADOS

En el Centro de Ciencias de la Atmósfera, desde el año de 1988, se ha venido realizando en tiempo real, el pronóstico de la trayectoria de los huracanes sobre la región meteorológica IV, tanto en el Océano Pacífico como en el Océano Atlántico y mar Caribe.

En este trabajo se procedió a efectuar pronósticos de huracanes a los que ya se conocía su trayectoria para posteriormente compararla con la pronosticada. Dicho pronóstico se efectuó en una proyección Mercator en la que se extendió la red hasta 4° de latitud Sur para que esta frontera quedara retirada de los ciclones tropicales que se desarrollan al Sur del Golfo de Tehuantepec y al Oeste de las Repúblicas del Salvador y Guatemala, de los cuales únicamente una parte de ellos afectan a las costas nacionales. Los resultados obtenidos hacen ver que efectivamente las condiciones de frontera en el límite Sur de la proyección cónica de Lambert, producían un "ruido" no deseado sobre los cálculos y no permitían realizar un pronóstico acertado de la trayectoria seguida por el huracán ya que generalmente, estas condiciones mantenían en reposo a los huracanes tropicales y a otros se les proporcionaba un franco desplazamiento hacia el Oeste. Con las nuevas condiciones, se obtuvo un pronóstico como se aprecia en la Fig. 13, donde se muestra el campo isohiético a 700 mb del día 7 de octubre de 1997, en donde aún la posición del huracán Paulina muy cercana a la frontera Sur de la IV región meteorológica afectó el pronóstico, por lo que no se obtuvieron resultados adecuados. Para el día 8 del mismo mes, el huracán Paulina se había desplazado ligeramente más al Norte de la posición del día anterior, habiéndose alejado considerablemente de la frontera Sur, teniendo así, para este día un pronóstico adecuado de tal fenómeno, que fue útil para salvar vidas humanas al ser emitidos los avisos de que penetraría sobre Puerto Ángel, Oaxaca y se desplazaría a lo largo de la costa occidental de la República afectando Huatulco y Acapulco entre otros asentamientos.

Al emplearse la proyección Mercator, con una extensión de 3 renglones reticulares hacia el Sur del área de integración, se alejan las condiciones de frontera 1,284 Km. y para las fronteras Este-Oeste se conserva la ciclicidad mientras que en la frontera Norte se desplaza también hacia el Sur 3 tamaños de malla con la finalidad de conservar el mismo tamaño de red. Debido a estas modificaciones, el pronóstico del huracán Paulina desde el día 8 de octubre de 1997, a las 12, 24, 36, 48, 60 y 72 hrs. con los datos generados a las 06:00 hora local, es

bastante adecuado, tal y como se muestra en la Fig. 14, lo cual hace ver que se hubiera evitado la catástrofe de Acapulco, al tener conocimiento del evento con 48 hrs. de anticipación, ya que se hubiera hecho más conciencia sobre la población.

En las figuras subsiguientes, que son pronósticos de la trayectoria de diversos huracanes, la posición real del huracán se representa por medio del símbolo "○" y para el pronóstico se usa el símbolo "★". Referente al huracán Paulina, al observar el pronóstico el día 7 de octubre a las 12 hrs. es notorio que la posición pronosticada y observada se confunden y a 24 hrs. la posición del huracán teórico está ligeramente adelantada a la posición del huracán real. A 36 hrs. persiste el adelanto del huracán teórico ya sobre las costas del estado de Guerrero. A 48 hrs. nuevamente se confunden las posiciones observada y pronosticada sobre el noroeste de Acapulco, lo cual indica que aproximadamente a 44 hrs., el fenómeno afectaría a Acapulco. Para los pronósticos a 60 hrs. y 72 hrs. se aprecia que el fenómeno teórico se desplaza sobre las mismas latitudes que la trayectoria real pero introducido ligeramente en el continente.

El pronóstico del huracán Paulina en base a los datos del día 8 de octubre de 1997 a las 12.00 etc., nuevamente confirma que el huracán se desplazará a lo largo de la costa occidental de México afectando a los puertos turísticos de Puerto Ángel, Huatulco y Acapulco, depositando toda su energía a lo largo de ella, para este día, se aprecia que el pronóstico del modelo reporta la misma trayectoria que llevó el huracán Paulina pero en esta ocasión va más retrasado de la posición real, tal y como se aprecia en la Fig. 14.

Este pronóstico se emitió a las autoridades de Protección Civil de los estados de Oaxaca, Guerrero, Michoacán y Jalisco por lo que a las 10:00 estas zonas tenían conocimiento del evento, pero desgraciadamente la falta de difusión originó los desastres que conocemos en Acapulco. Las pérdidas de vidas humanas hubieran sido mínimas y en su caso prácticamente ausentes si se hubiese puesto en marcha el plan DN3-20 de protección civil del Ejército Mexicano y los habitantes hubieran estado en los albergues que se tienen destinados para estos casos.

Ante el desastre generado en el Puerto de Acapulco por el huracán Paulina, lo positivo que surgió fue la concientización de las autoridades en la República Mexicana ya que a partir de este fenómeno la política de prevención de desastres tomó prioridad nacional y

continuamente solicitan resultados al Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM¹⁵. Resultados que tendrán una mejor aproximación a la realidad si se emplea el modelo aquí planteado.

Para el año de 1998, uno de los huracanes que presentó problemas en el pronóstico de su trayectoria fue el huracán Blas, el día 23 de junio de 1998 ya que, como se aprecia en la Fig. 15 que muestra el campo isohéptico observado a las 12:00 Z¹⁶. El huracán se encontró muy cercano sobre la frontera de la proyección cónica de Lambert lo que provocó que no pudiera independizarse del ruido provocado por las condiciones de frontera, sin embargo, al emplear la proyección Mercator donde ya no se tiene la mala influencia de las condiciones de frontera sobre el huracán, se aprecia un pronóstico bastante acertado para dar aviso en forma certera a la flota camaronera del Pacífico y evacuar la zona, pudiéndose así, ahora evitar un desastre marítimo.

Para el año de 1999 se presentan los pronósticos del huracán Irene y el huracán Lenny, huracanes que no afectaron a la República Mexicana. Para el caso del ciclón tropical Irene, Fig. 16, se observa que a las 12:00 Z del día 15 de octubre estaba localizado al Sur del Occidente de Cuba desplazándose hacia el Noroeste y cruzando la isla de Cuba y penetrando al Sur de la Península de la Florida para salir de ella al Océano Atlántico e irse sobre las costas de los estados de Florida, Atlanta y las Carolinas y de ahí al Océano Atlántico paralelo a las costas del Canadá. En este caso, el desplazamiento pronosticado del huracán es muy lento ya que cruza la Isla de Cuba en la parte occidental y se estaciona momentáneamente en el canal de La Florida mientras que a 24 hrs. el huracán ya salió de la Península.

El modelo lo pronostica dentro de ella paralelo a la trayectoria real y de acuerdo a las dimensiones del fenómeno el pronóstico emitido a las 10:00 h. del día 15 de octubre fue adecuado para alertar al Occidente de Cuba y el Sur de la Florida y se tuvo un falso alertamiento a la parte central de la Península.

Para el día 16 de noviembre de 1999, todavía se encontraba sobre la IV región meteorológica el huracán Lenny, frente a las costas de Venezuela después de haberse

¹⁵ Sección de Climatología Física: buendia@atmoscu.unam.mx.

¹⁶ hora de Greenwich

desplazado desde las costas de Honduras hacia el Este monitoreado por un frente frío tal y como se muestra en la figura 16 de las 12:00 Z del día 16 de noviembre de 1999 el campo isohéptico de 700 mb debido a las condiciones de ciclicidad del modelo este inició tarde su desplazamiento de tal forma que para las 24:00 Z y 36:00 Z existía una distancia de aproximadamente 80 Km. entre el huracán observado y pronosticado de acuerdo a la Fig. 17 y 40 del campo isohéptico pronosticado a 700 mb..

A las 12:00, 24:00, 36:00, 48:00, 60:00 y 72:00, se aprecia que el huracán real va siguiendo al desplazamiento del eje de la vaguada en forma similar lo realiza el ciclón real a las 72:00 h.. Para optimizar este tipo de pronóstico cuando la tormenta tropical se encuentra ya frente a las costas de Sudamérica se debe de ampliar la zona de ciclicidad del modelo más hacia el Este para que no sea afectado por ella.

El día 1º. de septiembre de 1993 desafortunadamente no se contaron con los datos meteorológicos de la República Mexicana y en este día se presentaron simultáneamente huracanes en el Océano Pacífico y en el Océano Atlántico.

En el Océano Atlántico se encontró un huracán al Norte de los EE.UU. sobre la costa oriental, reconocido como Emily tal como se muestra en la figura 11, en su pronóstico a 72 hrs. se observa que la trayectoria pronosticada se retraza respecto a la posición real desde las primeras 12 hrs. y conforme va pasando en el tiempo se detecta que ese error se incrementa ligeramente, hasta las 72 hrs. pero sigue la trayectoria del fenómeno lo cual es aceptable ya que el aviso de los efectos malignos de estos fenómenos abarca 400 Km., por lo que la posición real del huracán siempre se encuentra dentro de este rango ya que la diferencia entre uno y otro inicialmente es de aproximadamente 175 Km.

En el caso del huracán Jova, figura 12, situado en el Norte de las costas de Jalisco, fue fundamental la carencia de los reportes de datos meteorológicos en el país y debido a tal ausencia¹⁷, se aprecia el más grande error cometido respecto a los pronósticos anteriores.

El huracán teórico se desplaza hacia Cabo San Lucas, penetrando al mar de Cortés y luego se desplaza sobre los estados de Sinaloa y Sonora, mientras que el fenómeno tiene un

¹⁷ ese día no se recabaron todos los datos, el centro de huracanes de Miami no los reportó

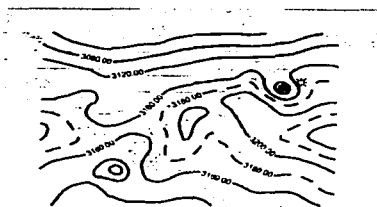
desplazamiento franco hacia el Oeste. Esta fuerte diferencia obliga a crear una climatología sinóptica óptima para mejorar el análisis inicial

Para el año del 2000, el primer ciclón tropical que se manifestó en el océano Pacífico fue la tormenta tropical Aletta, la cual, para el día 24 de mayo a las 12.00 UTC, se localizaba al Oeste del Estado de Michoacán y su desplazamiento se realizó paralelo a la costa, teniéndose mayor rapidez de desplazamiento con el modelo teórico respecto al movimiento real del fenómeno, llegando a alcanzar un error de aproximadamente 400 km en el pronóstico a 72 hs. Es conveniente recalcar que los pronósticos hasta 48 hrs. son bastante satisfactorios, tal y como se aprecia en la Fig. 18.

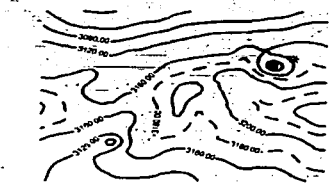
El software empleado para graficar la trayectoria pronosticada de los huracanes, en donde se utilizó un paso de tiempo de 30 minutos es el Surfer 6¹⁸.

En las Fig. 19,20 y 21, se muestran los pronósticos de los huracanes Aleta, Blas e Irene, efectuados con el mismo programa (Surfer6), pronosticados con la proyección Cónica de Lambert con la frontera Sur colocada en 2° N y la proyección Cilíndrica Mercator, con la frontera colocada en 4° S.

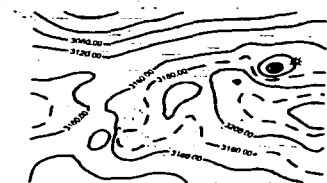
¹⁸ Sección de Climatología Física: buendia@atmoscu.unam.mx.



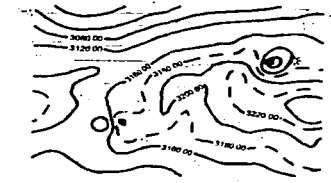
12 H Error en la estima 105 Km.



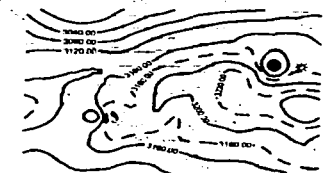
24 H Error en la estima 126.5 Km.



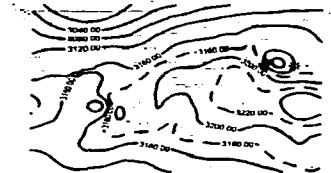
36 H Error en la estima 128 Km.



48 H Error en la estima 142 Km.



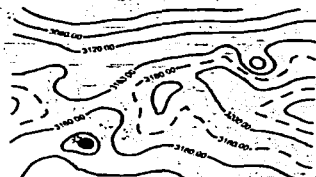
60 H Error en la estima 122.5 Km.



72 H Error en la estima 156.5 Km.

Fig. 11.- pronóstico cada 12 H. para el 10. de septiembre de 1993 de la altura geopotencial del nivel de 700 mb; así como la posición pronosticada del huracán Emily ☼ y su posición real ★

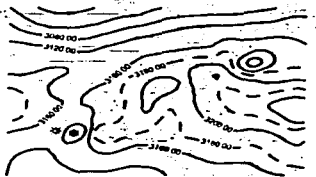
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



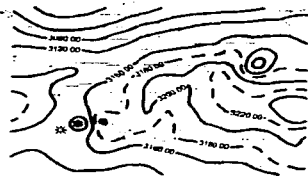
12 H Error en la estima 54.25 Km.



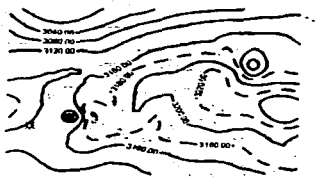
24 H Error en la estima 73.75 Km.



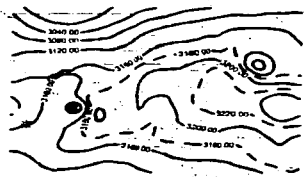
36 H Error en la estima 98.75 Km.



48 H Error en la estima 110.5 Km.

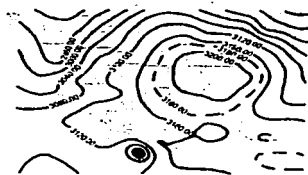


60 H Error en la estima 227 Km.



72 H Error en la estima 292.5 Km.

Fig. 12.- Pronóstico para el 10. de septiembre de 1993 del huracán Jova



12 H Error en la estima 26 Km.



24 H Error en la estima 48.5 Km.



36 H Error en la estima 34.75 Km.



48 H Error en la estima 33.75 Km.



60 H Error en la estima 55.25 Km.



72 H Error en la estima 53 Km.

Fig. 13.- Pronóstico para el 7 de octubre de 1997 del huracán Paulina



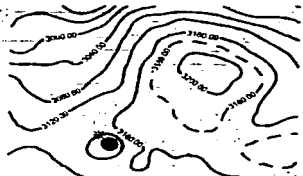
12 H Error en la estima 42.25 Km.



24 H Error en la estima 82.5 Km.



36 H Error en la estima 101.25 Km.



48 H Error en la estima 94.25 Km.

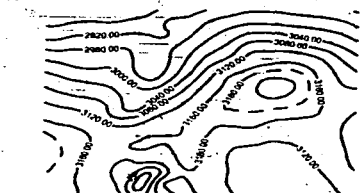


60 H Error en la estima 15.25 Km.

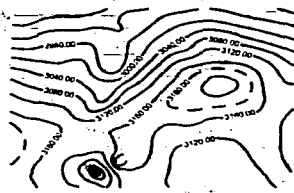


72 H. Error en la estima 6.5 Km.

Fig. 14.- Pronóstico para el 8 de octubre de 1997 del huracán Paulina.



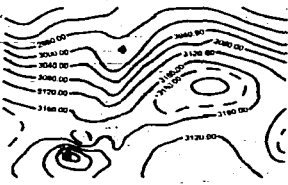
12 H. Error en la estima 9.5 Km.



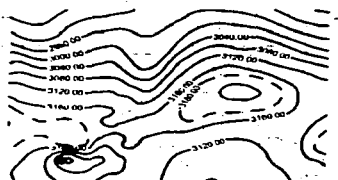
24 H. Error en la estima 47.5 Km.



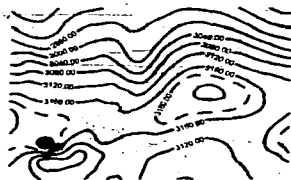
36 H. Error en la estima 61.53 Km.



48 H. Error en la estima 53 Km.



60 H. Error en la estima 87.75 Km.



72 H. Error en la estima 81.5 Km.

Fig. 15.- Pronóstico para el 23 de junio de 1998 del huracán Blas

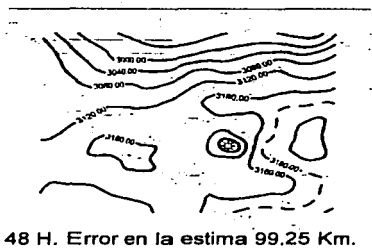
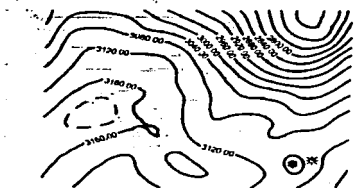


Fig. 16.- Pronóstico para el 15 de octubre de 1999 del huracán Irene.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



12 H. Error en la estima 98.5 Km.



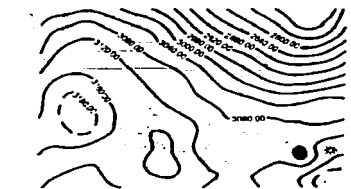
24 H. Error en la estima 151.5 Km.



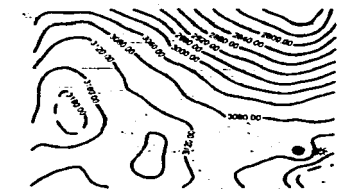
36 H. Error en la estima 180 Km.



48 H. Error en la estima 166.75 Km.

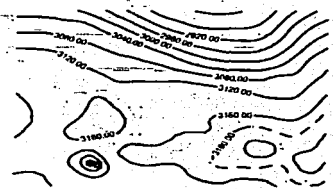


60 H. Error en la estima 154.25 Km.

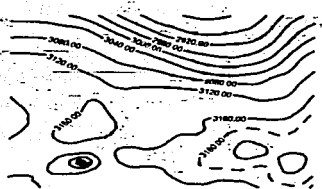


72 H. Error en la estima 118 Km.

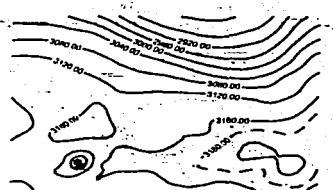
Fig. 17.- Pronóstico para el 16 de noviembre de 1999 del huracán Lenny.



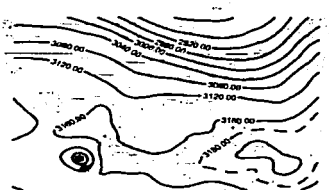
12 H. Error en la estima 33.54 Km.



24 H. Error en la estima 32.25 Km.



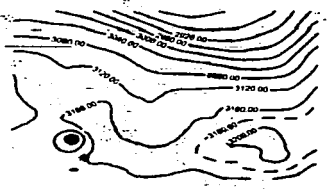
36 H. Error en la estima 38.75 Km.



48 H. Error en la estima 74.75 Km.



60 H. Error en la estima 122.5 Km.



72 H. Error en la estima 156.5 Km.

Fig. 18.- Pronóstico para el 24 de mayo del 2000 del el huracán Aleta

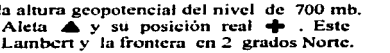
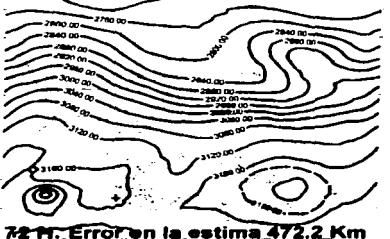
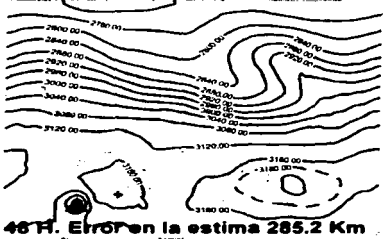
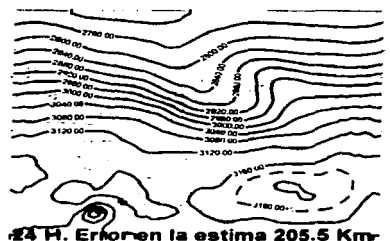
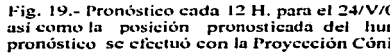
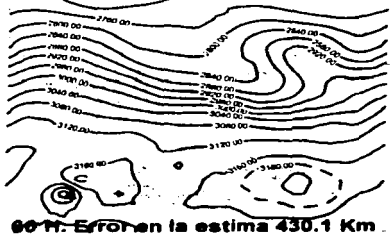
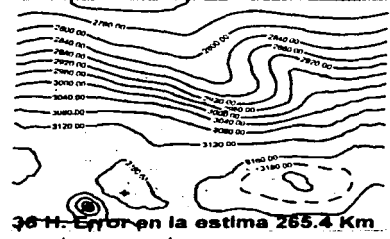
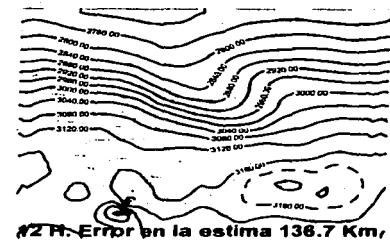


Fig. 19.- Pronóstico cada 12 H. para el 24/V/00 de la altura geopotencial del nivel de 700 mb. así como la posición pronosticada del huracán Aleta ▲ y su posición real +. Este pronóstico se efectuó con la Proyección Cónica de Lambert y la frontera en 2 grados Norte.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

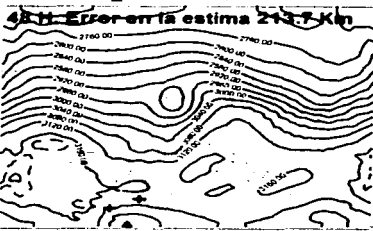
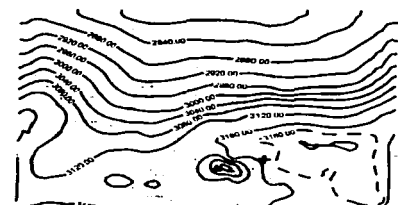


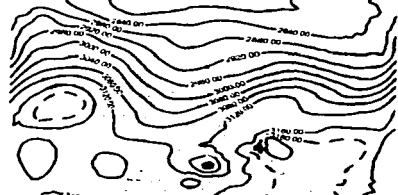
Fig. 20.- Pronóstico para el 23/VI/98 del huracán Blas.



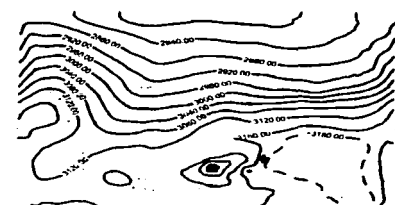
12 H. Error en la estima 165.9 Km



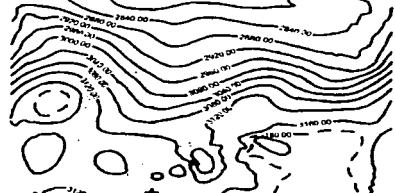
36 H. Error en la estima 299.3 Km



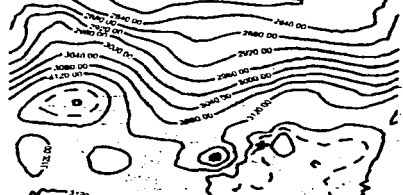
60 H. Error en la estima 247.8 Km



24 H. Error en la estima 245.2 Km



48 H. Error en la estima 246.7 Km



72 H. Error en la estima 227.2 Km

Fig. 21.- Pronóstico del 15/X/99, del huracán Irene

Tabla No. 1.- Error en el pronóstico (Km.), de los huracanes desarrollados en el Océano Atlántico, determinado por la diferencia entre la posición del huracán pronosticado y su posición real.

| Huracán | 12 H. | 24 H | 36 H | 48 H | 60 H | 72 H | Error promedio |
|---------|-------|-------|------|--------|--------|-------|----------------|
| Emily | 105 | 126.5 | 128 | 142 | 122.5 | 156.5 | 130 |
| Irene | 75.75 | 99.25 | 148 | 155.5 | 199.5 | 363 | 173.5 |
| Lenny | 98.5 | 151.5 | 180 | 166.75 | 154.25 | 118 | 144.8 |

Los valores se obtuvieron del análisis de los mapas graficados con el programa Surfer6 utilizando la proyección Mercator y la frontera Sur de la red colocada en 4°S

Tabla No. 2.- Error en el pronóstico (Km.), de los huracanes desarrollados en el Océano Pacifico, determinado por la diferencia entre la posición del huracán pronosticado y su posición real.

| Huracán | 12 H. | 24 H | 36 H | 48 H | 60 H | 72 H | Error promedio |
|-----------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|----------------|
| Jova | 54.25 | 73.75 | 98.75 | 110.5 | 227 | 292.5 | 142.8 |
| Paulina/7 | 26 | 48.5 | 34.75 | 33.75 | 55.25 | 53 | 41.8 |
| Paulina/8 | 42.25 | 82.5 | 101.25 | 94.25 | 15.25 | 6.5 | 57 |
| Blas | 9.5 | 47.5 | 61.53 | 53 | 87.75 | 81.5 | 56.8 |
| Aletta | 33.54 | 32.25 | 38.75 | 74.75 | 122.5 | 156.5 | 76.4 |

Los valores se obtuvieron del análisis de los mapas graficados con el programa Surfer6 utilizando la proyección Mercator y la frontera Sur de la red colocada en 4°S

Tabla No. 3. Error en el pronóstico (Km.) de los huracanes desarrollados en el Océano Pacifico (Irene) y en Océano Atlántico (Aleta y Blas), el error también está determinado por la diferencia entre la posición real y el pronóstico.

| Huracán | 12 H. | 24 H. | 36 H. | 48 H. | 60 H. | 72 H. | Error promedio |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|
| Irene | 165.9 | 249.2 | 299.3 | 246 | 247.9 | 227.2 | 272.58 |
| Aleta | 136.7 | 205.5 | 265.4 | 285.2 | 430.1 | 472.2 | 299.18 |
| Blas | 219.1 | 219.1 | 233.5 | 213.7 | 215.1 | 242.2 | 223.8 |

Los valores se obtuvieron del análisis de los mapas graficados con el mismo Surfer6; pero con la antigua proyección Cónica de Lambert y la frontera Sur de la red colocada en (130° W, 2° N)

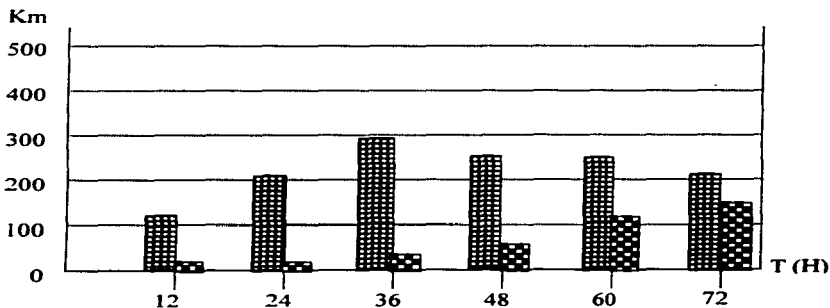


Fig. 22 Huracán Aleta.

Proyección Cónica de Lambert



Proyección Mercator



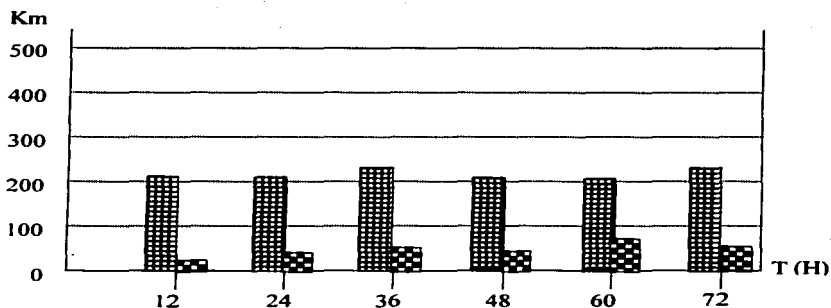




Fig. 23 Huracán Blas.

Proyección Cónica de Lambert 
 Proyección Mercator 

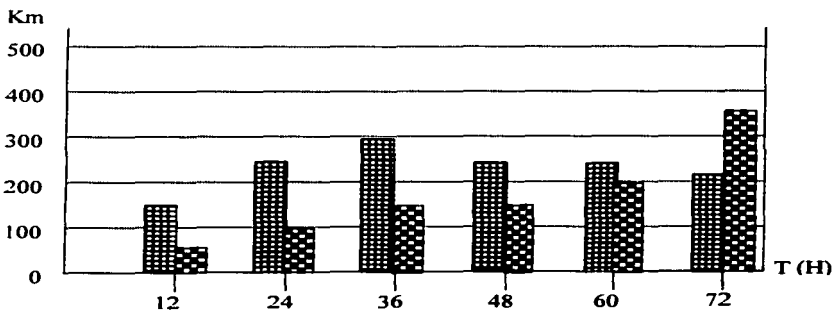




Fig. 24 Huracán Irene.

Proyección Cónica de Lambert 
 Proyección Mercator 

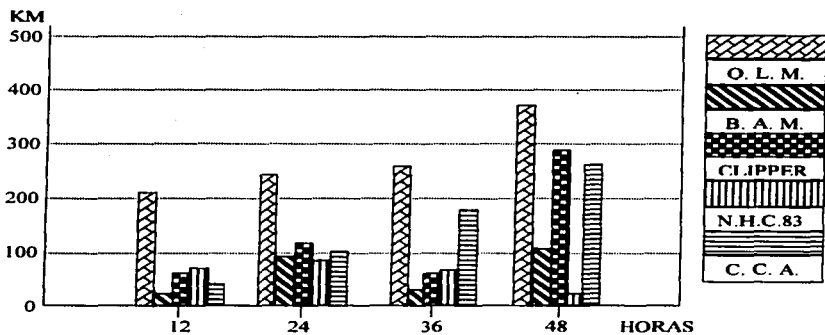


Fig. 24.- Errores en el pronóstico, del huracán Hugo del 18 de septiembre de 1990, con diferentes modelos: Q. L. M. (cuasilagrangiano), B. A. M. (modelo de advección Beta), CLIPPER, N. H. C. 83 y Centro de Ciencias de la Atmósfera.

CONCLUSIONES

De los resultados expuestos en la tabla No. 1, la tabla No. 2 y la tabla No 3, se pueden concluir varios hechos:

- En los huracanes mostrados en las tablas 1 y 2, se observa que aquellos que se desarrollaron en el Océano Pacífico, mostraron un error promedio menor que el de los desarrollados en el Océano Atlántico; sin embargo, dado que la muestra es pequeña, no se puede obtener una conclusión al respecto
- Se analizó el caso singular del huracán Jova, el cual como se observa en la tabla No. 2, tiene un error promedio alto comparado con los otros huracanes, se encontró como una causa probable la falta de datos reportados por las estaciones meteorológicas que en ese día en particular fueron escasos.
- Basándose en este hecho se concluye que un análisis subjetivo no puede suplir satisfactoriamente la falta de información por parte de las estaciones meteorológicas. Se solicitará a la fuente de información (Centro de Huracanes de Miami U. S. A.) no solamente que no falte la información sino que también se aumente la cantidad de estaciones meteorológicas para reducir en lo posible el error en el pronóstico.
- Los resultados de la tabla No. 3, se obtuvieron de los mapas de las Fig. 18, 19 y 20, los cuales se graficaron utilizando la frontera anterior a este trabajo. El incremento en el error del pronóstico apoya la suposición de que la frontera de la red sí afecta el desarrollo del proceso de pronóstico, por ejemplo, el huracán Blas se pronosticó justamente sobre la frontera inferior lo que ocasionó que prácticamente se quedara estacionario algo que no ocurrió al efectuarse el pronóstico con la nueva ubicación de la red, en los huracanes Aleta e Irene, se observa también un pronóstico alejado de la trayectoria seguida por ellos; por lo tanto, dado que los errores en los pronósticos efectuados con la frontera propuesta en este trabajo (4° S) se redujeron considerablemente se concluye que la posición de ésta afecta grandemente el pronóstico por lo cual se recomienda que en lo sucesivo se utilice la frontera propuesta en este trabajo.

- Es de notarse en la tabla No. 2 respecto al huracán Paulina del día 8/X/97, el error en el pronóstico se incrementó respecto al día anterior, se analizó este hecho y se concluyó que el día anterior (7/X/97), el huracán se encontraba cercano a la frontera Sur de la red por lo que se propone que en general, efectúe un nuevo pronóstico de la trayectoria del huracán dentro del período propuesto de tres días para una mejor aproximación.
- De la observación del incremento de separación entre la posición del huracán real y la posición del huracán pronosticado y tomando como punto de referencia que la distancia del centro del huracán a la pared de agua quien causa un daño adicional al de la velocidad del viento de la periferia y que en promedio tiene 60 Km. de longitud, se concluye que el pronóstico extendido por el modelo, es aceptable a 24 H. dado que el error entre la posición del huracán real y la posición del pronostico es del orden de 120 Km.

En la Fig. 25, se muestran los errores (en Km.) en los pronósticos de la trayectoria del huracán Hugo, ocurrido el 18 de septiembre de 1989 en el Océano Pacifico. Los pronósticos se efectuaron con diversos modelos de predicción.

Un análisis objetivo destaca que los modelos que obtuvieron las trayectorias más apegadas a la trayectoria real fueron: B, A. M. y C. C. A. donde el segundo se pronosticó con una proyección Cónica de Lambert y la frontera Sur colocada en 2° N.

Aunque no se muestra el pronóstico de la trayectoria del huracán Hugo, en la proyección Mercator con la frontera colocada en 4° S; sin embargo, las Fig. 22, 23 y 24 sugieren que el pronóstico del huracán Hugo mejoraría considerablemente en esta nueva proyección.

BIBLIOGRAFIA

- Adem, Julian. A series solution for the barotropic vorticity equation. *Tellus*, 8, 364-372, 1956
- Adem, Julian and Lezama, Pedro. On the motion of a cyclone embedded in a uniform flow. *Tellus*, 12, 255-258, 1960
- Anthes, R. A., 1974. Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. *J Atmos Sci.*, 31, 702-719.
- Asselin, R., 1977. The operational solution of the balance equation. *Tellus*, 19, 1, 24-32
- Baer, F., 1977. Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in non linear flows. *Contributions Atmos Phys.*, 50, 350-366
- Bedient, H. A., W.G., Collins and G. Dent, 1967. An operational tropical analysis system. *Mon Wea Rev.* 95, 112, 942-949
- Bedient, H. A., and J. Vederman, 1964. Computer analysis and forecasting in the tropics. *Mon Wea Rev.* 12, 92 565-567
- Bergthorsson, P. and B. R. Doos, 1955. Numerical weather map analysis. *Tellus*, 3, 7, 329-340.
- Bergman, K., 1979. Multivariate analysis of temperature and winds using optimum interpolation. *Mon Wea Rev.*, 107, 1423-1444.
- Buendía, C. E., y Delgado D. O., 1981. Integración del modelo baroclínico filtrado en la cuarta región. *Revista Geofísica IPGH*, 14/15, 153-169.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Buendía, C., E., Villicaña C. F. J., Delgado D. O., Valle S., E. del y Gómez A. F., 1992. On the trajectory of cyclones likely to affect the Mexican Republic. *Atmosfera*, 5, 21-30.
- Buendía, E. y Morales T., 1976. Integración numérica preliminar del modelo barotrópico en la región IV parte I. *Anales del Instituto de Geofísica*, 22-23, 131-144.
- Bykov, V., V. and Gorudnova, O., 1965. The application of the flow pattern maps construction principles to the upper-air data numerical analysis. *Meteorology*, 5, 14-22.
- Bykov, V. V., 1969. Application of primitive hydrodynamic equations to forecasting the meteorological elements and experience of operational work. Lectures on numerical short-range weather prediction, WMO Regional Training Seminar, Moscow, 1975, 376-435.
- Cats, G. J. and W. Wergen 1983. Analysis of large scale normal modes by the ECMWF analysis scheme. ECMWF workshop on current problems in data assimilation, 343-372.
- Cressman, G. P., 1959. An operational objective analysis system. *Mon Wea Rev*, 87, 367-374.
- Charney, J., 1955. The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, 1, 7, 22-26.
- Derber, J. C., Parrish, D. F. and Lord, S. J., 1991. The new global operational analysis system at the national meteorological center. *Weather and Forecasting*, 538-547.
- Eliassen, A., 1954. Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of pressure field. Institute for weather and climate research. The Norwegian Academy of Science and Letters. Publication and Reports July 1, 1953- June 30.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Elsberry, R. L., Editor, 1987. A global view of tropical cyclones. Naval Research Marine Meteorology Program. 185 pp.
- Flattery, T. W., 1970. Spectral models for global analysis and forecasting. Proc. Sixth AMS Tech. Exchange Cong., U. S. Naval Academy, Air Weather Service Tech. Rept. 242 pp.
- Frank, W. M., 1977a; The structure and energetic of tropical cyclone, Paper II: Dynamics and Energetic. Mon Wea Rev, 105, 1119-1135.
- Frank, W. M., 1977b. The structure and energetic. Mon Wea Rev, 105, 1136-1150.
- Frederik, M. Carr, Dan J. Rusk and Mohan Ramamurthy, 1983. A simple fast and accurate procedure for initialization of a limited area model. Sixth conference on Numerical Weather Prediction Proceedings, 183-187.
- Gandin, L. S., 1963. Objective analysis of meteorological fields. (translated (1965) by Israel Programme for Scientific Translations, Jerusalem, 242 pp).
- Gossard, E. E. and W. H. Hooke, 1975. Waves in the atmosphere, Elsevier, New York, 456 pp.
- Haltiner, G. J., and Williams, R. T., 1979. Numerical prediction and dynamic meteorology. Jhon Wiley and sons. 477 pp.
- Haug, O., 1959. A method for numerical weather map analysis. Sci. Rep. No. 5, Det. Norske Meteorologiske Institut.
- Heckley, W. A., 1992. Data assimilation in the tropics. European Centre for Medium-range Weather Forecast, Reading, UK, 303-353.
- Holton, J. R. 1979. An introduction to dynamic meteorology. Academic Press. 391 pp.

- Holland, G. J. 1984a: On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific Region I: Data and tropical storms. Australian Meteorological Magazine 1-16, 32
- Holland, G. J. 1984b: On the climatologic and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific Region II: Australian Meteorological Magazine 1, 17-32.
- Holland, G. J. 1984c: On the climatologic and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific Region III: Major hurricanes. Australian Meteorological Magazine, 1, 32, 33-46.
- ICSU-WMO, Joint Organizing Committee. GARP 1978. Numerical modeling of the tropical atmosphere. 80 pp.
- Jones, D. F., 1976. The United Kingdom meteorological office objective analysis scheme for GATE. Met. Magazine, 100, 249-260, 1250.
- Kanamitsu, M., J. C. Alpert, K. A. Campana, P. M. Caplan, D. G. Dewen, M. Iredell, B. Katz, H. L. Pan, J. Sela and G. H. White., 1991. Recent changes implemented in to global forecast system. NMC. Notes, 425-435.
- Krishnamurti, T. N., P. Ardauny, Y. Ramanathan and R. Pash. 1981. On the onset vortey of the summer monsoon. Mon Wea Rev. 344-363.
- Kurihara, Y., Bender M. A. And Ross R. J. , 1993. An initialization scheme of hurricane models bu vortex specification. Mon Wea Rev, 7, 121, 2030-2045.
- Lorenc, A. C., 1981. A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. Mon Wea Rev., 109, 701.721.

- Lorenc, A. C., Rutherford, I. And Larsen, G. 1977. The ECMWF analysis and data assimilation scheme: Analysis of mass and winds fields. ECMWF Tech. Rep. No. 6. 47 pp.
- Machenhauer, B. . 1977. On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with applications to normal mode initialization. Contributions Atmos Phys. 50, 253-271.
- Magaña, R., V. O., 1986 Post-Procesamiento de los resultados del pronóstico numérico. Tesis de grado. Facultad de Ciencias U. N. A. M., México. 61 pp.
- Molinari, J., 1982: Numerical hurricane prediction using assimilation of remotely-sensed rainfall rates. Mon Wea Rev, 110, 553-576.
- Nitta, T. And J. B. Hovermale 1969. A technique of objective analysis and initialization for the primitive forecast equations. Mon Wea Rev, 9, 97, 652-658.
- Pérez, G., I., 1985. Un análisis semiobjetivo para el campo de viento en los trópicos. Geofísica Internacional, 3, 24, 425-437.
- Phillips, N. A., 1963. Geostrophic motion. Reviews of Geophysics, 1, 2, 123-175.
- Phillips, N. A., 1960 Numerical weather prediction advances in computer 1. Edited by T. Alt. Academic Press, 43-99.
- Ramage, C. S., and G. V. Raman., 1972. Meteorological Atlas of the Indian Ocean Expedition. U. S. Government Printing office, Washington.
- Reed, R. J. and E. E. Recker, 1971. Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. J. Atmos Sci, 28, 1117-1133.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Rutherford, I. P., 1972. Data assimilation by statistical interpolation of forecast error fields. *J. Atmos Sci.* 29, 809-815.
- Sedler, J. C., 1975. The upper tropospheric circulation over the global tropics. Tech. Report., University of Hawaii.
- Schlatter, 1975. Some experiments with a multivariate statistical objective analysis scheme. *Mon Wea Rev.* 103, 246-257.
- Sesman, R. S., 1983. Objective analysis accuracies of statistical interpolation and successive correction schemes. Sixth conference on numerical weather prediction proceedings, 141-148.
- Shuman, F. G. and Vandermann, L. W., 1966. Difference system and boundary conditions for primitive-equation barotropic forecast. *Mon Wea Re.* 5, 94, 329-336.
- Thompson, P. D., 1969. Reduction of analysis error trough constrains of dynamical consistency. *J. Appl Meteor.* 8, 738-742.
- Tulyea, R. E., 1991. Sensitivity studies of tropical storm genesis using a numerical model. *Mon Wea Rev.* 3, 119, 721-733.
- Villicaña, C., F. J., 1987. El pronóstico del tiempo atmosférico en la República Mexicana. Tesis de Grado. Facultad de Ciencias, U. N. A. M. , México, 78 pp.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**