



00363

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

3

- - FACULTAD DE CIENCIAS - -

24

Aplicación del Modelo Termodinámico
del Clima para la Predicción de
Anomalías de Temperatura y
Precipitación en la República
Mexicana

TESIS CON
FALLA LE ORIGEN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO DE CIENCIAS
(**GEOFISICA**)

P R E S E N T A E L :

LIC. en Ciencias Atmosféricas:

ALFREDO RUIZ BARRADAS



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 está 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.

I N D I C E

	pág.
Introducción.	i
CAPITULO 1. Ecuaciones Básicas del Modelo Termodinámico del Clima (M.T.C.).	1
1.1 El Modelo Atmosférico.	1
1.2 El Modelo en la Superficie.	7
CAPITULO 2. Las Funciones de Calentamiento y la Ecuación de Pronóstico.	11
2.1 Calentamiento Radiativo.	11
2.2 Funciones de Calentamiento Empíricas y la Cubierta Nubosa.	16
2.3 La Ecuación de Pronóstico.	17
CAPITULO 3. Aplicación del M.T.C. al Pronóstico Climático en la República Mexicana.	23
3.1 Almacenamiento de Energía en la República Mexicana.	23
3.2 El Clima de México.	25
3.3 Recopilación y Procesamiento de los Datos.	27
CAPITULO 4. Resultados y Conclusiones.	32
4.1 Importancia de la Anomalia de la Temperatura del Océano.	33
4.2 Evaluación en la República Mexicana.	52
4.3 Predictabilidad en la República Mexicana.	59
4.4 Importancia de los Datos.	72
4.5 Conclusiones y Consideraciones Finales.	74
Bibliografía.	78

Con profundo cariño y eterno e infinito agradecimiento dedico
el presente trabajo:

a mis papás:

Trinidad Barradas Jiménez

y

Héctor Ruíz Vázquez,

a mis hermanos:

Dulce María

Héctor, y

Jorge

por nuestra agradable unión familiar, así como por su confianza,
apoyo y ánimos de superación brindados en todas las etapas de mi
vida;

a mi novia:

Betty Gladys

quien además de creer en mí brindándome su confianza, apoyo y
ánimos de seguir adelante, ha hecho que mi vida sea más placentera
al convivir con sus ideas, sus palabras, su sonrisa y su alegría.

Agradezco:

Al CONACYT y a la DGAPA DE LA UNAM, por las becas concedidas para la realización de este posgrado.

Al Dr. Julián Adem Chahín, por su apoyo institucional como director del Centro de Ciencias de la Atmósfera, así como por su preocupación y atención como tutor y director de tesis.

Al M. en C. Víctor Manuel Mendoza Castro por su paciencia e invaluable ayuda, con quien recurri innumerables veces, durante mi aprendizaje y entendimiento de lo que llevo del Modelo Termodinámico del Clima.

Al M. en C. Francisco Javier Villicafía Cruz por haberme sacado de apuros en mis primeros problemas de compilación.

A la Comisión Revisora de Tesis integrada por los Doctores: Julián Adem Chahín, Carlos Gay García, y Amando Leyva Contreras; y los Maestros en Ciencias: René Garduño López, Víctor Mendoza Castro, Ismael Pérez García y Javier Villicafía Cruz por su trato amigable, sus comentarios, y sugerencias para la elaboración final de esta tesis.

A los cuates del Departamento de Climatología Física y Dinámica: Eugenio, Javier, Alfonso y Enrique quienes me facilitaron al máximo su equipo de cómputo para la elaboración de experimentos y del borrador del presente trabajo para revisión. De igual manera a Rodolfo, Orlando y Enrique que me facilitaron su "mesa de luz" para la realización de mapas.

A los compañeros y amigos Diana, Oscar, Martín, Juan, y Rafael (Fito) por su amistad y camaradería, con la cual se hace un agradable ambiente de trabajo; de igual manera a Cecilia quien además siempre me facilitó su máquina de escribir para realizar pies de figuras (de mapas) y escritos para llevar a cabo trámites.

A mi primo Sergio A. García Barradas y su familia por haberme facilitado su computadora para las correcciones e impresión final de este trabajo.

Y en general, a toda mi familia, parientes y amigos que de alguna u otra manera han mostrado preocupación, interés, deseo o expectación por lo que hago.

INTRODUCCION

Un invierno sin frío o muy frío, meses de lluvia sin lluvia o con demasiada precipitación, primaveras y veranos muy cálidos o no tanto; inicio, cese o prolongación de sequías, lluvias, fríos o calores, son condiciones que siempre el hombre ha querido saber con anticipación, pues afectan directamente desde sus diversiones hasta sus actividades productivas. Por tal motivo ha surgido la Meteorología, con una gran diversidad de disciplinas, entre las cuales están las dedicadas al pronóstico de las condiciones meteorológicas, ya sea a corto plazo: 1, 2 ó 3 días (que puede extenderse hasta una semana), a mediano plazo: del orden de semanas, y a largo plazo: de meses, estaciones o años.

Cuando se hace predicción a corto plazo, e inclusive a mediano plazo, se habla de la predicción del tiempo para un día determinado; pero al tratarse el pronóstico a largo plazo se habla de las condiciones medias de un mes, una estación o del período considerado. La Climatología, es la rama de la Meteorología que estudia las condiciones medias de las variables meteorológicas con el fin de saber si una situación dada es "normal" o no dentro de una región. El término "normal", según la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.), se refiere al promedio de alguna variable obtenido de registros de un período de 30 años continuos; en el presente trabajo, cuando el término "normal" aparezca, así deberá de ser entendido. Así, el clima de una región está dado por las condiciones medias normales que imperan en ella.

El pronóstico a largo plazo es de vital importancia para el desarrollo de un país, ya que saber con anticipación de un mes o una estación las condiciones medias del siguiente período puede ser la diferencia entre una buena cosecha o la pérdida de la siembra, entre el desborde de una presa o no, entre una buena crianza de ganado o su muerte, entre una buena temporada de pesca o el desperdicio de esfuerzos. Por esto, el hombre ha aprendido a reconocer, en base a su experiencia, los diversos fenómenos de su región, surgiendo así un pronóstico empírico y subjetivo, cuyo buen éxito depende principalmente de la experiencia de quien lo hace. Pero, el paso de los años ha dado un mejor entendimiento de los procesos atmosféricos, lo cual a hecho surgir modelos

fisico-matemáticos del comportamiento de la atmósfera con la finalidad de quitarle lo empírico y subjetivo al pronóstico, lo cual no puede llevarse a cabo por completo. Debido a que los modelos fisico-matemáticos de predicción generalmente no tienen una solución analítica se han tenido que emplear, con la ayuda de las computadoras, métodos numéricos para su solución aproximada, surgiendo así el pronóstico numérico del tiempo.

Uno de tales modelos fisico-matemáticos es el Modelo Termodinámico del Clima (M.T.C.), el cual ha venido siendo desarrollado y mejorado desde la década de los años sesenta por su creador, el Dr. Julián Adem. Este modelo, basado en la primera ley de la termodinámica, es un modelo hemisférico de pronóstico numérico a largo plazo, el cual ha sido aplicado para simulación del ciclo del clima, [Adem 1988], para pronóstico mensual en el sistema atmósfera-oceano-continente, [Adem 1985b], para pronóstico en el oceano solamente, [Adem & Mendoza 1988], y para simulación de las condiciones producto de aumento del CO₂ atmosférico, [Adem & Garduño 1982]. En su aplicación como un modelo de predicción mensual, se ha usado muy alentadoramente en la predicción de anomalías (i.e. de desviaciones de una variable respecto a su condición normal) de temperatura sobre los Estados Unidos, [Adem & Donn 1981].

Precisamente, por los buenos resultados obtenidos sobre los E.U., y por las necesidades de implementar en el futuro un modelo fisico-matemático de predicción a largo plazo en la República Mexicana, ha surgido la idea, como objetivo de la presente tesis, de revisar los efectos del pronóstico hemisférico sobre el territorio nacional con la versión básica o clásica del M.T.C..

Este trabajo se ha dividido en cuatro capítulos, cuyos dos primeros dan un panorama de la versión clásica del modelo, usada actualmente para los experimentos de pronóstico. En el capítulo tres se resume el proceso de adquisición y preparación de los datos a usarse en la evaluación del pronóstico sobre el país, dando como complemento un breve panorama acerca del Clima de México. El capítulo cuatro se dedica a la presentación de los experimentos numéricos los cuales por una parte, manifiestan la importancia de las anomalías previas de la temperatura del oceano como dato de entrada para el pronóstico, mientras que por otro

lado se muestran las evaluaciones sobre el territorio nacional, enseñando que hay predictabilidad en el signo de las anomalías de la temperatura en 700 mb y en los signos de las anomalías de la precipitación para el periodo verano-otoño principalmente; además de esto, se prueba la influencia de considerar una capa superficial de almacenamiento de energía en el país de profundidad realista, obteniéndose que beneficia, en general, a la predicción del signo de las anomalías de las temperaturas en 700 mb, en superficie y de la precipitación, siendo mayor la influencia en las anomalías de la temperatura en superficie. Aunado a lo anterior, se examina la influencia de los datos de entrada, haciendo experimentos de sensibilidad al tomar dos grupos de temperaturas normales de 700 mb de diferente procedencia y periodo de obtención, mostrándose que es importante que los datos de entrada, normales y anómalos, sean consistentes entre sí en su medición.

Así, con el presente trabajo, se piensa iniciar una etapa de adaptación de un modelo físico-matemático, el M.T.C., para su implementación en la predicción a largo plazo de anomalías en la República Mexicana.

CAPITULO 1

ECUACIONES BASICAS DEL MODELO TERMODINAMICO DEL CLIMA (M.T.C.)

El Modelo Termodinámico del Clima básico consiste de una capa atmosférica de 9 km. de espesor, incluyendo una capa de nubes, una capa oceánica de 60 m. de profundidad, y una capa continental de profundidad despreciable, contando ambas con una capa variable de hielo y nieve. El modelo se compone de un conjunto de ecuaciones basadas en la primera ley de la termodinámica acopladas através de terminos de calentamiento, radiación y transporte. A continuación se describe el mismo.

1.1 El Modelo Atmosférico.

Como ya se ha dicho, la base del modelo es la primera ley de la termodinámica la cual, al aplicarse a un volumen unitario de aire en un modo similar al dado por Miller (1950), lleva a la ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho} \bar{c}_v \bar{T}) + \nabla_T \cdot (\bar{V}_T \bar{\rho} \bar{c}_v \bar{T} + \bar{V}_T^{*} \bar{\rho} \bar{c}_v \bar{T}^{*}) = \bar{Q}_a + \bar{R}_s \quad (1.1.1)$$

donde las variables con barra son promedios en el espacio y en el tiempo relativos a las mediciones dadas por el instrumental, aquellas con doble prima son desviaciones respecto a este valor promedio, y el asterisco indica que las variables están medidas a cualquier nivel en la vertical; $\bar{\rho}$ es la densidad del aire, \bar{c}_v es el calor específico a volumen constante del aire, \bar{T} su temperatura absoluta (°K), \bar{V}_T la velocidad del viento y $\bar{\rho} \bar{c}_v \bar{T}$ la energía térmica por unidad de volumen; siendo \bar{Q}_a la razón a la cual la energía térmica es sumada por radiación, conducción molecular y condensación de vapor de agua, y \bar{R}_s la razón a la cual el calor es sumado por compresión y por fricción; ∇_T es el operador gradiente tridimensional.

Considerando que las ecuaciones de equilibrio hidrostático, del gas perfecto, del viento geostrófico y de la continuidad de la masa tienen validez para variables promediadas en el tiempo, éstas se escriben como:

$$\frac{\partial \bar{P}^0}{\partial z} = -\bar{\rho}^0 g \quad (1.1.2)$$

$$\bar{P}^0 = \bar{\rho}^0 R \bar{T}^0 \quad (1.1.3)$$

$$f u^0 = (-1 / \bar{\rho}^0) \frac{\partial \bar{P}^0}{\partial y} \quad (1.1.4)$$

$$f v^0 = (1 / \bar{\rho}^0) \frac{\partial \bar{P}^0}{\partial x} \quad (1.1.5)$$

$$\frac{\partial \bar{\rho}^0}{\partial t} = -\nabla \cdot (\bar{\rho}^0 \bar{V}^0) \quad (1.1.6)$$

donde \bar{P}^0 es la presión, u^0 y v^0 son las componentes zonal y meridional del viento, g es la gravedad, R la constante del aire y f el parámetro de Coriolis. Las direcciones x , y , z apuntan hacia el este, el norte, y hacia arriba en la vertical respectivamente, siendo t el tiempo.

Usando (1.1.6) la ecuación (1.1.1) queda como:

$$\bar{\rho}^0 c_v \left(\frac{\partial \bar{T}^0}{\partial t} + \bar{V}_T^0 \cdot \nabla_T \bar{T}^0 \right) + c_v \nabla_T \cdot (\bar{\rho}^0 \bar{V}_T^0 \bar{T}^0) = \bar{Q}_1 + \bar{R}_1 \quad (1.1.7)$$

Tomando una capa atmosférica de profundidad H , como se ve en en la figura 1, con un gradiente vertical de temperatura constante:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\beta \quad (1.1.8)$$

que al integrar desde la superficie hasta el tope de la capa atmosférica da:

$$\bar{T} = -\bar{\beta}(z - H) + \bar{T} \quad (1.1.9)$$

y usando (1.1.2) junto con (1.1.3) se obtiene:

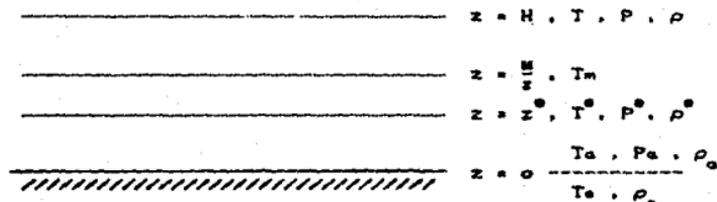


Fig.1. Región de integración de la atmósfera.

$$\bar{P} = \bar{P} \left(\frac{\bar{T}}{T} \right)^{g/R\beta} \quad (1.1.10)$$

$$\bar{\rho} = \bar{\rho} \left(\frac{\bar{T}}{T} \right)^{g/R\beta - 1} \quad (1.1.11)$$

que son expresiones para la temperatura, la presión y la densidad en cualquier nivel en términos de las mismas al tope de la capa atmosférica.

Ahora, la ecuación de conservación de energía térmica por unidad de área para una columna vertical de altura H se obtiene integrando desde $z = 0$ hasta $z = H$ la ecuación (1.1.7):

$$\int_0^H \bar{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial t} (c_v \bar{T}) + \bar{V} \cdot \nabla (c_v \bar{T}) + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} (c_v \bar{T}) \right] dz +$$

$$+ \int_0^H \nabla \cdot (\bar{\rho} c_v \bar{V} \bar{T}) dz + (\bar{w} \bar{\rho} c_v \bar{T})_{z=H} -$$

$$- (\bar{w} \bar{\rho} c_v \bar{T})_{z=0} = \bar{E} + \bar{G}_a + \bar{G}_s + \int_0^H \bar{R} dz \quad (1.1.12)$$

donde ∇ es el operador gradiente horizontal, \bar{V} es la velocidad

horizontal, w° es la rapidez vertical del aire y E_r , G_a , G_s son las razones a las que se suma la energía térmica por radiación, conducción molecular y condensación de vapor de agua. Simplificando esta ecuación tomando en cuenta las consideraciones hechas por Adem (1963a, 1968):

a) generalización de la teoría de longitud de mezcla

$$\overline{w^{\circ} T^{\circ}} = -K \nabla \overline{T^{\circ}}$$

donde K es el coeficiente de intercambio horizontal turbulento o coeficiente de Austausch;

b) los términos

$$\int_0^H \overline{\rho^{\circ} w^{\circ}} \frac{\partial}{\partial z} (c_v \overline{T^{\circ}}) dz, \overline{(w^{\circ} \rho^{\circ} c_v T^{\circ})}_{z=H}, \overline{G_a}, \int_0^H \overline{R} dz$$

son despreciables. Así, usando estas simplificaciones junto con (1.1.10) y (1.1.11), la ecuación (1.1.12) queda como:

$$F_2 \frac{\partial T}{\partial t} + F_3 \nabla T - F_2 K \nabla^2 T - K F_4 \nabla T = E_r + G_s + G_a \quad (1.1.13)$$

donde las variables, que son valores promediados en el espacio y en el tiempo, ya no llevan barra encima; $G_a = \overline{(w^{\circ} \rho^{\circ} c_v T^{\circ})}_{z=0}$ es el calor sensible dado a la atmósfera desde la superficie de la Tierra por transporte turbulento vertical, y los coeficientes están dados por:

$$F_2 = c_v \int_0^H \overline{\rho^{\circ}} dz, \quad F_3 = c_v \int_0^H \overline{\rho^{\circ} V^{\circ}} dz \quad \text{y} \quad F_4 = c_v \int_0^H \overline{\nabla \rho^{\circ}} dz$$

Usando las expresiones de las componentes de la velocidad (1.1.4), (1.1.10), y la de la densidad (1.1.11), para desarrollar estos coeficientes, y despreciando $-K F_4 \nabla T$, la ecuación (1.1.13) se reduce a:

$$F_z \frac{\partial T}{\partial t} + F_z J(T, P) - F_z K \nabla^2 T = E_r + G_e + G_e \quad (1.1.14)$$

con

$$F_z = \frac{c_v P}{g} \left[\left(\frac{T_0}{T} \right)^\alpha - 1 \right] \quad \text{y} \quad F_e = \frac{c_v T}{\beta K \alpha + 15} \left[1 - \left(\frac{T_0}{T} \right)^{\alpha+1} \right]$$

donde $T_0 = T + \beta H$ es la temperatura del aire adyacente a la superficie y $\alpha = gR/\beta$; los términos del lado izquierdo de (1.1.14) representan: el almacenamiento de energía en la atmósfera, la variación de energía térmica por advección debida al viento geostrófico, y el cambio de la energía térmica por transporte horizontal turbulento, respectivamente.

Para resolver la ecuación obtenida, se linealiza usando la técnica de las perturbaciones según Adem (1968), de tal manera que en el tope de la capa atmosférica se tiene:

$$\begin{aligned} T &= T_0 + T' \quad \text{con } T_0 \gg T' \text{ y } T_0 = \text{cte.} \\ P &= P_0 + P' \quad \text{con } P_0 \gg P' \text{ y } P_0 = \text{cte.} \\ \rho &= \rho_0 + \rho' \quad \text{con } \rho_0 \gg \rho' \text{ y } \rho_0 = \text{cte.} \\ \beta &= \beta_0 \quad \text{con } \beta_0 = \text{cte.} \end{aligned}$$

y la ecuación de la conservación de la energía en la atmósfera (1.1.14) se escribe entonces como:

$$(F_z)_0 \frac{\partial T'}{\partial t} + (F_z)_0 J(T', P') - (F_z)_0 K \nabla^2 T' = E_r + G_e + G_e \quad (1.1.15)$$

donde los coeficientes con el subíndice cero se obtienen de las expresiones respectivas reemplazando T, P, β por T_0, P_0, β_0 .

El término advectivo $AD = F_z \nabla T$ en (1.1.13) es no lineal así como $(F_z)_0 J(T', P')$ en (1.1.15) por lo que para evaluarlo hay que suministrar información extra que permita calcular la presión.

(i) Si la densidad en la tapa de la capa atmosférica ρ es constante, esto implica que las isotermas coinciden con las

isobaras dando advección cero; ii) Si se prescribe un valor normal de la presión esto equivale a considerar advección por viento normal; (iii) Pero si se considera un viento horizontal dado por la velocidad $V_M^o = V_{Mob}^o + (V^o - V_M^o)$ con V_{Mob}^o el viento geostrofico normal observado, V^o el viento horizontal predicho y V_M^o el viento horizontal normal predicho, la advección puede quedar como:

$$AD = c_v \nabla T \cdot \int_0^M \rho^o (V_{Mob}^o + V^o - V_M^o) dz$$

donde al considerar una densidad constante en el tope de la atmósfera, como en Adem [1970b], la advección no se hace cero:

$$AD = F_0 J(T, P_{Mob}) + F_1 J(T, T_{Mob}) - F_2 J(T, T_M)$$

siendo

$$F_0 = (C_p / D C_1 - g / R D F_0) - (g / f D F_0) \quad \text{y} \quad F_1 = F_0 - (C_p / D F_0)$$

que al aplicarle la teoría de la perturbación da:

$$AD = (F_0)_0 J(T', P_{Mob}') + (F_1)_0 J(T', T_{Mob}') - (F_2)_0 J(T', T_M') \quad (1.1.16)$$

y los coeficientes con el subíndice cero se obtienen de las F 's reemplazando T, P, β por T_0, P_0, β_0 . En esta ecuación los dos primeros términos del lado derecho dan la advección por el viento prescrito normal observado y el último término da la advección por las anomalías de viento predicho por el modelo.

Actualmente, el modelo clásico usa la advección producida por el viento prescrito normal observado, dado por los dos primeros términos de (1.1.16), por lo que la ecuación de la conservación de la energía en la atmósfera está dada por:

$$(F_2)_0 \frac{\partial T'^m}{\partial t} + (F_0)_0 J(T'^m, P_{Mob}') + (F_1)_0 J(T'^m, T_{Mob}') - (F_2)_0 K \nabla T'^m = E_r + G_0 + G_z \quad (1.1.17)$$

donde $T'm$ es la perturbación de la temperatura en la mitad de la capa atmosférica, obtenida de (1.1.8) bajo las consideraciones de un gradiente térmico constante y altura de la capa atmosférica constante, siendo igual a la perturbación de la temperatura en el tope de la de capa ($T' = T'm$) y $T_m = T_{m0} + T'm$, $T_{m0} = cte.$ » $T'm$ con el subíndice no denotando datos normales observados.

1.2 El Modelo en la Superficie.

Al igual que se hizo en la atmósfera, se aplica la primera ley de la termodinámica a un volumen unitario de agua, de modo similar a lo hecho por Miller (1980), dando origen a la expresión:

$$\rho_0 c_0 \left[\frac{\partial \overline{T_0}}{\partial t} + \nabla \cdot \overline{V_{HT}^* T_0} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w^* T_0}) + \nabla \cdot \overline{V_{HT}^{*n} T_0^n} + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w^{*n} T_0^n}) \right] = \overline{Q_r} + \overline{R_r} \quad (1.2.1)$$

donde la barra, la doble prima y el asterisco tienen el mismo significado que en (1.1.1), ∇ es el operador gradiente horizontal, z la coordenada vertical, T_0 la temperatura absoluta ($^{\circ}K$), $\overline{V_{HT}^*}$ la velocidad horizontal, w^* la componente vertical de la velocidad, ρ_0 la densidad constante, c_0 el calor específico a volumen constante, siendo $\overline{Q_r}$ la razón a la cual se añade energía por radiación y se pierde por evaporación, y $\overline{R_r}$ la razón a la que el calor es sumado por compresión, fricción y conducción molecular.

La anterior ecuación se aplica a la capa superior de los océanos de profundidad h y donde se toman las consideraciones hechas por Adem (1970a):

a) la capa de agua es revuelta por el viento por lo que su temperatura es independiente de la profundidad

$$\frac{\partial \overline{T_0}}{\partial z} = 0 \quad \text{para} \quad z < h;$$

b) si las variables promediadas satisfacen la ecuación de continuidad para fluido incompresible

$$\nabla \cdot \overline{V_{st}^0} + \frac{\partial \overline{w^0}}{\partial z} = 0$$

al integrarla en la capa oceánica da

$$\nabla \cdot \overline{V_{st}} = - \overline{w}_h$$

donde \overline{w}_h es la componente vertical de la velocidad a la profundidad h , y

$$\overline{V_{st}} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \overline{V_{st}^0} dz$$

es la velocidad horizontal media de la capa, suponiendo que no hay movimientos verticales en la superficie de la capa oceánica;

c) la generalización de la teoría de la longitud de mezcla para parametrizar el transporte turbulento horizontal

$$\overline{V_{st}^0 T_s^0} = - K_h \nabla \overline{T_s^0}$$

siendo K_h el coeficiente de intercambio horizontal turbulento o coeficiente de Austausch para el océano;

d) son despreciables los términos incluidos en \overline{Rz} .

Integrando desde $z = -h$ hasta $z = 0$ y usando las anteriores consideraciones, (1.2.1) se escribe como:

$$h \left[\frac{\partial \overline{T_s^0}}{\partial t} + \overline{V_{st}} \cdot \nabla \overline{T_s^0} - K_h \nabla^2 \overline{T_s^0} \right] + \left(\overline{w^0 T_s^0} \right)_{z=0} - \left(\overline{w^0 T_s^0} \right)_{z=-h} = \left(1/\rho_s c_s \right) \left(\overline{E_s} - \overline{G_s} \right)$$

Si ahora las variables que representan valores medios ya no se les pone la barra, se define a $G_s = \left(\rho_s c_s \overline{w^0 T_s^0} \right)_{z=0}$, y se desprecia $\left(\overline{w^0 T_s^0} \right)_{z=-h}$, la ecuación que representa al balance de energía en el océano se reduce a:

$$\rho_s c_p h \left[\frac{\partial T_s}{\partial t} + \mathbf{V}_s \cdot \nabla T_s - K_s \nabla^2 T_s \right] = E_s - G_z - G_s \quad (1.2.2)$$

donde el primer término del lado izquierdo simboliza el almacenamiento de energía en los océanos, el segundo término es el cambio de energía térmica debido a la advección por corrientes oceánicas medias, y el tercero es la variación de la energía térmica debido al transporte horizontal turbulento; los términos del lado derecho representan los cambios en la energía térmica debidos a la radiación, al calor sensible dado a la atmósfera por transporte turbulento vertical, y por evaporación respectivamente; todos ellos por unidad de área.

El modelo básico del océano para la predicción en el sistema atmósfera-océano-continente es el que sólo posee el almacenamiento de energía como forzamiento pues, según Adem [1964, 1965b], este término es de mayor magnitud que los términos de transporte, lo cual simplifica el tratamiento matemático dando así el modelo más simple y realista :

$$\rho_s c_p h \frac{\partial T_s}{\partial t} = E_s - G_z - G_s$$

Y si se usa la teoría de la perturbación se puede reescribir como:

$$\rho_s c_p h \frac{\partial T'_s}{\partial t} = E_s - G_z - G_s \quad (1.2.3)$$

donde $T_s = T_{s0} + T'_s$ con $T_{s0} \gg T'_s$, $T_{s0} = \text{cte.}$ y T'_s la perturbación de la temperatura en la superficie del océano.

El planteamiento seguido en la obtención de (1.2.2) es el mismo para obtener la ecuación de conservación de la energía en la superficie continental, sólo que el transporte horizontal es cero y el almacenamiento de energía puede ser considerado, en primera aproximación, como despreciable; por eso, para la superficie continental se tiene la siguiente ecuación:

$$0 = E_k - G_z - G_s \quad (1.2.4)$$

donde E_s , G_z , G_s significan lo mismo que para el océano, indicando

que la energía radiante que recibe la superficie continental se pierde como calor sensible dado a la atmósfera por conducción vertical turbulenta y por evaporación.

Las ecuaciones de conservación de la energía en el océano y en el continente pueden juntarse en una sola haciendo uso del parámetro G_2 que toma el valor de uno para el océano y de cero para el continente y el hielo en el casquete polar:

$$G_2 D_e \frac{\partial T_s}{\partial t} = E_s - G_2 - G_e \quad (1.2.5)$$

donde $D_e = \rho_a c_p h$, y T_s la perturbación de la temperatura superficial.

Es necesario hacer notar que las ecuaciones (1.1.17) y (1.2.3) o (1.2.5) son ecuaciones para perturbaciones de las temperaturas en la atmósfera media y de la superficie, pero debido a que estas perturbaciones pueden representarse como la diferencia de la temperatura media menos una temperatura constante, tal temperatura constante no influye en las ecuaciones mencionadas por estar dentro de derivadas. Así, aunque las ecuaciones son válidas solamente para las perturbaciones, por lo antes expuesto se abusa de esta situación y generalmente a estas variables se les llama, en la literatura, temperaturas en vez de perturbaciones de temperatura.

En lo que sigue, a las variables con la prima se les seguirá llamando perturbaciones, sabiendo de antemano que tal perturbación se reduce al valor medio de la variable tan solo al sumarle su constante respectiva, la cual no influye al encontrarse dentro de derivadas o en diferencias.

CAPITULO 2

LAS FUNCIONES DE CALENTAMIENTO Y LA ECUACION DE PRONOSTICO

Para llegar a la ecuación de pronóstico que constituye la base del Modelo Termodinámico del Clima, se tienen expresiones para las funciones de calentamiento que aparecen en las ecuaciones de balance de energía de la atmósfera y de la superficie, en términos de las temperaturas ya tratadas y de parámetros físicos y meteorológicos.

2.1 Calentamiento Radiativo.

Actualmente, dentro del marco del modelo, como lo hacen Adem & Garduño (1982), se considera que la atmósfera sin nubes emite como cuerpo negro para longitudes de onda menores que $8\mu\text{m}$, que el contenido actual del CO_2 afecta esta emisión para longitudes de onda de $12\mu\text{m}$ a $14\mu\text{m}$ y de $16\mu\text{m}$ a $18\mu\text{m}$, y emite como cuerpo negro para las demás longitudes de onda, existiendo una ventana entre $8\mu\text{m}$ y $12\mu\text{m}$, como se muestra en la figura 2.

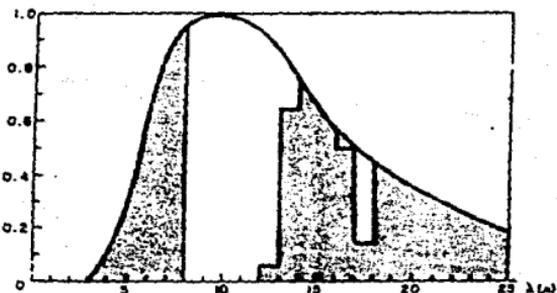


Fig.2. Modelo del espectro de emisión usado actualmente en el Modelo Termodinámico del Clima, donde las áreas sombreadas indican la energía total emitida para el contenido actual de CO_2 ; la envolvente corresponde a la emisión de cuerpo negro.

Para obtener la radiación emitida por la atmósfera se integra la curva espectral de cuerpo negro entre las longitudes de onda λ_1 y λ_2 para una temperatura dada T^0

$$FCT^0(\lambda_1, \lambda_2) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} c_1 \lambda^{-5} \exp(-c_2/\lambda T^0) d\lambda =$$

$$= \left[c_1 \exp(-c_2/\lambda T^0) \left(\frac{T^0}{c_2 \lambda^2} + \frac{3T^{02}}{c_2^2 \lambda^2} + \frac{6 T^{03}}{c_2^3 \lambda} + \frac{6 T^{04}}{c_2^4} \right) \right]_{\lambda_1}^{\lambda_2}$$

Por lo tanto, la energía emitida por una frontera horizontal de la capa atmosférica por unidad de área esta dada por

$$ECT^0 = \sigma T^{04} - FCT^0(8\mu\text{m}, 12\mu\text{m}) - (1-\alpha_1)FCT^0(12\mu\text{m}, 13\mu\text{m}) -$$

$$(1-\alpha_2)FCT^0(13\mu\text{m}, 14\mu\text{m}) - (1-\alpha_3)FCT^0(16\mu\text{m}, 17\mu\text{m}) -$$

$$(1-\alpha_4)FCT^0(17\mu\text{m}, 18\mu\text{m}) .$$

$$\text{y si } GCT^0 = FCT^0(8\mu\text{m}, 12\mu\text{m}) + (1-\alpha_1)FCT^0(12\mu\text{m}, 13\mu\text{m}) +$$

$$(1-\alpha_2)FCT^0(13\mu\text{m}, 14\mu\text{m}) + (1-\alpha_3)FCT^0(16\mu\text{m}, 17\mu\text{m}) +$$

$$(1-\alpha_4)FCT^0(17\mu\text{m}, 18\mu\text{m}) .$$

$$\text{entonces } ECT^0 = \sigma T^{04} - GCT^0$$

donde $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ son constantes que representan la intensidad de emisión, por la presencia de CO_2 , en porcentaje para el rango de longitudes de onda que aparecen en los argumentos de las F correspondientes; σ es la constante de Boltzman. Y usando la teoría de la perturbación, esta emisión puede linealizarse considerando que $T^0 = T_0^0 + T^0$, con $T_0^0 = \text{cte.}$ » T^0 ; desarrollando en serie de Taylor y dejando sólo el término lineal:

$$ECT^0 = ECT_0^0 + T^0 \left(\frac{\partial E}{\partial T^0} \right)_{T^0 = T_0^0} \quad (2.1.1)$$

donde

$$E(T_0) = \sigma T_0^4 - G(T_0) \text{ y } \left[\frac{\partial E}{\partial T} \right]_{T_0} = 4\sigma T_0^3 - \left[\frac{\partial G}{\partial T} \right]_{T_0} \quad (2.1.2)$$

Ahora, tomando la capa atmosférica con una cubierta fraccional de nubes, ϵ , con base en H_1 y tope en H_2 , a una temperatura absoluta ($^{\circ}K$) constante T_c como se ve de la figura 3, y si como antes, T es la temperatura al tope de la capa de la atmósfera, T_s la temperatura en la capa superior de la superficie terrestre, entonces los "excesos" de radiación en la atmósfera, la cubierta nubosa, y la superficie son:

$$E_a = -E(T) - E_c(H_1+T) + E(T_c) + 2\epsilon E(T_c) - \epsilon E_c(KH-H_1)+T) - \epsilon E_c(KH-H_1)+T) + \alpha_a I \quad (2.1.3)$$

$$E_c = -2\epsilon\sigma T_c^4 - \epsilon E(T_c) + \epsilon\sigma T_c^4 + \epsilon E_c(KH-H_1)+T) + \epsilon E_c(KH-H_1)+T) + \epsilon\alpha_c I \quad (2.1.4)$$

$$E_s = -\sigma T_s^4 + E_c(H_1+T) + \epsilon[\sigma T_c^4 - E(T_c)] + \alpha_s I \quad (2.1.5)$$

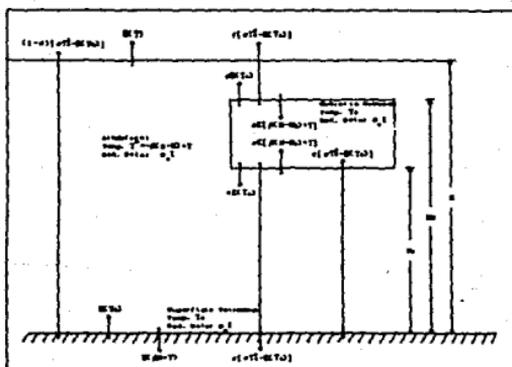


Fig.3. El balance radiativo en la atmósfera.

donde I es la radiación solar recibida por la Tierra en la ausencia de la atmósfera por unidad de tiempo y unidad de Área horizontal; α_a , α_c , α_s son porcentajes de radiación absorbida por la atmósfera, las nubes y la superficie.

Si se suman (2.1.3) y (2.1.4) se obtiene una ecuación para el "exceso" de radiación en una capa atmosférica con una cubierta nubosa. E_r ; y si se consideran, junto con (2.1.1) las siguientes igualdades:

$$\begin{aligned} I &= I_0 + I' && \text{con } I_0 \gg I' \text{ y } I_0 = \text{cte.} \\ I_a &= I_{a0} + I'_a && \text{con } I_{a0} \gg I'_a \text{ y } I_{a0} = \text{cte.} \\ I_c &= I_{c0} && \text{con } I_{c0} = \text{cte.} \\ H &= H_0 && \text{con } H_0 = \text{cte.} \\ \beta &= \beta_0 && \text{con } \beta_0 = \text{cte.} \end{aligned}$$

se obtienen expresiones linealizadas para los "excesos" de radiación:

$$\begin{aligned} E_r = & - \left[\left(\frac{\partial E}{\partial T} \right)_{I_0} + \left(\frac{\partial E}{\partial T} \right)_{\beta_0 H_0 + I_0} \right] I' + \left[\epsilon_0 I_{c0}^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial T} \right)_{I_{c0}} \right] - \\ & - \epsilon \left(\frac{\partial E}{\partial T} \right)_{I_{a0}} I'_a - \epsilon K I_0 - \epsilon K (\beta_0 H_0 + I_0) + \epsilon K I_{c0} + \\ & - \epsilon \left[\sigma I_{a0}^4 - \epsilon K I_{a0} \right] - 2\epsilon \left[\sigma I_{c0}^4 - \epsilon K I_{c0} \right] + (\alpha_a + \alpha_c) I \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} E_a = & \left(\frac{\partial E}{\partial T} \right)_{\beta_0 H_0 + I_0} I' - \epsilon_0 I_{c0}^2 I'_a + \epsilon K (\beta_0 H_0 + I_0) - \sigma I_{c0}^4 + \\ & + \epsilon \left[\sigma I_{c0}^4 - \epsilon K I_{c0} \right] + \alpha_a I \end{aligned}$$

Finalmente, tomando (2.1.2), teniendo en cuenta que $T' = T'_m$ para β , H constantes, y la fórmula de Savinov-Ångström para la radiación de onda corta del Sol y la atmósfera, absorbida por la capa superior de la Tierra, dada por Aden (1934), se obtienen las expresiones para el calentamiento de las capas atmosférica y de superficie:

$$E_r = F_{a0} + F_{a0} \epsilon + F_m T'_m + (F_{a2} + F_{a2}) T'_a + (C_2 + b_2 c) I \quad (2.1.6)$$

$$E_s = F_{s1} + F_{s2} + F_{s3} + F_{s4} + F_{s5} + F_{s6} + F_{s7} + F_{s8} + F_{s9} + F_{s10} + F_{s11} + F_{s12} + F_{s13} + F_{s14} + F_{s15} + F_{s16} + F_{s17} + F_{s18} + F_{s19} + F_{s20} + F_{s21} + F_{s22} + F_{s23} + F_{s24} + F_{s25} + F_{s26} + F_{s27} + F_{s28} + F_{s29} + F_{s30} + F_{s31} + F_{s32} + F_{s33} + F_{s34} + F_{s35} + F_{s36} + F_{s37} + F_{s38} + F_{s39} + F_{s40} + F_{s41} + F_{s42} + F_{s43} + F_{s44} + F_{s45} + F_{s46} + F_{s47} + F_{s48} + F_{s49} + F_{s50} + F_{s51} + F_{s52} + F_{s53} + F_{s54} + F_{s55} + F_{s56} + F_{s57} + F_{s58} + F_{s59} + F_{s60} + F_{s61} + F_{s62} + F_{s63} + F_{s64} + F_{s65} + F_{s66} + F_{s67} + F_{s68} + F_{s69} + F_{s70} + F_{s71} + F_{s72} + F_{s73} + F_{s74} + F_{s75} + F_{s76} + F_{s77} + F_{s78} + F_{s79} + F_{s80} + F_{s81} + F_{s82} + F_{s83} + F_{s84} + F_{s85} + F_{s86} + F_{s87} + F_{s88} + F_{s89} + F_{s90} + F_{s91} + F_{s92} + F_{s93} + F_{s94} + F_{s95} + F_{s96} + F_{s97} + F_{s98} + F_{s99} + F_{s100} + (CQ + q) \alpha [1 - (1 - k) \alpha] \quad (2.1.7)$$

donde

$$F_{s0} = G(T_0) - \sigma T_0^4 + F(T_{co}) - \sigma T_{co}^4 + \sigma T_{co}^4 - G(T_{co})$$

$$F_{s1} = -2G(T_{co}) + G(T_{co})$$

$$F_{s2} = \left[\frac{\partial G}{\partial T} \right]_{T_0} - 4\sigma T_0^3 + \left[\frac{\partial G}{\partial T} \right]_{T_{co}} - 4\sigma T_{co}^3$$

$$F_{s3} = 4\sigma T_{co}^3 - \left[\frac{\partial G}{\partial T} \right]_{T_{co}}$$

$$F_{s4} = \left[\frac{\partial G}{\partial T} \right]_{T_{co}}$$

$$F_{s5} = -\sigma T_{co}^4 + \sigma T_{co}^4 - G(T_{co})$$

$$F_{s6} = G(T_{co})$$

$$F_{s7} = 4\sigma T_{co}^3 - \left[\frac{\partial G}{\partial T} \right]_{T_{co}}$$

$$F_{s8} = -4\sigma T_{co}^3$$

y además: $T_a = T_{co} + T'_a$ con $T_{co} = T_0 + (\beta_0 H_0 (C^* K)) \gg T'_a$, la temperatura del aire adyacente a la superficie de la Tierra; a_2 , b_2 son funciones de la latitud y la estación; $(CQ + q)\alpha$ es la radiación total recibida por la superficie con cielo despejado; k es función de la latitud; α es el albedo de superficie; I es la insolación o energía solar recibida sobre una superficie horizontal en el tope de la atmósfera obtenida de la fórmula de Milankovitch. a_2 , b_2 , k , $(CQ + q)\alpha$, I se prescriben para efectuar un pronóstico.

La radiación de onda corta absorbida por la superficie es función del albedo, α , por lo que las anomalías en este introducen anomalías en la absorción de energía por la superficie. El albedo depende del tipo de superficie, siendo la extensión de la cubierta de hielo y nieve el factor más importante en los cambios del albedo.

2.2 Funciones de Calentamiento Empíricas y la Cubierta Nubosa.

En el proceso de linealización de las ecuaciones de conservación de la energía para las capas atmosférica, oceánica y continental, el modelo usa expresiones linealizadas para las funciones de calentamiento G_z , G_e , G_s dadas por Clapp et al. (1965).

Para el calor sensible perdido por la superficie debido al transporte turbulento vertical, G_z , y el calor latente perdido por evaporación de la superficie, G_e , se tienen las fórmulas:

$$G_z = G_{zN} + (G_z)_0^{\frac{1}{2}} \left\{ \left[G_z'' K_z + (1-G_z'')K_e \right] V_{eN} \left[T'_e - T'_{eN} - (T'_{m'} - T'_{mN}) \right] \right\} \quad (2.2.1)$$

$$G_e = G_{eN} + (G_e)_0^{\frac{1}{2}} \left\{ G_z'' K_e B V_{eN} \left[0.081(T'_e - T'_{eN}) - U_N(T'_{m'} - T'_{mN}) \right] + (1-G_z'')(1-d_7)(E_e - E_{eN}) \right\} \quad (2.2.2)$$

donde G_{zN} , G_{eN} son valores normales observados de G_z y G_e , T'_{eN} , T'_{mN} son valores normales calculados de T'_e y $T'_{m'}$; K_z , K_e , K_e , B son constantes y actualmente se considera que $K_z = K_e$; $(G_z)_0^{\frac{1}{2}}$, $(G_e)_0^{\frac{1}{2}}$ son cero o uno para las condiciones normales y anómalas respectivamente; G_z'' es cero para el continente y uno para el océano; d_7 es una función empírica de x e y , que son las coordenadas rectangulares de mapa; V_{eN} es el valor normal de la rapidez del viento en superficie; U_N es el valor normal de la humedad relativa en superficie. Mientras que para el calor liberado a la atmósfera por la condensación del vapor de agua en las nubes, G_s , y la cubierta nubosa, ϵ , se tienen:

$$G_s = G_{sN} + (G_s)_0^{\frac{1}{2}} \left\{ b'(T'_{m'} - T'_{mN}) + d'' \left[\frac{\partial T'_{m'}}{\partial x} - \frac{\partial T'_{mN}}{\partial x} \right] + c'' \left[\frac{\partial T'_{m'}}{\partial y} - \frac{\partial T'_{mN}}{\partial y} \right] \right\} \quad (2.2.3)$$

$$c = c_N + d_g (x)_0^1 (G_s - G_{sN}) \quad (2.2.4)$$

donde G_{sN} , c_N son valores normales observados de G_s y c ; $c'' = zDc'$ y $d'' = zDd'$ siendo $D = 408.5$ Ym. el intervalo constante de rejilla; b' , c' , d' son funciones empíricas de la estación del año, de x e y ; d_g es una constante empírica; $(G_s)_0^1$ y $(x)_0^1$ son cero para la situación normal y uno para la anómala.

2.3 La Ecuación de Pronóstico.

Las ecuaciones de conservación de la energía en la atmósfera (1.1.17) y en la superficie (1.2.3.) y (1.2.4) requieren de las funciones de calentamiento (2.1.5) + (2.2.3) y de la nubosidad (2.2.4), por lo que para obtener la ecuación de pronóstico es necesario trabajar sobre estas últimas.

Acomodando términos en las funciones de calentamiento G_z y G_s se pueden reducir a:

$$G_s = F_{s1} + F_{s2}T'a + F_{s3}T'm + F_{s4}E_s - F_{s5}T'aN - F_{s6}T'mN \quad (2.3.1)$$

$$G_z = F_{z1} + F_{z2}T'a - F_{z3}T'm - F_{z4}T'aN + F_{z5}T'mN \quad (2.3.2)$$

donde

$$F_{s1} = G_{sN} - (1 - G_2)(1 - d_7)E_{sN} (G_s)_0^1$$

$$F_{s2} = (G_s)_0^1 G_2 K_4 B V_{aN} (0.981)$$

$$F_{s3} = - (U_m / 0.981) F_{s2}$$

$$F_{s4} = (G_s)_0^1 (1 - G_2) (1 - d_7)$$

$$F_{s5} = G_{sN}$$

$$F_{s6} = (G_s)_0^1 [G_2 K_2 + (1 - G_2)K_3] V_{aN}$$

Sustituyendo la nubosidad dada por (2.2.4) en la expresión del calentamiento radiativo en la superficie (2.1.7) ésta se reescribe

como:

$$E_s = F_{s1} + F_{s2} T'_m + F_{s3} T'_s + F_{s4} d_z (c) \frac{1}{\sigma} (G_s - G_{SN}) \quad (2.3.3)$$

donde

$$F_{s1} = F_{s1} + F_{s2} c_N + (Q + q) \sigma [1 - (1 - k) c_N] (1 - \alpha)$$

$$F_{s2} = -(Q + q) \sigma (1 - k) (1 - \alpha)$$

$$F_{s3} = F_{s3} + F_{s4}$$

Ahora, si (2.3.3) se reemplaza en (2.3.1) y la ecuación resultante de G_s se sustituye junto con las de G_z (2.3.2) y E_s (2.3.3) en la ecuación de conservación de la energía para la superficie (1.2.5) se llega a:

$$T'_s = F_{71} + F_{72} T'_m + F_{73} (c) \frac{1}{\sigma} d_z (G_s - G_{SN}) + \\ + F_{74} T'_{sN} + F_{77} T'_{mN} \quad (2.3.4)$$

donde

$$F_{71} = G_z \frac{D_s}{\Delta t} - (1 - F_{s1}) F_{s1} + F_{s1} + F_{s4}$$

$$F_{72} = [G_z \frac{D_s}{\Delta t} T'_{sp} - F_{s2} - F_{s4} + (1 - F_{s1}) F_{s3}] / F_{71}$$

$$F_{73} = [(1 - F_{s1}) F_{s3} - F_{s2} + F_{s4}] / F_{71}$$

$$F_{74} = (1 - F_{s1}) F_{s4} / F_{71}$$

$$F_{75} = (F_{s1} + F_{s4}) / F_{71}$$

$$F_{77} = (F_{s2} - F_{s4}) / F_{71}$$

y se ha hecho la aproximación de que $\frac{\partial T'_s}{\partial t} \approx \frac{T'_s - T'_{sp}}{\Delta t}$, siendo T'_s la perturbación de T_s en el tiempo del pronóstico, T'_{sp} la correspondiente previa al tiempo del pronóstico y Δt el paso de tiempo constante de un mes (0.268×10^7 seg.) para efectuar una predicción. La igualdad (2.3.4) presenta a T'_s como una función algebraica lineal de T'_m que es la perturbación de T_m pronosticada, constituyéndose así el proceso de obtención de T'_s como una integración implícita en el tiempo.

La expresión para T'_m se obtiene a continuación. Acomodando

terminos en la función de calentamiento G_0 , se compacta:

$$G_0 = F_{07} + F_{08} T'^m + F_{09} \frac{\partial T'^m}{\partial x} + F_{70} \frac{\partial T'^m}{\partial y} \quad (2.3.5)$$

donde

$$F_{07} = G_{0N} - (G_0)_0^{\frac{1}{2}} (b' T'^{mN} + d'' \frac{\partial T'^{mN}}{\partial x} + c'' \frac{\partial T'^{mN}}{\partial y})$$

$$F_{08} = (G_0)_0^{\frac{1}{2}} b'$$

$$F_{09} = (G_0)_0^{\frac{1}{2}} d''$$

$$F_{70} = (G_0)_0^{\frac{1}{2}} c''$$

Si al sustituir la nubosidad (2.2.4) en la expresión del calentamiento radiativo en la atmósfera (2.1.6) se desprecia el término $F_{27}(c_N - \epsilon_N)T'^s$, como en Adem (1968), y a la ecuación resultante de E_r se le suman las de G_0 (2.3.2) y G_0 (2.3.5), se acomodan terminos, y luego en la resultante se reemplaza T'^s por su valor dado en (2.3.4), se llega a una expresión para las fuentes y sumideros de energía en la atmósfera:

$$E_r + G_0 + G_0 = F_{70} T'^m + F_{70} F_{08} \frac{\partial T'^m}{\partial x} + F_{70} F_{70} \frac{\partial T'^m}{\partial y} + F_{01} \quad (2.3.6)$$

donde

$$F_{70} = F_{72} + F_{72} \epsilon_N + F_{04}$$

$$F_{70} = (c_0)_0^{\frac{1}{2}} d_2 (F_{70} F_{70} + F_{00} + b_2 I) + 1$$

$$F_{00} = F_{01} - F_{04} + F_{70} F_{70} + F_{70} F_{05}$$

$$F_{01} = F_{00} + F_{04} + F_{70} F_{70} + G_{0N} + \alpha_2 I + (F_{70} F_{70} - F_{04}) T'^{mN} + \\ + \epsilon_N (F_{00} + b_2 I) + (F_{70} F_{70} + F_{04} - F_{70} (G_0)_0^{\frac{1}{2}} b') T'^{mN} - \\ - F_{70} (G_0)_0^{\frac{1}{2}} d'' \frac{\partial T'^{mN}}{\partial x} - F_{70} (G_0)_0^{\frac{1}{2}} c'' \frac{\partial T'^{mN}}{\partial y}$$

Finalmente, poniendo (2.3.6) en la ecuación de conservación de la energía para la atmósfera (1.1.17) y desarrollando sus jacobianos se llega a la ecuación de pronóstico:

$$K \nabla^2 T'^m + F_{07} \frac{\partial T'^m}{\partial x} + F_{08} \frac{\partial T'^m}{\partial y} + F_{09} T'^m + F_{00} = 0 \quad (2.3.7)$$

donde

$$F_{e2} = (C_{F2})_0$$

$$F_{e3} = - (C_{F3})_0$$

$$F_{e4} = (C_{F4})_0 \frac{\partial P_{mob}}{\partial y} + (C_{F4})_0'' \frac{\partial T_{mob}}{\partial y}$$

$$F_{e5} = -(C_{F5})_0 \frac{\partial P_{mob}}{\partial x} + (C_{F5})_0'' \frac{\partial T_{mob}}{\partial x}$$

$$F_{e7} = (C_{F7} - F_{70} F_{e6}) / F_{e3}$$

$$F_{e8} = (C_{F8} + F_{70} F_{70}) / F_{e3}$$

$$F_{e9} = \left(\frac{F_{e2}}{\Delta t} - F_{e9} \right) / F_{e3}$$

$$F_{e0} = \left(- \frac{F_{e2}}{\Delta t} T'_{mp} - F_{e1} \right) / F_{e3}$$

aquí se ha hecho la aproximación $\frac{\partial T'_{m}}{\partial t} \approx \frac{T'_{m} - T'_{mp}}{\Delta t}$, siendo T'_{m} la perturbación de T_m en el tiempo de la predicción, T'_{mp} la correspondiente al tiempo previo a la predicción y Δt el paso de tiempo. Esta ecuación es una ecuación diferencial elíptica de segundo orden en T'_{m} , y constituye la ecuación de pronóstico.

La ecuación (2.3.7) se resuelve como una ecuación en diferencias finitas para una rejilla octagonal que abarca casi la totalidad del Hemisferio Norte con 1977 puntos de malla, como se muestra en la figura 4. Para efectuar el pronóstico de un mes dado, primero se calcula, mediante un proceso de relajación, la situación del caso normal usando condiciones iniciales del mes previo y condiciones de frontera normales; luego, la predicción de la situación anómala se realiza con condiciones iniciales del mes previo y condiciones de frontera anómalas, así como con campos normales calculados, de los que depende el caso anómalo (T'_{m} , T'_{m} , $\partial T'_{m} / \partial x$, $\partial T'_{m} / \partial y$, $\partial T'_{m} / \partial x$, $\partial T'_{m} / \partial y$). Una vez calculada la perturbación de la temperatura en la atmósfera media, de (2.2.3) se obtiene el calor latente liberado por la condensación del vapor de agua en las nubes, de (2.2.4) la cubierta fraccional de nubes, de (2.3.4) la perturbación de la temperatura de la superficie, de (2.1.6) y (2.1.7) los "excesos" de radiación en la superficie y en la capa atmosférica, mientras que de (2.2.1) y (2.2.2) se obtienen el calor sensible perdido por la superficie debido al transporte turbulento vertical y el calor latente perdido por evaporación de la superficie; las temperaturas

medias se obtienen al sumarle la constante respectiva a su perturbación. Las anomalías predichas se obtienen restando los valores normales de un mes dado de los valores anómalos calculados para el mismo mes, ya sea usando perturbaciones o valores medios para las temperaturas.

Puesto que se disponen de mejores datos en el nivel de 700 milibarios que en el nivel de la atmósfera media, los campos de temperatura y presión en el nivel medio y en el tope de la atmósfera se dan en términos de los valores observados en 700 mb usando (1.1.8) y (1.1.10). Así, los campos iniciales para efectuar un pronóstico son:

- i) La temperatura de la superficie del océano en el mes previo al de la predicción;
- ii) La temperatura en 700 mb en el mes previo;
- iii) El albedo de la superficie terrestre, basado en la distribución de hielo y nieve en la última semana del mes previo.

Y en donde a i) y ii) se les quita su valor constante respectivo para tenerlas en su forma de perturbaciones como las maneja el modelo.

La condición de frontera para (2.3.7) es:

$$T'_m = T'_{m_{Nob}} (c)_0^i + (T'_{m_N} + T'_{m_k} - T'_{m_{Nk}}) [1 - (c)_0^i]$$

donde las perturbaciones que aparecen son: la de la temperatura normal observada en el mes de la predicción, $T'_{m_{Nob}}$; la de la temperatura normal calculada, T'_{m_N} ; $T'_{m_{Nk}}$ y T'_{m_k} son las soluciones normal y anómala de (2.3.7) cuando se desprecian los términos de transporte horizontal; es decir, para la situación normal $T'_{m_{Nk}} = (-F_{eo} / F_{eo})_N$ y para la situación anómala $T'_{m_k} = (-F_{eo} / F_{eo})_A$ donde los subíndices N y A indican que las F 's se calculan para las condiciones normales y anómalas; $(c)_0^i$ vale uno para el caso normal y cero para el anómalo. Y para los puntos interiores, como primera estimación en el proceso de relajación, se usan los anteriores valores calculados de $T'_{m_{Nk}}$ y T'_{m_k} para los casos normal y anómalo.

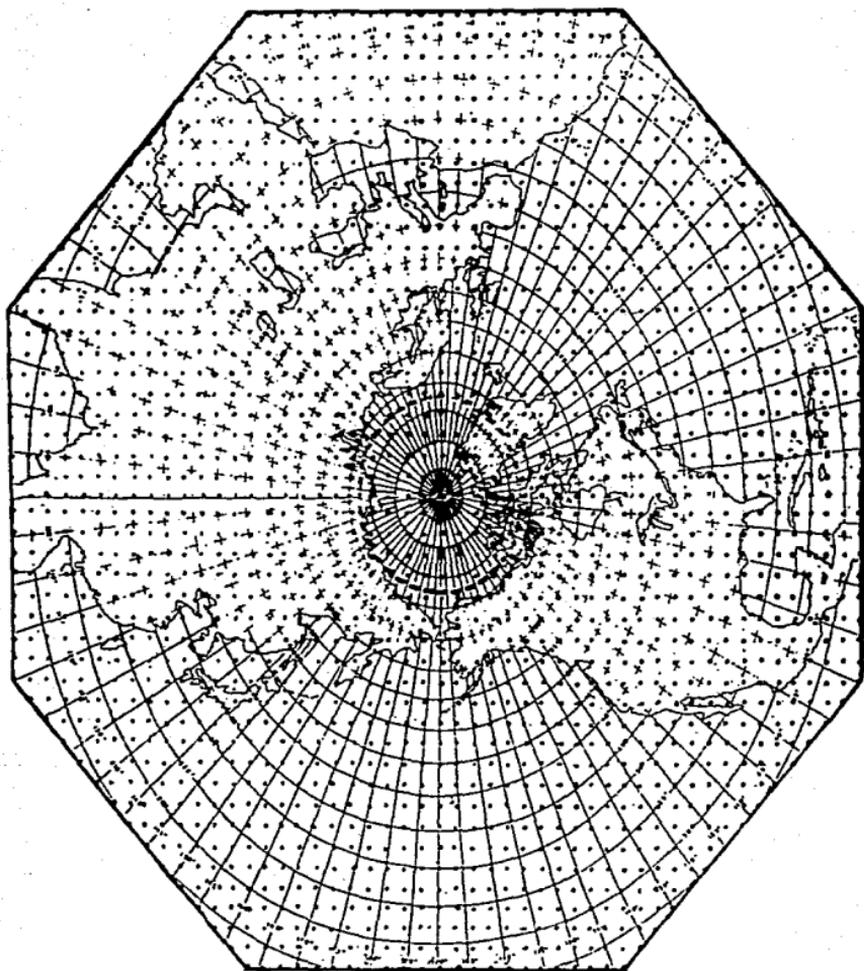


Fig. 4. Región de Integración y Puntos de Malla usados en el M.T.C..

CAPITULO 3

APLICACION DEL M. T. C. AL PRONOSTICO CLIMATICO EN LA REPUBLICA MEXICANA

El modelo presentado hasta aquí, es la versión básica que en general incluye varias opciones en cuanto a la parametrización de la advección (Adem, 1970b) y de las funciones de calentamiento (Adem, 1968a). También la integración implícita en el tiempo que se ha hecho a la ecuación de energía en la superficie es parte de este modelo básico, pero existe la posibilidad de integrar explícitamente en el tiempo tal ecuación e incorporar a la vez la advección por corrientes oceánicas como en Adem (1970b).

A nivel hemisférico, los resultados obtenidos en la predicción numérica a largo plazo con el modelo han sido buenos, así como los obtenidos al aplicar los resultados del pronóstico hemisférico a la predicción en los Estados Unidos (Adem & Jacob, 1968a; Adem, Bostelman, Polger, 1970c; Adem & Donn, 1981; Donn, Goldberg, Adem, 1980). Por ello ha surgido el interés de aplicar el modelo al territorio de la República Mexicana, con el propósito de pronosticar anomalías mensuales de temperatura en superficie y en 700 mb y anomalías de la precipitación.

3.1 Almacenamiento de Energía en la República Mexicana.

Para realizar los experimentos numéricos de predicción no fue necesario hacer modificaciones al modelo descrito anteriormente, salvo cuando se quiso incluir almacenamiento de energía en el territorio nacional. Para tal efecto la ecuación de conservación de la energía en el continente (1.2.4) se modificó para usarse sólo en el país:

$$\rho_c h_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = E_s - G_s - G_e$$

quedando la ecuación de conservación de la energía en la

superficie de la siguiente manera:

$$Gz \rho_c h_c c_c \frac{\partial T'_{sc}}{\partial t} + (A)_0^4 (1-Gz) \rho_c h_c c_c \frac{\partial T'_{sc}}{\partial t} = E_s - Gz - G_s \quad (3.1.1)$$

donde ρ_c es la densidad de la capa continental considerada, h_c es la profundidad de la capa continental donde hay almacenamiento de energía térmica, c_c es el calor específico a volumen constante del continente, T'_{sc} es la perturbación de la temperatura del continente, T_{sc} , tal que $T_{sc} = T_{sc0} + T'_{sc}$ con $T_{sc0} (^{\circ}K) = \text{cte.}$
 » T'_{sc} , $(A)_0^4$ vale cero cuando no se incluye el almacenamiento de energía en el país y uno en el caso contrario; como antes, Gz es cero para el continente y uno para el océano. El almacenamiento de energía o cambio local de la energía en la superficie del país está dado por el término: $\rho_c h_c c_c \partial T'_{sc} / \partial t$.

Repetiendo el procedimiento que se siguió en la obtención de la ecuación para la perturbación de la temperatura de superficie (2.3.4) usando (3.1.1) en vez de (1.2.5), se obtiene una expresión igual a (2.3.4):

$$T'_s = F_{72} + F_{73} T'_{sm} + F_{75}(c_c)^4 d_2 (G_s - G_{sm}) + F_{76} T'_{sm} + F_{77} T'_{sm} \quad (3.1.2)$$

donde

$$D_c = \rho_c h_c c_c$$

$$F_{71} = Gz \frac{D_c}{\Delta t} + (A)_0^4 (1 - Gz) \frac{D_c}{\Delta t} - (1 - F_{65})F_{66} + F_{61} + F_{62}$$

$$F_{72} = [Gz \frac{D_c}{\Delta t} T'_{sp} + (A)_0^4 (1 - Gz) \frac{D_c}{\Delta t} T'_{op} - F_{65} - F_{66} + (1 - F_{65})F_{66}] / F_{71}$$

y las restantes F 's permanecen igual que antes; aquí se ha considerado que $\frac{\partial T'_{sc}}{\partial t} \approx \frac{T'_s - T'_{op}}{\Delta t}$, siendo T'_s la perturbación de la temperatura de superficie (del continente en el país) en el tiempo de la predicción, T'_{op} la perturbación de la temperatura del aire adyacente a la superficie continental en el tiempo previo al de la predicción, considerando que $T'_{sp} \approx T'_{op}$; y como

antes. Δt es el paso de tiempo constante de un mes. Cabe señalar, que debido a las consideraciones de β y H constantes, las perturbaciones de la temperatura del aire en la atmósfera en cualquier nivel en la capa vertical son iguales, a diferencia de las temperaturas absolutas que varían de acuerdo al gradiente vertical de temperatura β .

3.2 El Clima de México.

Como apuntan Mosiffo & García [1973], México abarca latitudes tropicales y subtropicales, pero a causa de su abrupta orografía y su elevación sobre el nivel del mar, el país comparte las características de fenómenos del tiempo de latitudes medias y bajas. Así, aunque la mitad sur está dentro del cinturón de los vientos alisios y la porción norte está en el cinturón de altas presiones del Hemisferio Norte, la gran altitud de sus tierras hace que esté a merced de los disturbios de los oeste superiores, al menos durante la mitad fría del año, y domine los procesos del tiempo aún sobre el nivel de la Meseta. Durante el verano, cuando el cinturón de altas presiones se mueve hacia el norte, los alisios prevalecen sobre el país entero, teniendo la influencia de profundos y ligeros vientos del este los cuales vienen cargados de humedad desde el Mar Caribe y el Golfo de México.

Durante la mayor parte del invierno y la temprana primavera, cuando el cinturón de altas presiones se desplaza hacia el sur, el noroeste de México se encuentra bajo la influencia de los oeste de latitudes medias, ocasionando que los vientos fluyan con fuerza en la superficie sobre la Península de California. Estos vientos son los oeste clásicos, los cuales se manifiestan sobre los subtropicos y aún sobre los trópicos a grandes altitudes. Frecuentemente, esos vientos de niveles superiores contienen un chorro de rápido movimiento de aire superior, provocando que los vientos en el nivel de superficie fluyan con gran fuerza a través de la Sierra Madre Occidental, y sobre las altas tierras de la Mesa del Norte; tales efectos pueden llegar tan al sur como la ciudad de México o la de Oaxaca [Mosiffo & García, 1973].

Durante el invierno, grandes masas de aire frío polar continental modificado entran al Golfo de México desde el norte, en forma de una cuña de aire denso con vientos del noreste en niveles intermedios de la troposfera. Este aire, en muchos casos, no pasa la barrera montañosa oriental de la Meseta, por lo que se desvía hacia el sur dentro del Golfo de México produciendo vientos muy fuertes denominados nortes; si en su camino hacia el sur encuentra un paso de montaña, llega al Golfo de Tehuantepec donde fluye como un fuerte viento seco. Por otra parte, el acceso de un frente frío originado por el avance de masas de aire frío sobre masas de aire cálido dentro del país, ocasiona que el paso del aire superior sobre la Meseta cause mal tiempo en lugares donde está la zona de transición entre las masas de aire, y buen tiempo adelante de dicha zona, [Mosíño & García, 1973].

Por lo anterior, se puede considerar que debido a los disturbios invernales y de principios de la primavera, las características de estos periodos son eminentemente dinámicas.

Durante el verano cuando el cinturón de las altas presiones se desplaza hacia el norte, los profundos alisios prevalecen sobre todo México, fluyendo a lo largo de la margen sur del anticiclón de las Bermudas. Estos vientos causan una continua alimentación del área continental mexicana de aire cálido húmedo tropical por los niveles de la troposfera media. La invasión de aire tropical tiene usualmente la forma de una lengua de aire húmedo adelante de una onda de calor, moviéndose de sureste a noroeste a lo largo de la Meseta Mexicana. A lo largo de la costa oeste de México prevalece una baja presión estacionaria en altura la mayor parte del tiempo, la cual está conectada con una baja térmica en superficie sobre áreas secas del suroeste de los Estados Unidos, [Mosíño & García, 1973].

Hay disturbios ondulatorios menores, llamados ondas del este, que viajan en la corriente de los alisios sobre el Mar Caribe, pero no constituyen características regulares del campo de viento sobre el oeste del Golfo de México o sobre la Meseta mexicana. De mayor importancia son los huracanes o ciclones tropicales que corren generalmente de mayo a noviembre, teniendo su mayor frecuencia en septiembre, mes otoñal.

Por lo antes explicado puede decirse que las características

de los disturbios durante el verano son predominantemente de índole térmico más que dinámico.

3.3 Recopilación y Procesamiento de los Datos.

Con el objeto de evaluar los experimentos numéricos y de incluir el almacenamiento de energía continental en la República Mexicana, fue necesario disponer de información observacional mensual de la temperatura a 700 mb, en superficie y de la precipitación total acumulada en ese mes. La información para la temperatura en superficie y para la precipitación fue facilitada por el Servicio Meteorológico Nacional (S.M.N.), tanto para datos normales como para datos anómalos de diciembre de 1980 a diciembre de 1983, relativa a 97 puntos dentro del país entre observatorios y estaciones distribuidos como se ve en la figura 5.



Fig.5. Distribución de Estaciones y Observatorios

Se tomaron los años de 1981 a 1983 porque para estos años se cuenta con la información hemisférica mensual anómala de temperatura de superficie del océano y de temperatura a 700 mb, y sólo para 1983 se tienen los datos anómalos de albedo, los cuales

son necesarios para efectuar un pronóstico. Así, con esta información hemisférica de los datos anómalos de la temperatura en 700 mb se obtienen los datos que están dentro de la República Mexicana y que son necesarios para la verificación dentro del país; este campo en el país se obtiene de un campo de escala hemisférica, mientras que los otros dos campos se obtienen de datos de mesoescala.

Los datos normales para el país se extrajeron de la publicación de Normales Climatológicas que edita el S.M.N. correspondientes al periodo de 1941-1970, pues las de 1951-1980 estaban en elaboración; y de ellos se ve que, para muchas estaciones, no se cumple el requisito de 30 años de registro para su determinación. Respecto a los datos anómalos mensuales de diciembre de 1980 a diciembre de 1982, se obtuvieron del Boletín Climatológico Mensual, Especial para Agricultura, editado por el S.M.N., mientras que los de 1983 salieron de otra edición del S.M.N. de datos de temperatura media, total de lluvia y diferencias con la normal mensual; puesto que la información extraída dejaba zonas sin datos dentro del territorio, se recurrió a los registros con que cuenta el S.M.N. para completar la información.

Para poder evaluar objetivamente las predicciones, mediante una rutina dentro del programa computacional del modelo, y para efectuar el experimento con almacenamiento de energía en el continente dentro del país, se localizaron los puntos de la malla hemisférica que quedan dentro del territorio nacional, siendo un total de 23 puntos, como se muestra en la figura 6 de la siguiente página.

Localizados los puntos de malla dentro del continente en la República Mexicana, se trazaron subjetivamente mapas mensuales normales de temperatura en superficie y de precipitación, así como mapas mensuales anómalos desde diciembre de 1980 a diciembre de 1983 para las mismas variables, interpolándose subjetivamente valores a los puntos de malla y elaborándose de esta manera siete archivos de datos. De los siete archivos creados, cuatro son de datos normales para las estaciones que comprende un año:

- 17 = REPMEYNORM / VERANO
- 18 = REPMEYNORM / OTONO
- 19 = REPMEYNORM / INVIERNO

de donde el archivo de primavera, 16, contiene la información mensual de marzo, abril, mayo; el archivo de verano 17, tiene la de junio, julio, agosto; el archivo de otoño, 18, la de septiembre, octubre, noviembre; y el archivo de invierno, 19, la de diciembre, enero, febrero. Los tres archivos restantes contienen los datos anómalos mensuales de 1981, 1982 y 1983:

- 81 = REPMEYNANORM / A81TSYU
- 82 = REPMEYNANORM / A82TSYU
- 83 = REPMEYNANORM / A83TSYU

donde además de la información de su año respectivo, el archivo de 1981, 81, tiene los datos de diciembre de 1980; el archivo de 1982, 82, los de diciembre de 1981; y el archivo de 1983, 83, los de diciembre de 1982; esta información es necesaria ya que los experimentos con almacenamiento de energía en el país, requieren esa información para el pronóstico de enero del siguiente año.

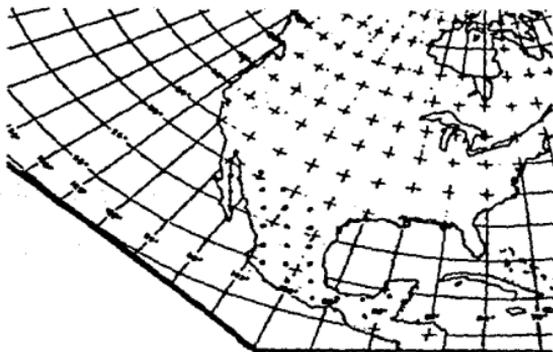


Fig. 6. Puntos de malla en la República Mexicana.

Es importante señalar que las variables observadas en el país son la temperatura del aire registrada en el abrigo meteorológico

situado a poco más de un metro sobre la superficie (i.e. la temperatura en superficie) y la precipitación acumulada a lo largo de un mes determinado (dada en mm / mes) , mientras que los resultados del pronóstico numérico que se evalúan directamente con los observados son la temperatura de la superficie continental (i.e. temperatura de superficie) y no la del aire adyacente a la superficie, y el calor ganado por condensación del vapor de agua, G_c (dado en langley / día). Dichas comparaciones se basan en la consideración hecha para la obtención de (3.1.1) de que $T'_{sp} \approx T'_{ap}$ lo cual no es necesariamente cierto como lo señalan Buendía & del Valle [1982] (ya que si $T'_s \approx T'_a$ entonces se permite un intercambio más real de energía radiante); y en la consideración de que el calor ganado por condensación del vapor de agua es proporcional a la precipitación, R , como lo indica Clapp et al [1965]:

$$G_c(\text{langley / día}) = \rho_a^{-1} L d R(\text{mm / mes}) \quad (3.3.1)$$

donde $\rho_a = 1 \text{ gr/cm}^3$ es la densidad del agua, $L = 600 \text{ cal/gr}$ es el calor latente de condensación, $d = 28, 30$ ó 31 es el número de días que tiene un mes.

La evaluación de los resultados del Modelo Termodinámico del Clima con lo observado se hace comparando con los resultados de la evaluación de un Modelo de Control, denominado Persistencia, el cual consiste en considerar como pronóstico para un mes dado la situación del mes previo, es decir, considerar que la situación del mes previo al del pronóstico prevalece o persiste igual hasta el mes de la predicción. La evaluación hecha para ambos modelos son sobre los 23 puntos de rejilla que quedan sobre el territorio nacional y consiste en calcular el Porcentaje de Puntos con Signo Bien Predicho, %SBP, mediante la fórmula:

$$\%SBP = \frac{n}{N} \times 100 \quad (3.3.2)$$

donde N es el número total de puntos en el área de evaluación, y n es el número de puntos a los que se les pronosticó correctamente el signo de la anomalía, ya sea con el M.T.C. o con el control.

De los años en que se cuenta con datos, se tomó el periodo que va de diciembre de 1981 a noviembre de 1983 para efectuar los experimentos, de manera que la evaluación descrita anteriormente se hace para cada uno de los 24 meses, y los resultados se usan para obtener promedios estacionales que a su vez se toman para extraer una evaluación promedio de todo el periodo de veinticuatro meses.

Los experimentos numéricos, que aparecen en el siguiente capítulo, se corrieron en la computadora A12 de UNISYS de la Dirección General de Servicios de Cómputo Académico de la U.N.A.M..

CAPITULO 4

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se ha hecho una serie de experimentos numéricos que se puede dividir en tres grupos: de sensibilidad a los forzamientos, de predicción y de sensibilidad a las normales de la temperatura en el nivel de 700 mb . Para tal efecto se tomó el periodo que va de diciembre de 1981 a noviembre de 1983 donde se consideró que las anomalías en la extensión de la cubierta de hielo y nieve (albedo) son cero pues para los meses de 1981 y 1982 no se cuenta con este dato anómalo; esto equivale a considerar una extensión de hielo y nieve normal para las predicciones.

En los experimentos de sensibilidad se probó el efecto aislado de los forzamientos producidos por (i) las anomalías de la temperatura de la superficie del océano, (ii) las anomalías de la temperatura del aire en el nivel de 700 mb ; el efecto combinado de (iii) las anomalías de la temperatura del océano y del aire en 700 mb , (iv) las anomalías de las temperaturas del océano, del aire en 700 mb y del aire adyacente a la superficie continental en el país (esta última anomalía equivale a considerar almacenamiento de energía en la capa superior continental del territorio nacional).

Para los experimentos de predicción se evalúan los pronósticos del modelo dados por la combinación de los forzamientos del océano y de 700 mb , y la combinación de los forzamientos del océano, de 700 mb y del almacenamiento continental en la República Mexicana, los cuales se comparan con la persistencia.

En cuanto a la sensibilidad a las normales de temperatura en 700 mb , se comparan predicciones, con los forzamientos de temperaturas del océano y 700 mb , usando normales de diferente procedencia: un grupo de normales, utilizado en los experimentos anteriores, ha sido extraído en la década de los sesenta de cartas del United States Weather Bureau (U.S.W.B.), mientras que el otro grupo se extrajo de datos más actuales para un periodo de 8 años del National Meteorological Center-National Oceanic and Atmosphere

4.1 Importancia de la Anomalia de la Temperatura del Océano.

Como se verá en la siguiente sección, la anomalía de la temperatura de la superficie del océano en el mes previo al de la predicción es un factor importante para lograr buenas predicciones en la República Mexicana. Por este motivo, a continuación se presentan una serie de mapas para los meses de enero de 1982 y julio de 1983, a manera de ejemplo, donde se analiza la influencia de los forzamientos iniciales dentro de una región mas amplia en la que se encuentra inmersa la República Mexicana.

Para hacer una predicción mensual de enero de 1982 se usan, como condiciones iniciales las anomalías del mes anterior, es decir, de diciembre de 1981, que para la región alrededor al país se muestran en las figuras 7 y 8; en la figura 7 están las anomalías de la temperatura del océano, y en la 8 las anomalías de la temperatura del aire en 700 mb. En estos mapas, y hasta el mapa 19, las anomalías observadas previas a enero, que es el mes de la predicción, se identifican con la terminación "pe", (TSDNpe, T7DNpe), y las anomalías observadas actuales de enero se les pone "ae", (TSDNae, T7DNae). Hay que tener en cuenta que zonas con anomalías positivas indican valores más altos que lo normal, y zonas con anomalías negativas representan valores más bajos que lo normal.

a) Predicción de anomalías de temperatura de la superficie del océano en enero de 1982.

Variando las condiciones iniciales, como se explicó anteriormente, se trata de pronosticar la situación de enero de 1982, que para la anomalía de la temperatura del océano se muestra en la figura 9. De los mapas previo, 7, y actual, 8, observados, se manifiesta poco cambio en las zonas de anomalías positivas y negativas de un mes a otro.

Los mapas 10, 11 y 12 muestran las predicciones de las

anomalías de la temperatura de superficie para enero, tomando como condiciones iniciales, respectivamente, las anomalías de la temperatura en el océano, las de 700 mb y la combinación de éstas. Comparando los mapas 10 y 11 con el observado, 9, se ve que la anomalía previa de la temperatura del océano por sí sola reproduce mejor, en el pronóstico, los campos positivos y negativos observados de lo que lo hace la anomalía previa en 700 mb ; además, se ve sobre la República Mexicana la influencia de las anomalías positivas del océano que penetran por la parte sur del país, así como la incursión de las anomalías negativas al norte de Baja California, lo cual no se manifiesta cuando el único forzamiento es la temperatura en 700 mb

Al comparar los mapas 10 y 11 con el mapa 12, se ve que los campos pronosticados de las anomalías de temperatura de superficie, cuando se usan los dos forzamientos previos, se reproducen gracias al efecto del forzamiento inicial de la anomalía de la temperatura del océano.

b) Predicción de anomalías de la temperatura del aire en 700 mb en enero de 1962.

El mapa actual de anomalías de la temperatura en 700 mb se muestra en la figura 13; al compararlo con el mapa previo, 8, se distingue un cambio de anomalías positivas a negativas al noreste de Canadá y oeste de los Estados Unidos , y de anomalías negativas a positivas al oeste de los E.U. y en el sur de la República Mexicana, notándose que para el país hay un desplazamiento de altos valores positivos desde el noroeste hasta el noreste, abarcando todo el territorio nacional y reduciendo el área de valores negativos al sur del país. También es de notar la intensificación de los valores negativos sobre Canadá y E.U..

De la comparación de los mapas 14 y 15 se ve que por sí mismos los forzamientos aislados previos, 7 y 8, producen anomalías del mismo signo en 700 mb , con excepción de la zona negativa en el sur del país observada en diciembre, que no se reproduce en los pronósticos y que está de acuerdo a lo observado en el mapa 13. Nuevamente se manifiesta el efecto, distinguido en superficie, consistente en la difusión de anomalías positivas de

la temperatura del océano previas hacia el interior del territorio nacional. 14, a diferencia de lo ocasionado por el forzamiento en 700 mb que al tener una anomalía positiva al noroeste del país, reproduce bien, aunque con menor magnitud, la zona de valores positivos observada en el norte del país.

De la comparación de los mapas 14 y 15 con 16 se hace evidente el reforzamiento de las anomalías negativas pronosticadas al oeste de Canadá, en el Pacífico, que se introducen hasta la porción noreste de los Estados Unidos, así como el reforzamiento de las anomalías positivas al sur de las negativas mencionadas atrás; de aquí se ve que la combinación de los dos forzamientos aumenta ligeramente las anomalías. En este nivel se hace evidente la naturaleza térmica del modelo al difundir las anomalías del océano a través del territorio nacional, pero limitado, de alguna manera, por el carácter dinámico de la estación invernal en el país, y más hacia el norte, que hace que no se pronostiquen bien las altas anomalías negativas en la zona de Canadá y las no muy pequeñas anomalías positivas al norte de la República Mexicana; a pesar de ello, el signo de las anomalías está bien predicho en la mayor parte de la región.

c) Predicción de las anomalías de la precipitación en enero de 1982.

Como se dijo en la sección 3.3, en virtud de la ecuación (3.3.1) el calor latente de condensación liberado por el vapor de agua al condensarse en nubes, será referido como la precipitación, y de (2.2.3) se ve que no depende directamente de los datos iniciales, sino de las anomalías de la temperatura pronosticada en el nivel medio de la atmósfera.

Las figuras 17, 18 y 19 son los mapas del signo de las anomalías de la precipitación cuando los forzamientos son las anomalías de la temperatura del océano, las anomalías de la temperatura del aire en 700 mb y la combinación de estas dos anomalías; para este campo no se cuenta con información observacional a esta escala. Aunque no hay una relación explícita entre los forzamientos iniciales y la precipitación predicha, de los mapas 7 y 17 se ve que las anomalías positivas de la

temperatura del océano en el mes previo están asociadas con anomalías negativas en la precipitación, las cuales se trasladan al territorio nacional; en menor grado, al comparar los mapas 8 y 18 se ve algo parecido a lo anterior por parte de las anomalías en 700 mb .

El efecto combinado de los dos forzamientos, mapa 19, da una posición intermedia a lo visto en los mapas 17 y 18. De los mapas 12 y 19 se deja ver que existe una relación entre anomalías predichas negativas de precipitación con anomalías predichas positivas de temperatura de la superficie, principalmente dentro de la República Mexicana; esto indica que cuando hay un déficit en la precipitación con respecto a lo normal, esto se refleja en un aumento de la temperatura de superficie también con respecto a lo normal.

Para la predicción mensual en julio de 1983 las condiciones iniciales que se usan son las del mes de junio de 1983, que para la misma región que antes se muestran en las figuras 20 y 21; la figura 20 muestra el mapa observado de las anomalías de la temperatura de la superficie del océano y la figura 21 las anomalías observadas de la temperatura del aire en 700 mb . En estos mapas, y hasta el de la figura 32, las anomalías observadas previas a julio, el cual es el mes de la predicción, se les pone al final la terminación "pj", (TSDNpj, T7DNpj), mientras que las anomalías observadas actuales de julio se terminan con "aj", (TSDNaj, T7DNAj).

d) Predicción de anomalías de temperatura de la superficie del océano en julio de 1983.

De la figura 22, que presenta el mapa actual observado de las anomalías de temperatura del océano, se ve, al compararlo con la situación previa, que no hay gran variación de mes a mes en los campos de anomalías. Los mapas pronosticados para las anomalías de la temperatura del océano se presentan en las figuras 23, 24 y 25 que se obtuvieron con los forzamientos iniciales de temperatura del océano, de la temperatura en 700 mb y con la combinación de los dos forzamientos anteriores. Comparando los mapas 23 y 24 se ve, como en enero de 1982, que la anomalía de la temperatura del

océano pronostica mejor por si misma el mapa observado, a diferencia de cuando se considera como único forzamiento a las anomalías de temperatura en 700 mb ; reproduce bien las zonas de altos valores positivos, tanto al oeste de Baja California como al norte de Yucatán, haciendo que penetren dichas anomalías positivas al interior de la República, lo cual no hace la anomalía de la temperatura en 700 mb ; sin embargo la anomalía en 700 mb también hace que penetren pequeñas anomalías desde la zona del Golfo de México al interior del país.

De los mapas 23 y 24 al compararlos con 25, que es el que tiene a los dos forzamientos iniciales, se desprende que la anomalía de la temperatura del océano del mes previo es la que está dando la predicción mostrada en 25, pues es muy parecido al mapa 23 .

e) Predicción de anomalías de la temperatura del aire en 700 mb en julio de 1983.

El mapa observado de las anomalías de temperatura en 700 mb para julio está en la figura 26, y al compararlo con el mapa del mes previo, 21, se puede decir que de junio a julio en este nivel hay un desplazamiento de la zona de altos valores negativos desde el oeste de Canadá al oeste de los Estados Unidos; también se presenta una reducción de áreas de anomalías negativas pues las presentadas en el centro y este de los E.U. y oeste de México, se han transformado a anomalías positivas.

Los mapas pronosticados para la anomalía de la temperatura en 700 mb están en las figuras 27, 28 y 29 cuyos forzamientos respectivos fueron las anomalías de la temperatura del océano, las anomalías de la temperatura en 700 mb y la combinación de las dos anomalías. De los mapas 27 y 28 se ve que, a diferencia del caso de enero, las anomalías positivas previas en 700 mb están produciendo una incursión de anomalías positivas desde las zonas sobre el océano hacia la zona sobre el continente en el país, además de introducir anomalías negativas desde los E.U.; debido a la naturaleza menos dinámica y más térmica del verano en el territorio nacional, las anomalías positivas previas de los océanos, producen que éstas penetren en el pronóstico, abarcando

la totalidad del territorio nacional, lo que está de acuerdo con lo observado.

Al comparar los mapas 27 y 28 con el mapa 29 se ve, al igual que para enero de 1982, que las anomalías de la temperatura del océano del mes previo son las que dan el comportamiento general de los campos cuando se combinan los dos forzamientos; por su parte las anomalías previas de la temperatura en 700 mb hacen que, sobre el país, se incrementen las anomalías predichas al combinar los dos forzamientos.

f) Predicción de las anomalías de la precipitación en julio de 1983.

El efecto de los forzamientos sobre la precipitación se manifiesta igual que para enero, lo cual puede observarse en los mapas 30, 31 y 32 cuyos forzamientos respectivos son las anomalías de la temperatura del océano, las anomalías de la temperatura en 700 mb y la combinación de las anteriores dos anomalías. De tales mapas se ve que las anomalías positivas de la temperatura del océano del mes previo producen anomalías negativas en la precipitación, las cuales afectan al país; tal situación, en menor proporción, se presenta también cuando se usan las anomalías previas de la temperatura como forzamiento, mientras que se obtiene una posición intermedia al considerar los dos forzamientos.

En este mes se vuelve a presentar el hecho de que las anomalías negativas predichas en la precipitación se corresponden con anomalías positivas predichas en la temperatura de superficie, y anomalías predichas positivas en la precipitación se relacionan con anomalías negativas en la temperatura de superficie como se ve al comparar 30 con 23, 31 con 24 y 32 con 25; esto se ve muy claro sobre la República Mexicana.

De esta serie de mapas que ejemplifican las condiciones de invierno y verano se ha visto la importancia, debido al carácter térmico y no dinámico del modelo, de las anomalías de la temperatura del océano en la predicción del signo de las anomalías de la temperatura del océano que circunda la República Mexicana, y del signo de las anomalías de la temperatura en 700 mb sobre el

territorio del país; esto se debe al transporte que lleva a cabo el modelo de las características del océano sobre el país, lo cual se refuerza en la mitad cálida del año a causa de las características estacionales de la zona.

Por otra parte, de este análisis se desprende que cuando hay un déficit en la precipitación predicha, se tienen aumentos sobre lo normal en la temperatura de la superficie predicha de la República Mexicana, y viceversa, excesos en la precipitación predicha atenúan la temperatura de la superficie respecto a lo normal.

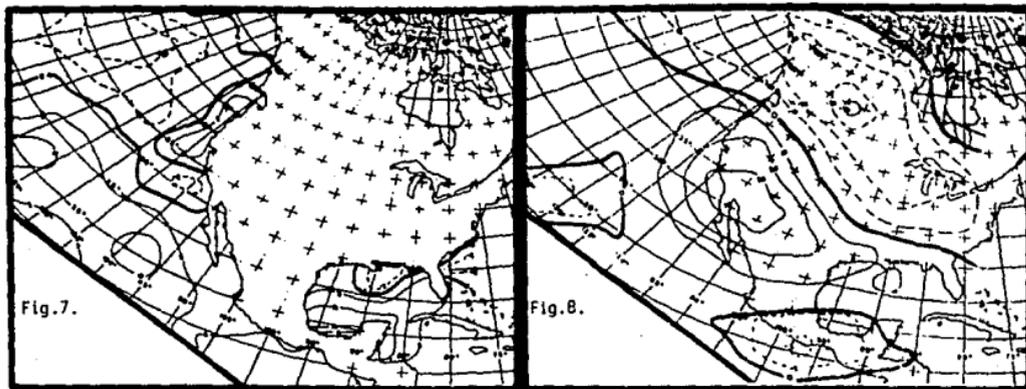


Fig.7.-Anomalías observadas de la temperatura del océano en diciembre de 1981, TSDNpe.

Fig.8.-Anomalías observadas de la temperatura en 700 mb. en diciembre de 1981, T7DNpe.

En céncimas de grado..

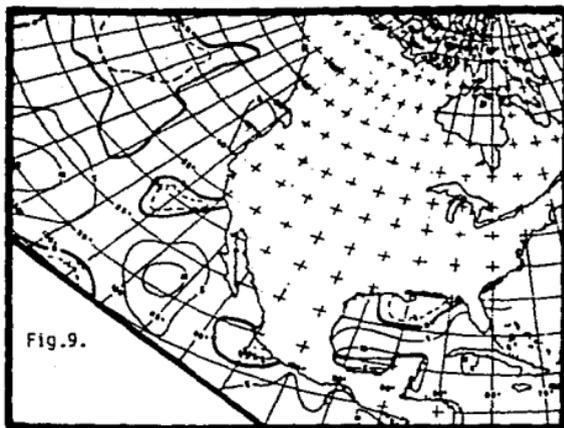


Fig.9.-Anomalías observadas de la temperatura del
océano en enero de 1982, TSDNae.
En décimas de grado.

Las figs. 10, 11 y 12 son anomalías predichas de la temperatura del océano, TSDN.

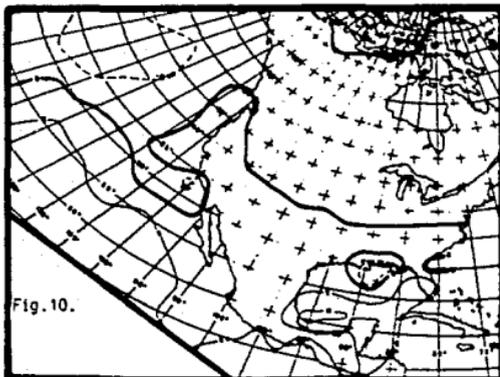


Fig.10.

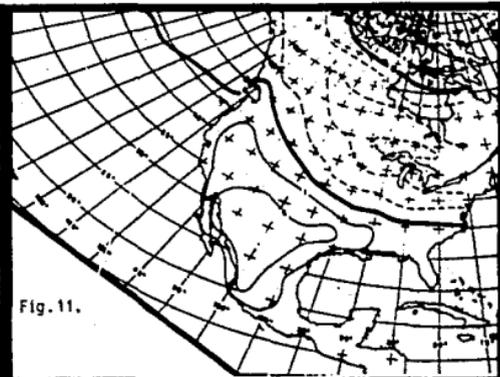


Fig.11.

Fig.10.-TSDN predicha para enero de 1982
con TSDNpe.Fig.11.-TSDN predicha para enero de 1982
con T7DNpe.Fig.12.-TSDN predicha para enero de 1982
con TSDNpe y T7DNpe.

En décimas de grado.

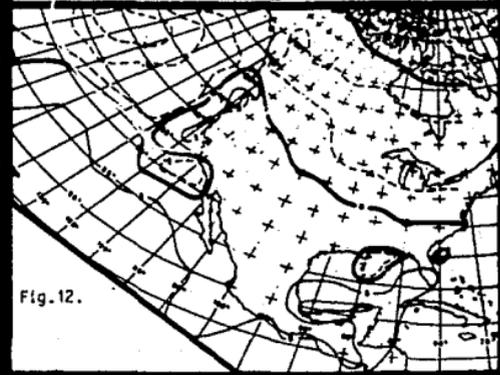


Fig.12.

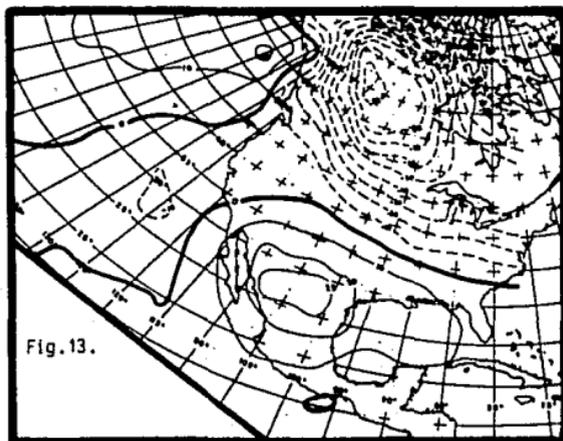


Fig.13.-Anomalías observadas de la temperatura en
700 mb. en enero de 1982, T7DNae.

En décimas de grado.

Las figs. 14, 15 y 16 son anomalías predichas de la temperatura en el nivel de 700 mb., T7DN; mientras que 17, 18 y 19 son los signos de las anomalías predichas del calor latente liberado por condensación del vapor de agua en las nubes, G5DN.

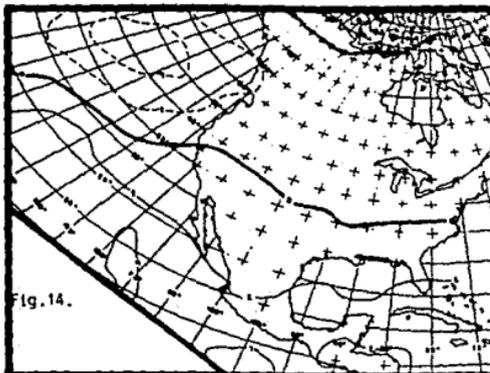


Fig.14.

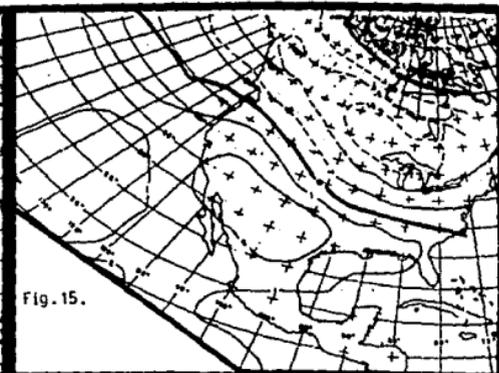


Fig.15.

Fig.14.-T7DN predicha para enero de 1982
con TSDNpe.Fig.15.-T7DN predicha para enero de 1982
con T7DNpe.Fig.16.-T7DN predicha para enero de 1982
con TSDNpe y T7DNpe.

En décimas de grado.

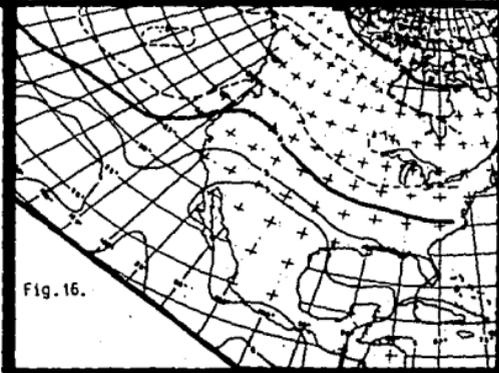


Fig.16.

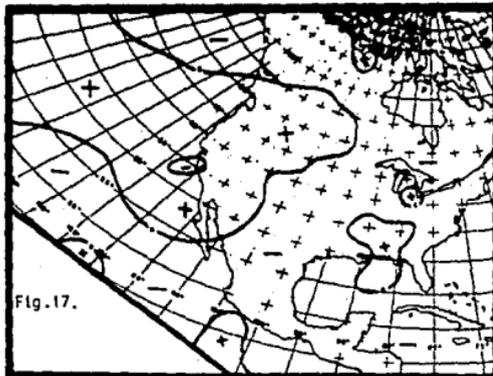


Fig.17.

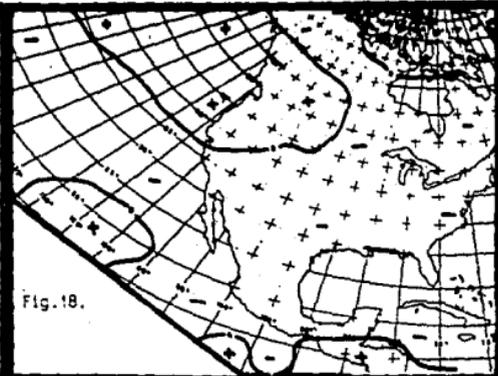


Fig.18.

Fig.17.-Signos de GSDN predichos para enero de 1982 con TSDNpe.

Fig.18.-Signos de GSDN predichos para enero de 1982 con T7DNpe.

Fig.19.-Signos de GSDN predichos para enero de 1982 con TSDNpe y T7DNpe.

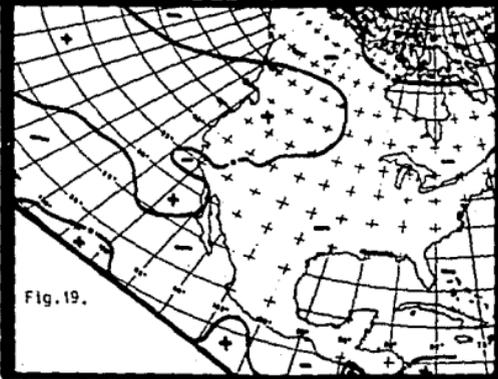


Fig.19.

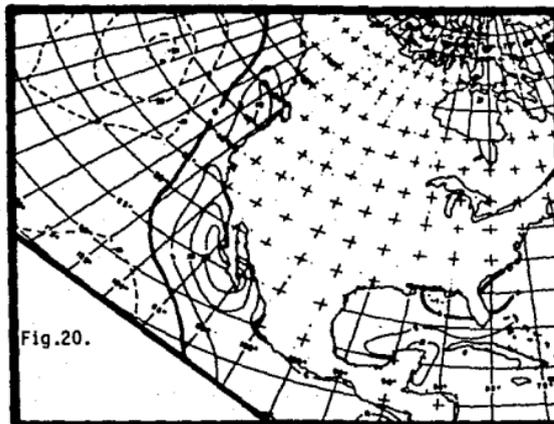


Fig.20.-Anomalías observadas de la temperatura del océano en junio de 1983, TSDNpj.

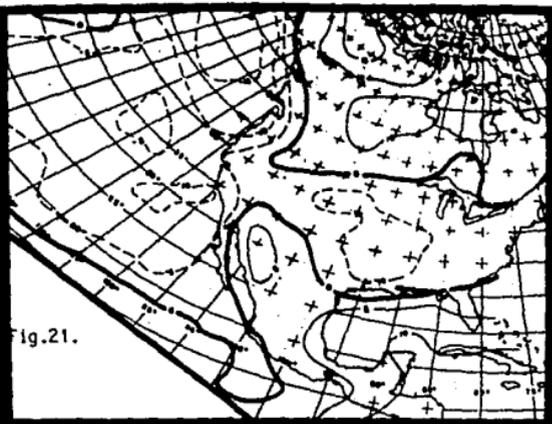


Fig.21.-Anomalías observadas de la temperatura en 700 mb. en junio de 1983, T7DNpj.

En décimas de grado.

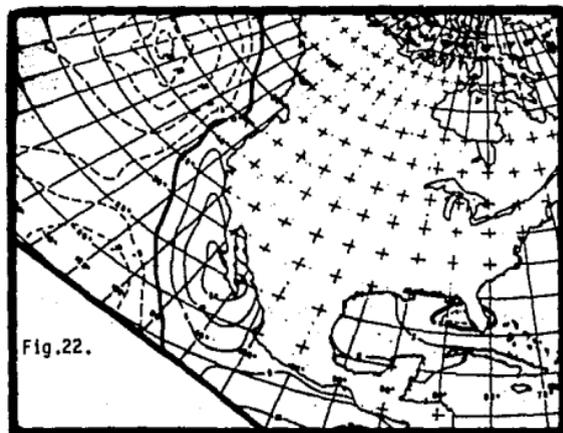


Fig.22.-Anomalías observadas de la temperatura del océano en julio de 1983, TSDNaj.

En décimas de grado.

Las figs. 23, 24 y 25 son anomalías predichas de la temperatura del océano, TSDN.

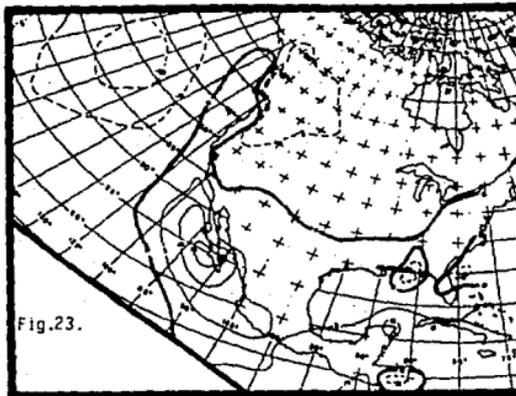


Fig.23.

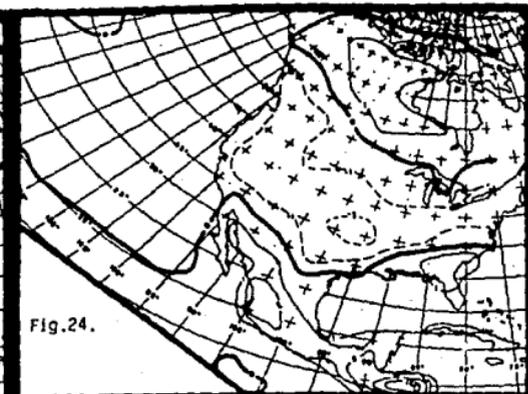


Fig.24.

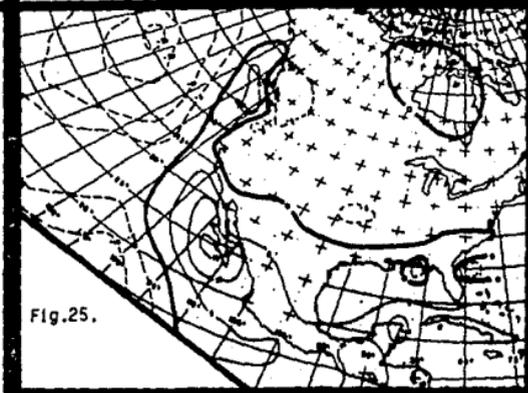


Fig.25.

Fig.23.-TSDN predicha para julio de 1983
con TSDNpj.

Fig.24.-TSDN predicha para julio de 1983
con T7DNpj.

Fig.25.-TSDN predicha para julio de 1983
con TSDNpj y T7DNpj.

En décimas de grado.

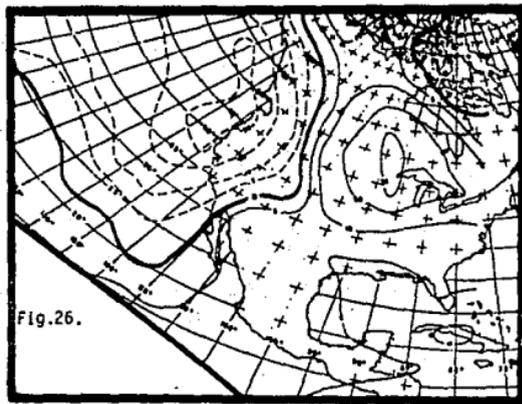


Fig.26.-Anomalías observadas de la temperatura en 700 mb. en julio de 1983, T7DNaj.

En décimas de grado.

Las figs. 27, 28 y 29 son anomalías predichas de la temperatura en el nivel de 700 mb., T7DN; mientras que 30, 31 y 32 son los signos de las anomalías predichas del calor latente liberado por condensación del vapor de agua en las nubes, G5DN.

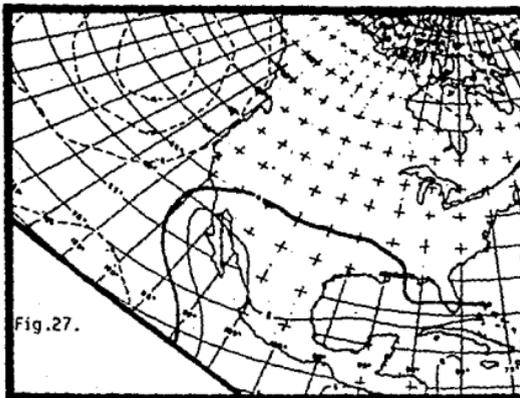


Fig.27.

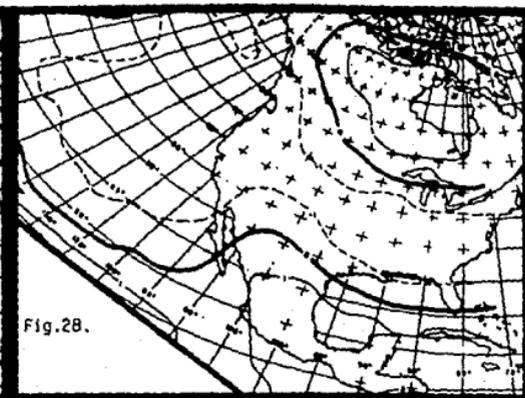


Fig.28.

Fig.27.-T7DN predicha para julio de 1983
con TSDNpj.

Fig.28.-T7DN predicha para julio de 1983
con T7DNpj.

Fig.29.-T7DN predicha para julio de 1983
con TSDNpj y T7DNpj.

En décimas de grado.

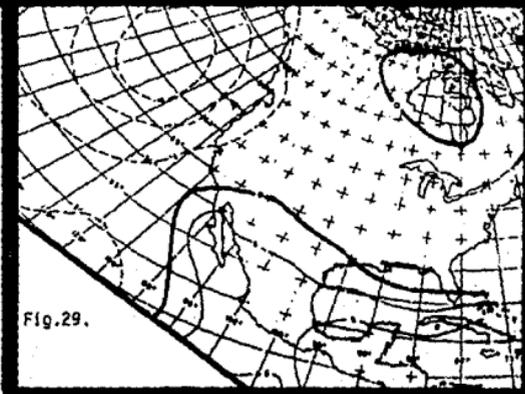


Fig.29.

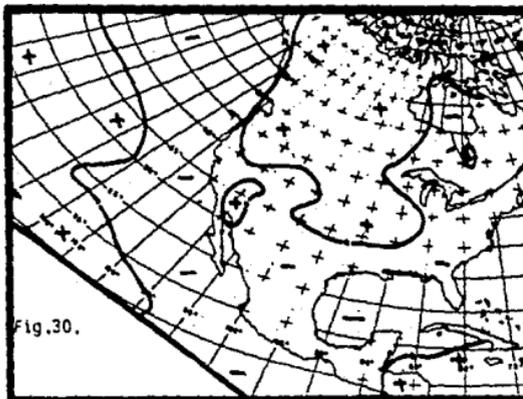


Fig.30.

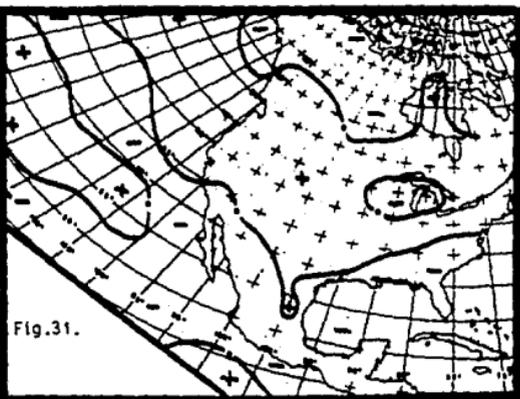


Fig.31.

Fig.30.-Signos de GSDN predichos para julio de 1983 con TSDNpj.

Fig.31.-Signos de GSDN predichos para julio de 1983 con T7Dnpj.

Fig.32.-Signos de GSDN predichos para julio de 1983 con T5Dnpj y T7Dnpj.

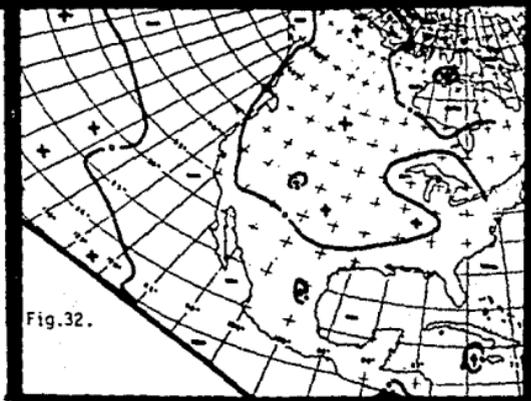


Fig.32.

4.2 Evaluación en la República Mexicana.

La evaluación de los experimentos numéricos antes mencionados, sobre los 23 puntos dentro del país, en la forma de porcentaje de puntos con el signo de la anomalía bien predicho (%SBP), desde diciembre de 1981 a noviembre de 1983, se da en la tabla 1 para las anomalías de temperatura del aire en 700 mb, en la tabla 2 para las anomalías de temperatura del aire en superficie, y en la tabla 3 para las anomalías de la precipitación; tales predicciones se verifican con respecto a la predicción cuando el modelo tiene como único forzamiento a la anomalía de la temperatura del océano. En estas tablas la primer columna de datos (T_{eo}) da el porcentaje de signos bien predichos por el Modelo Termodinámico cuando el único forzamiento es la anomalía de la temperatura del océano; las demás columnas dan la diferencia del %SBP por el modelo con los forzamientos a evaluar, menos el correspondiente porcentaje obtenido cuando el forzamiento es el océano. La segunda columna (T_7) da los resultados considerando como único forzamiento a las anomalías previas de la temperatura del aire en 700 mb; la tercera columna ($T_{eo} + T_7$), cuando se usa la combinación de los dos forzamientos anteriores y que son como entran para realizar una predicción; la cuarta columna ($T_{eo} + T_{ec1} + T_7$) da los resultados cuando además de los dos forzamientos de océano y de 700 mb, se incluye almacenamiento de energía dentro de una capa continental de un metro de espesor en el país; y la quinta columna ($T_{eo} + T_{ec5} + T_7$) da los resultados cuando los forzamientos son los mismos que en la cuarta columna, pero con una capa de cinco metros de espesor para el almacenamiento de energía en el territorio nacional.

De la tabla 1 para el %SBP de la anomalía de la temperatura en 700 mb se ve, al comparar la columna tres con la columna uno, que tan sólo con las anomalías del océano (T_{eo}) se obtiene buen %SBP en altura, pues de los veinticuatro meses veintiuno son idénticos a cuando se incluyen los dos forzamientos ($T_{eo}+T_7$); por otra parte, de la columna dos se ve que cuando el único forzamiento es la anomalía de la temperatura en 700 mb (T_7), se obtienen valores ligeramente abajo respecto a los observados en la

primer columna, pero mostrando también altos valores de %SBP comparables a los dados en la columna tres (Teo+T7). La inclusión del almacenamiento en la República Mexicana prácticamente no tiene influencia sobre la predicción del %SBP de las anomalías de la temperatura en 700 mb, pues salvo en diciembre de 1982 que es cuando se mejora, los resultados son iguales a cuando no se incluye tal forzamiento (Teo+T7).

Consistentemente se ve en la tabla 1, comparando las columnas

MES	Teo	T7	Teo+T7	Teo+Tecs+T7	Teo+Tecs+T7
Dic81	89.6	0.0	0.0	0.0	0.0
Ene82	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Feb	95.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar	95.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Abr	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0
May	99.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Jun	87.0	-17.4	0.0	0.0	0.0
Jul	34.8	4.4	4.4	4.4	4.4
Ago	96.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Sep	100.0	-30.4	0.0	0.0	0.0
Oct	95.2	-4.4	0.0	0.0	0.0
Nov	95.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Dic82	60.9	30.4	0.0	4.4	4.4
Ene83	43.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Feb	30.4	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar	34.8	0.0	0.0	0.0	0.0
Abr	89.6	0.0	0.0	0.0	0.0
May	91.3	-4.4	8.7	8.7	8.7
Jun	87.0	0.0	4.4	4.4	4.4
Jul	95.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Ago	34.8	4.4	0.0	0.0	0.0
Sep	91.3	-4.4	0.0	0.0	0.0
Oct	95.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Nov	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabla 1. Evaluación sobre 23 puntos en la R. Mexicana de diciembre de 1981 a noviembre de 1983 del %SBP para la anomalía de temperatura en 700 mb usando diferentes forzamientos. La columna con Teo da el %SBP cuando el único forzamiento es la temperatura del océano; y las restantes dan la diferencia del %SBP usando los forzamientos de los encabezados menos el correspondiente dado en la columna de Teo. T7 indica que se usa la temperatura en 700 mb, y Tecs que se usa la temperatura en superficie en el país con una profundidad de z metros en la capa de almacenamiento continental.

dos y tres, que el efecto de añadir el forzamiento de anomalías de temperatura del océano (T_{eo}), al forzamiento de anomalías de temperatura en 700 mb (T_7), es el de aumentar los porcentajes en los meses de verano y otoño como se aprecia de la columna tres ($T_{eo}+T_7$); esto se debe a que en el verano principalmente y en menor grado en primavera y otoño, existe acoplamiento de los forzamientos y la naturaleza térmica de los fenómenos meteorológicos de la época, como se dijo en la sección 3.2.

Los grandes valores para el %SBP de las anomalías de la temperatura en 700 mb no se refleja en el %SBP de las anomalías de la temperatura en superficie de la tabla 2, pero aunque sea ligeramente, se ve la importancia de la anomalía de la temperatura del océano (T_{eo}). Esto se desprende al comparar los resultados cuando el único forzamiento es la anomalía de la temperatura en 700 mb con los resultados cuando se incluyen los dos forzamientos

MES	T_{eo}	T_7	$T_{eo}+T_7$	$T_{eo}+T_{sc1}+T_7$	$T_{eo}+T_{sc3}+T_7$
Dic81	69.6	-17.4	0.0	0.0	8.7
Ene82	87.0	0.0	0.0	0.0	4.4
Feb	78.3	-4.4	0.0	0.0	0.0
Mar	91.3	0.0	0.0	0.0	-13.0
Abr	65.2	4.4	0.0	4.4	8.7
May	43.5	0.0	0.0	0.0	8.7
Jun	65.2	-8.7	0.0	0.0	0.0
Jul	47.8	17.4	4.4	4.4	8.7
Ago	52.2	0.0	0.0	13.0	25.1
Sep	55.5	-8.7	0.0	0.0	17.4
Oct	43.5	4.4	0.0	0.0	13.0
Nov	30.4	-8.7	0.0	4.4	30.4
Dic82	30.4	30.4	4.4	4.4	43.5
Ene83	43.5	-4.4	0.0	0.0	13.0
Feb	21.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar	30.4	-4.4	0.0	0.0	25.1
Abr	17.4	4.4	0.0	0.0	34.8
May	55.5	8.7	4.4	13.0	0.0
Jun	52.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Jul	52.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Ago	39.1	0.0	0.0	0.0	8.7
Sep	47.8	8.7	4.4	0.0	13.0
Oct	65.2	-4.4	0.0	4.4	0.0
Nov	69.6	-17.4	0.0	-4.4	-4.4

Tabla 2. Es igual que la tabla anterior, pero ahora para el %SBP de la anomalía de la temperatura en superficie.

(T_{eo}+T₇), pues la inclusión de las anomalías de la temperatura del océano a las anomalías de la temperatura en 700 mb hace que no haya ningún signo negativo en la columna tres de los que aparecen en la columna dos; es decir, que las anomalías del océano tienen buena parte de los signos bien predichos de la predicción total.

Los bajos porcentajes del signo de la anomalía de la temperatura en superficie, respecto a los porcentajes del signo de la anomalía de la temperatura en 700 mb, tiene su origen principalmente en dos factores: 1) como se dijo en el capítulo anterior, se están comparando dos temperaturas diferentes, la predicha por el modelo que es la temperatura de la superficie continental, y la observada que es la temperatura del aire registrada a una altura de poco más de un metro; 2) a que la escala de los campos predichos por el modelo es mayor que aquella de los datos observados.

MES	T _{eo}	T ₇	T _{eo} +T ₇	T _{eo} +T _{act} +T ₇	T _{eo} +T _{act} +T ₇
Dic81	55.2	-17.4	4.4	4.4	4.4
Ene82	55.2	0.0	4.4	4.4	13.0
Feb	47.8	-13.0	-8.7	-8.7	-8.7
Mar	73.9	4.4	0.0	0.0	0.0
Abr	43.5	4.4	0.0	0.0	0.0
May	39.1	4.4	0.0	0.0	0.0
Jun	57.0	-13.0	0.0	-4.4	-13.0
Jul	43.5	8.7	4.4	4.4	4.4
Ago	55.6	21.7	0.0	0.0	0.0
Sep	55.2	-17.4	0.0	0.0	0.0
Oct	55.5	21.7	13.0	13.0	13.0
Nov	43.5	-17.4	0.0	0.0	0.0
Dic82	34.8	17.4	4.4	8.7	4.4
Ene83	39.1	8.7	4.4	4.4	0.0
Feb	39.1	8.7	0.0	0.0	0.0
Mar	47.8	4.4	0.0	4.4	0.0
Abr	55.2	0.0	4.4	4.4	0.0
May	39.1	4.4	-4.4	-8.7	-4.4
Jun	55.6	4.4	0.0	0.0	0.0
Jul	47.8	-4.4	4.4	4.4	4.4
Ago	34.8	8.7	8.7	8.7	4.4
Sep	47.8	-8.7	8.7	8.7	8.7
Oct	55.5	-17.4	-17.4	-17.4	-17.4
Nov	55.5	-17.4	-17.4	-17.4	-21.7

Tabla 3. Es igual que las otras tablas, pero ahora para el %SBP de la anomalía de la precipitación.

Los bajos porcentajes se logran superar un poco al incluir el almacenamiento de energía en la R. Mexicana, ya que se aumenta el %SBP con respecto a cuando no se incluye, debido a que se incorpora información de las anomalías del aire en superficie del mes previo para realizar el pronóstico. Haciendo un balance se mejora el %SBP en 5 meses, se disminuye en 2 meses y se permanece igual en los otros 15 meses al compararse los resultados cuando no se incluye el almacenamiento ($T_{eo}+T_r$) con la versión que incluye almacenamiento de energía en el país en una capa de un metro de espesor ($T_{eo}+T_{es}+T_r$), que es la profundidad de almacenamiento más realista; al aumentar el espesor a cinco metros, la mejoría se logra en 15 meses, se esporea en 3 meses y se permanece igual en los restantes 8 meses.

En cuanto al %SBP de las anomalías de la precipitación, se ve de la tabla 3, al comparar la columna del forzamiento en 700 mb (T_r) con la columna que incluye los dos forzamientos ($T_{eo}+T_r$), que al añadir el forzamiento del océano al forzamiento de 700 mb, se mejora en 8 meses respecto a cuando se incluye sólo el forzamiento de 700 mb. Esto es de esperarse debido a que, como se ve de la ecuación (2.3.5), la precipitación depende de las anomalías pronosticadas en el nivel medio de la atmósfera, y puesto que la combinación de ambos forzamientos da predicciones más consistentes de la temperatura en altura, se obtienen mejores pronósticos en el signo de las anomalías de la precipitación respecto a cuando se incluye sólo un forzamiento.

Cuando se aumenta la profundidad de la capa de almacenamiento a valores más grandes que un metro, los resultados disminuyen respecto a cuando no se incluye almacenamiento.

De las tablas se desprende que las anomalías previas de la temperatura del océano dan mucho del porcentaje de signos bien predichos de las anomalías de las temperaturas del aire en 700 mb y en superficie, así como los de la precipitación, ya que además de los porcentajes obtenidos cuando es el único forzamiento, a los meses con bajos valores de porcentajes bien predichos cuando el único forzamiento está en 700 mb, los incrementa la mayoría de las veces al combinar los dos forzamientos (i.e. a los meses con valores negativos en las columnas de T_r los pone generalmente con valores de cero o positivos en las columnas de $T_{eo}+T_r$).

Aunado a lo anterior, la inclusión del almacenamiento en una capa de profundidad realista de un metro en el país, da los más altos porcentajes de signos bien predichos para las tres anomalías.

Las anteriores explicaciones se hacen evidentes de las tablas 4, 5 y 6, que resumen por estaciones el periodo de 24 meses de diciembre de 1981 a noviembre de 1983 para la predicción del signo de anomalías de la temperatura del aire en 700 mb, del aire adyacente a la superficie continental del país y de la precipitación. De las tres tablas se ve que el forzamiento de la temperatura en 700 mb (T_7) produce por sí sola %SBP muy semejantes a los dados cuando el único forzamiento es el de la temperatura del océano (T_{eo}), y si los porcentajes están por abajo, la inclusión de las anomalías del océano hace que aumenten los porcentajes respecto a los dados cuando el único forzamiento está en 700 mb.

Los porcentajes más altos de signos bien predichos están en las anomalías de la temperatura en 700 mb (tabla 4, T_{eo}), de donde se ve que los valores más altos están en el periodo verano-otoño con 78.1 % comparado con 69.3 % del periodo invierno-primavera. Estos porcentajes altos en 700 mb tienen una correspondencia para el signo de las anomalías de la precipitación en el mismo periodo con 52.2 % comparado con 49.8 % del periodo invierno-primavera (tabla 6, T_{eo}); la citada correspondencia en el periodo verano-otoño se debe a la coincidencia de las características térmicas de los fenómenos meteorológicos del periodo, que al promediar prevalecen, con las bases térmicas del Modelo Termodinámico del Clima.

Para las anomalías de la temperatura del aire en superficie no se ve una reproducción de lo anterior pues debido a lo abrupto de la orografía del territorio nacional, en general le da un carácter local a los campos observados causando que la diferencia entre la temperatura de la superficie del país (que es lo que predice el modelo) y la temperatura del aire situado a la altura del abrigo meteorológico (que es el dato observado contra el cual se compara el pronóstico) sea mayor que cuando no existiese tal factor; el modelo no contempla la existencia de la orografía como un factor permanente del clima, como de hecho lo es para nuestro

país, (Mosiffo & García, 1973). A pesar de estas diferencias, el %SBP en promedio está arriba del 50 %, 52.9 % para el periodo invierno-primavera y 51.9 % para el periodo verano-otoño (tabla 5, Teo).

Aunque en el promedio global, al considerar que existe almacenamiento de energía en la superficie continental de la República Mexicana en una capa de un metro de espesor, se obtienen consistentemente los mejores resultados en la predicción del signo de las tres anomalías, tal mejoría se nota más claro cuando se predice el signo de las anomalías de la temperatura del aire adyacente a la superficie continental.

ESTACION	Teo	T7	Teo+T7	Teo+Tacs+T7	Teo+Tacs+T7
inv	56.7	5.1	0.0	0.7	0.7
pri	71.8	-0.7	1.5	1.5	1.5
ver	66.0	-1.4	1.5	1.5	1.5
oto	56.2	-0.5	0.0	0.0	0.0
prom	72.7	-0.9	0.8	0.9	0.9

Tabla 4. Promedios estacionales del %SBP de las anomalías de la temperatura en 700 mb extraídos de la tabla 1; las columnas representan lo mismo que en esa tabla.

ESTACION	Teo	T7	Teo+T7	Teo+Tacs+T7	Teo+Tacs+T7
inv	55.1	0.7	0.7	0.7	11.6
pri	50.7	2.2	0.7	2.9	10.9
ver	51.5	1.5	0.7	2.9	7.3
oto	52.2	-4.4	0.7	0.7	11.6
prom	52.4	0.0	0.7	1.8	10.4

Tabla 5. Promedios estacionales del %SBP de las anomalías de la temperatura en superficie extraídos de la tabla 2; las columnas representan lo mismo que en esa tabla.

ESTACION	Teo	T7	Teo+T7	Teo+Tacs+T7	Teo+Tacs+T7
inv	48.5	0.7	1.5	2.2	2.2
pri	50.7	3.7	0.0	0.0	-0.7
ver	50.7	4.4	2.9	2.2	0.0
oto	53.6	-9.4	-2.2	-2.2	-2.9
prom	50.9	-0.2	0.6	0.6	-0.4

Tabla 6. Promedios estacionales del %SBP de las anomalías de la precipitación extraídos de la tabla 3; las columnas representan lo mismo que en esa tabla.

4.3 Predictabilidad en la República Mexicana.

Los %SBP mostrados en los experimentos de sensibilidad, que para el pronóstico que incluye la combinación de los forzamientos presenta promedios estacionales arriba del 50 %, por sí mismos no son indicativos de la predictabilidad del modelo. Por esto es necesario comparar tales resultados con los obtenidos por un modelo de control, el de persistencia.

La evaluación de la predictabilidad mensual y estacional, para el periodo de diciembre de 1981 a noviembre de 1983, se da en las tablas 7 para el signo de las anomalías de la temperatura en 700 mb, en la tabla 8 para el signo de las anomalías de la temperatura del aire en superficie y en la tabla 9 para el signo de las anomalías de la precipitación. En dichas tablas la primer columna de datos (P) da el porcentaje de signos bien predichos por la persistencia, mientras que las otras dos columnas dan la diferencia del %SBP por el modelo menos el correspondiente porcentaje por la persistencia, de manera que valores positivos indican superioridad respecto al control (que es lo que se busca) y valores negativos lo contrario. La segunda columna ($T_{eo}+T_r$) da las diferencias cuando se combinan las anomalías de la temperatura del océano y del aire en 700 mb como forzamientos; la tercer columna ($T_{eo}+T_{eci}+T_r$) da las diferencias cuando además de la combinación de los dos forzamientos de océano y de 700 mb, se incluye almacenamiento de energía dentro de una capa continental de un metro de espesor en la República Mexicana.

De la tabla 7, para el %SBP de la anomalía de la temperatura en 700 mb, se ve que al efectuar el pronóstico de la manera tradicional ($T_{eo}+T_r$) se está superando a la persistencia en 11 de los 24 meses, se pierde en 10 y se está igual en los otros 3 meses, lo cual se refleja a nivel estacional para la primavera y el otoño en una buena superioridad sobre el control; se permanece igual en el verano y sólo se queda debajo del control en el invierno, dando en promedio superioridad sobre la persistencia para todo el periodo. La inclusión del almacenamiento en el país ($T_{eo}+T_{eci}+T_r$) no influye grandemente sobre la predicción en altura pues sólo en diciembre de 1982 se supera a lo obtenido

cuando no se incluye, reduciendo en que haya un mes menos abajo de la persistencia y un mes igual a ésta, permaneciendo prácticamente las mismas diferencias estacionales y anuales que cuando no se incorporara. Es digno de notarse que en promedio el valor dado por la persistencia es bastante alto, y el modelo lo está superando con un valor arriba del 70 % .

La predictabilidad obtenida en altura no se refleja en el nivel de superficie como se observa de la tabla 8, ya que en 5

MES	P	Tco+T7	Tco+Teci+T7
Dic81	100.0	-30.4	-30.4
Ene82	69.8	30.4	30.4
Feb	95.7	0.0	0.0
Mar	91.3	4.4	4.4
Abr	95.7	4.4	4.4
May	39.1	0.0	0.0
Jun	52.2	34.8	34.8
Jul	47.8	-8.7	-8.7
Ago	69.8	-13.0	-13.0
Sep	65.2	34.8	34.8
Oct	65.2	0.0	0.0
Nov	60.9	34.8	34.8
Dic82	65.2	-4.4	0.0
Ene83	30.4	13.0	13.0
Feb	87.0	-56.5	-56.5
Mar	87.0	-52.2	-52.2
Abr	30.4	39.1	39.1
May	69.8	30.4	30.4
Jun	65.7	-4.4	-4.4
Jul	100.0	-4.4	-4.4
Ago	39.1	-4.4	-4.4
Sep	43.5	47.8	47.8
Oct	73.9	-8.7	-8.7
Nov	65.2	34.8	34.8
ESTACION			
inv	74.7	-8.0	-7.3
prí	68.9	4.4	4.4
ver	67.4	0.0	0.0
oto	62.3	23.9	23.9
prom	68.3	5.1	5.3

Tabla 7. Diferencias respecto a la persistencia del %SBP de las anomalías de la temperatura en 700 mb. con el M.T.C. sobre la R. Mexicana. La columna con P da el %SBP por la persistencia, y las otras dos dan la diferencia respecto a cuando se usan los forzamientos del encabezado.

meses se supera a la persistencia, en 18 se queda por debajo de ella y en un mes se iguala ($T_{eo}+T_{eci}+T_7$). El almacenamiento de energía en el país no modificó la evaluación respecto a la persistencia, pero si hizo que las diferencias negativas disminuyeran, principalmente en primavera y verano ocasionando que en el promedio del periodo también disminuyera.

En cuanto al %SBP de la anomalía de la precipitación, se ve de la tabla 9, al hacer un balance, que el modelo está superando el control en 12 meses, pierde mucho en 11 y permanece igual en un mes, pero principalmente en los meses de verano, y en promedio en los últimos dos meses de otoño ($T_{eo}+T_7$ y $T_{eo}+T_{eci}+T_7$); el

MES	P	$T_{eo}+T_7$	$T_{eo}+T_{eci}+T_7$
Dic81	78.3	-8.7	-8.7
Ene82	78.3	8.7	8.7
Feb	85.2	13.0	13.0
Mar	78.3	13.0	13.0
Abr	82.0	-17.4	-13.0
May	85.2	-21.7	-21.7
Jun	89.0	-4.4	-4.4
Jul	89.0	-8.7	-8.7
Ago	89.0	-17.4	-4.4
Sep	78.3	-21.7	-21.7
Oct	73.0	-30.4	-30.4
Nov	89.0	-39.1	-34.8
Dic82	78.3	-43.5	-43.5
Ene83	82.2	-8.7	-8.7
Feb	85.2	-43.5	-43.5
Mar	85.5	-25.1	-25.1
Abr	85.2	-47.8	-47.8
May	47.8	13.0	21.7
Jun	73.0	-21.7	-21.7
Jul	73.0	-21.7	-21.7
Ago	73.0	-34.8	-34.8
Sep	89.0	-17.4	-21.7
Oct	85.2	0.0	4.4
Nov	85.2	4.4	0.0
ESTACION			
inv	89.0	-13.8	-13.8
prí	85.0	-14.5	-12.3
ver	70.3	-18.1	-15.0
oto	70.3	-17.4	-17.4
prom	89.0	-15.0	-14.9

Tabla 8. Igual que la tabla anterior, pero para el %SBP de las anomalías de la temperatura en superficie.

almacenamiento en el país no influye trascendentalmente ya que lo que se gana en verano se pierde en invierno.

De estas tablas se concluye que la predictabilidad en la República Mexicana, empleando el M.T.C., está en el signo de las anomalías de la temperatura del aire en 700 mb, pues de las verificaciones presentadas en las tablas es la única donde se supera a la persistencia en el promedio para el periodo. Si en base a lo explicado en la sección 3.3 del Clima de México se considera a las estaciones de invierno y primavera como la mitad fría del año con fenómenos de características dinámicas, y a las estaciones de verano y otoño como la mitad cálida con fenómenos de

MES	P	Tso+T7	Tso+Tcst+T7
Dic81	56.5	13.0	13.0
Ene82	60.9	8.7	8.7
Feb	43.5	-4.4	-4.4
Mar	65.2	8.7	8.7
Abr	65.2	-21.7	-21.7
May	56.5	-17.4	-17.4
Jun	39.1	47.8	43.5
Jul	56.5	-8.7	-8.7
Ago	60.9	8.7	8.7
Sep	62.6	-17.4	-17.4
Oct	65.2	4.4	4.4
Nov	21.7	21.7	21.7
Dic82	62.6	-43.5	-39.1
Ene83	69.8	-26.1	-26.1
Feb	26.1	13.0	13.0
Mar	65.2	-17.4	-13.0
Abr	65.2	4.4	4.4
May	47.8	-13.0	-17.4
Jun	34.8	34.8	34.8
Jul	47.8	4.4	4.4
Ago	39.1	4.4	4.4
Sep	73.9	-17.4	-17.4
Oct	39.1	0.0	0.0
Nov	60.9	-21.7	-21.7
ESTACION			
inv	56.5	-6.6	-5.8
prí	60.9	-9.4	-9.4
ver	45.4	15.2	14.5
oto	57.2	-5.1	-5.1
prom	55.3	-1.5	-1.5

Tabla 9. Igual que las anteriores dos tablas, pero para el %SBP de las anomalías de la precipitación.

indole térmico, coincidiendo este periodo por sus características con las del M.T.C., se ve que el modelo termodinámico funciona mejor para la mitad verano-otoño con un porcentaje promedio de 78.8 % que supera al control medio de estas estaciones; mientras, el periodo invierno-primavera, con un porcentaje medio del 70.0 % se queda ligeramente abajo de su porcentaje de control (tabla 7, $T_{eo}+T_7$); en promedio el control tiene 68.3 % .

La predictabilidad de las anomalías de la temperatura en 700 mb se ve reflejada, aunque no exactamente, debido a la naturaleza de lo pronosticado y lo observado, en las anomalías de la precipitación ya que en los meses de verano se supera al control, mientras que en los de otoño se alcanza a superar a las estaciones de invierno y primavera sin superar al control. En promedio, la predictabilidad observada en el periodo verano-otoño, que es donde se conservan las características térmicas dominantes para la época, del nivel de 700 mb , se refleja en predictabilidad para la precipitación, ya que con un 58.9 % se supera al control; en el periodo invierno-primavera, que cuenta con 50.7 %, se está por debajo de la persistencia (tabla 9, $T_{eo}+T_7$). Para las anomalías de la precipitación se tiene un valor promedio del %SBP por el control cercano al 55 %, el cual es bajo comparado con el respectivo para las anomalías en 700 mb .

Como ya se comentó en los experimentos de sensibilidad, para las anomalías de la temperatura del aire en superficie, no se logra una reproducción de lo observado en las otras anomalías por la influencia directa de la orografía y la diferencia de lo pronosticado y lo observado. A pesar de esto, el %SBP esta arriba del 50 %, 53.8 % para el periodo invierno-primavera y 52.8 % para verano-otoño (tabla 8, $T_{eo}+T_7$); al igual que en las anomalías en 700 mb . el %SBP promedio del control es alto, 69.0 %, incluso mayor que en 700 mb .

La orografía como factor permanente del clima en la R. Mexicana hace que la predictabilidad usando el M.T.C., que no contempla a este factor, esté en altura donde la influencia de las montañas está disminuida.

Para terminar, se muestran unas buenas predicciones para los meses de enero y junio de 1982 tomando como condición inicial solamente al forzamiento debido a las anomalías de la temperatura

del océano.

En la figura 33 se presenta el pronóstico de las anomalías de la temperatura del aire en 700 mb (A) y las correspondientes observadas (B); en la figura 34 están las anomalías de la temperatura de superficie predichas (A) y las anomalías de la temperatura del aire en superficie observadas (B); y en la figura 35 está la predicción de los signos de las anomalías del calor latente liberado en la condensación del vapor de agua de las nubes (A) con los signos de las anomalías de la precipitación observados (B); todos ellos para el mes de enero de 1982.

De 33 se ve que se está pronosticando bien el signo de las anomalías en 700 mb, el cual es predominantemente positivo, de acuerdo con el mapa observado.

De la figura 34 se ve que el mapa pronosticado (A) de anomalías de la temperatura de superficie es positivo, excepto por la porción noroeste en Baja California que tiene una zona negativa, y está de acuerdo al mapa observado que es predominantemente positivo (B). Si dichos mapas se compararan en una rejilla más densa conteniendo más de los 23 puntos considerados o si se compararan las anomalías en cada estación como las de la figura 5, el porcentaje de signos bien predichos sería mayor que el presentado en la tabla; además, las pequeñas zonas de valores negativos y positivos observados son producto de la menor escala y del carácter local de los datos recopilados.

En la figura 35 se muestra que el mapa pronosticado de anomalías de la precipitación (A) es mayormente de anomalías negativas estando de acuerdo al mapa observado de la precipitación (B), y si también se evaluara con una mayor densidad de puntos, el porcentaje de signos bien predicho sería mayor que el 65 % presentado en la tabla; al comparar 34B con 35B se ve que para la gran mayoría del país se cumple el hecho de que en zonas con déficit de precipitación hay valores mayores que lo normal en la temperatura del aire en superficie (anomalías positivas), lo cual lo reproducen bien los mapas pronosticados 34A y 35A.

En las figuras 36, 37 y 38 se presentan las comparaciones entre las anomalías pronosticadas (A) de las temperaturas del aire en 700 mb, de la superficie continental del país y del calor latente liberado por condensación del vapor de agua, con las

anomalías observadas (B) de las temperaturas en 700 mb del aire adyacente a la superficie del país, y de la precipitación para el mes de junio de 1982.

De la figura 36 se ve que hay una buena predicción (A) en el signo de las anomalías en 700 mb, el cual también es predominantemente positivo como el observado (B).

Al igual que para el mes de enero, en los mapas de la figura 37, se tiene un pronóstico de anomalías de temperatura de superficie predominantemente positivo (A) que está de acuerdo a la mayoría de anomalías positivas del mapa observado (B); si la verificación se hiciera en una mayor cantidad de puntos que los de la rejilla considerada, se aumentaría el porcentaje de signos bien predichos. Las pequeñas zonas de anomalías negativas que hay en el mapa observado escapan a la definición de la escala hemisférica del modelo.

De la figura 38 se ve que existe un buen pronóstico (A) del signo de anomalías de la precipitación, pues al comparar con el mapa observado (B) se ve que ambos son predominantemente negativos. Comparando los mapas 37B y 38B se tiene una mejor correspondencia que en enero, de que un decremento respecto a lo normal en la precipitación se le asocia un aumento respecto a lo normal de la temperatura del aire en superficie, lo cual ha sido reproducido bien por los mapas predichos 37A y 38A.

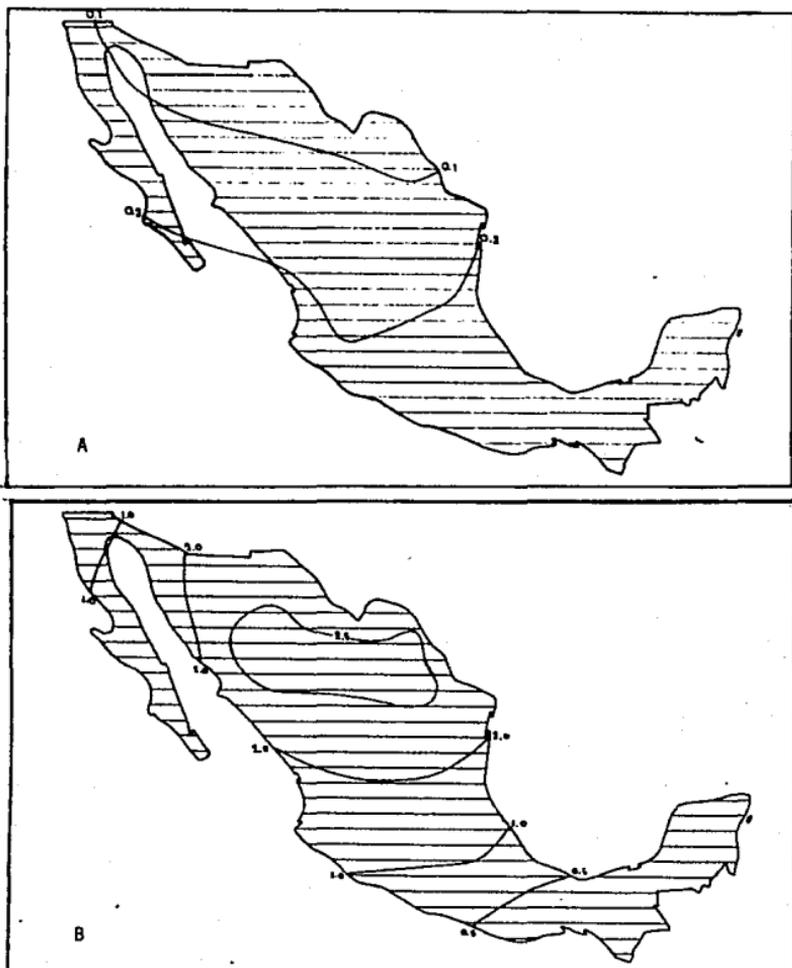


Fig.33. Anomalías de la temperatura del aire en 700 mb. A) predichas (Tso), B) observadas; enero de 1982. Las zonas achuradas indican anomalías positivas y las zonas en blanco anomalías negativas. En °C.

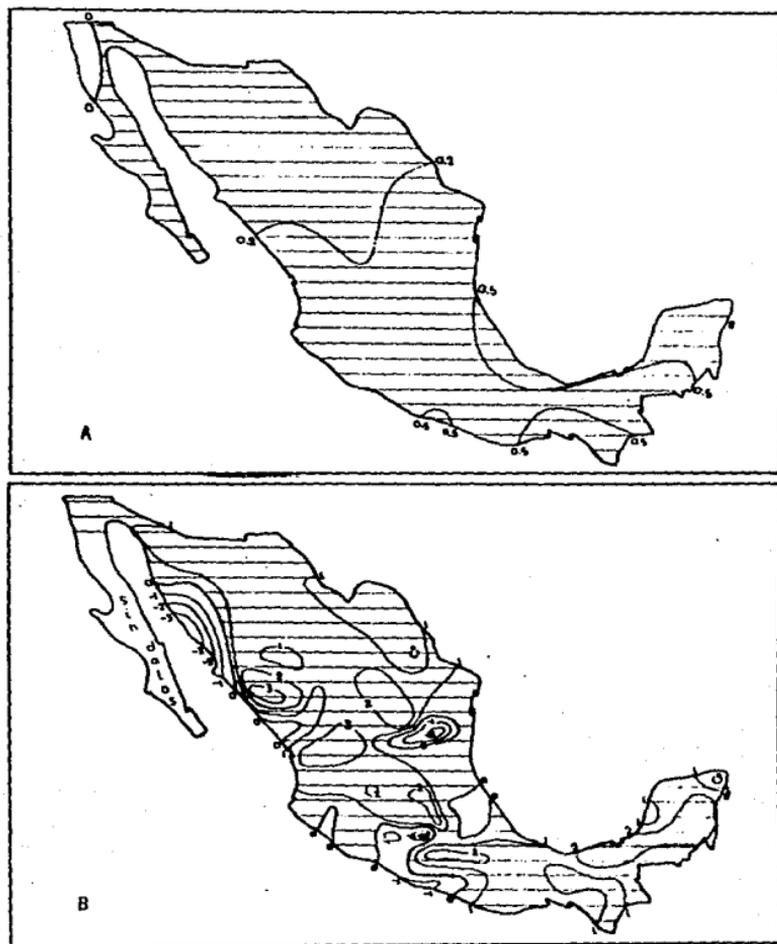


Fig.34. Anomalías de la temperatura A) de superficie,predichas (Tso), B) en superficie,observadas; enero de 1982. Las zonas achuradas indican anomalías positivas y las zonas en blanco anomalías negativas. En °C.

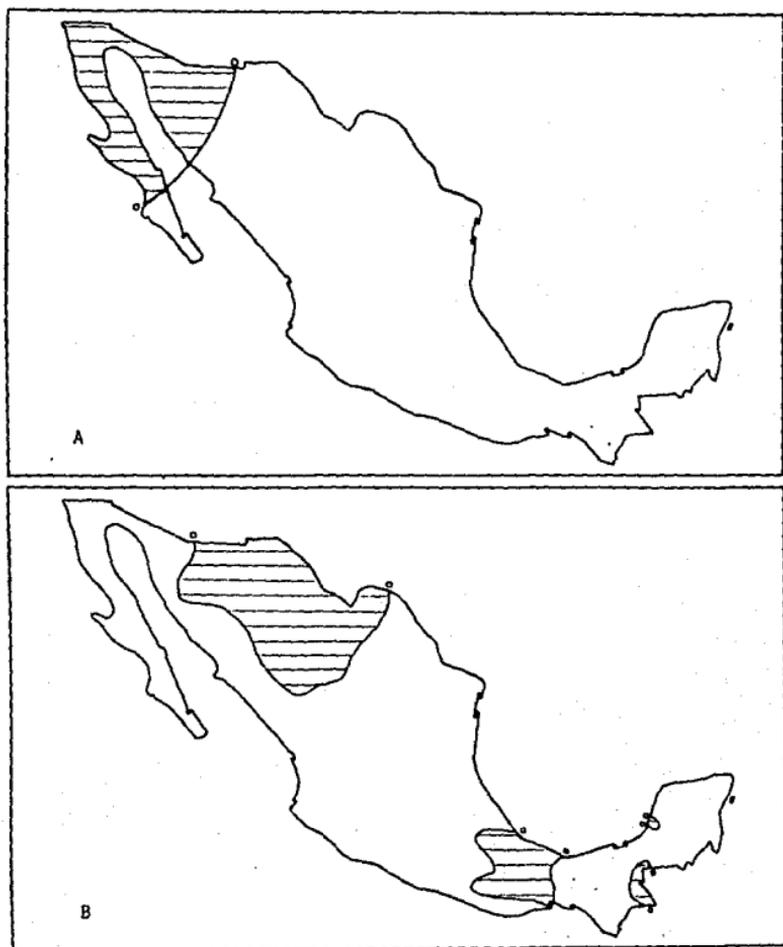


Fig.35. A) Predicción del signo de anomalías del calor latente liberado por condensación del vapor de agua en las nubes (T_{so}), B) signo de las anomalías de precipitación observados; enero de 1982. Las zonas achuradas indican anomalías positivas y las zonas en blanco anomalías negativas.

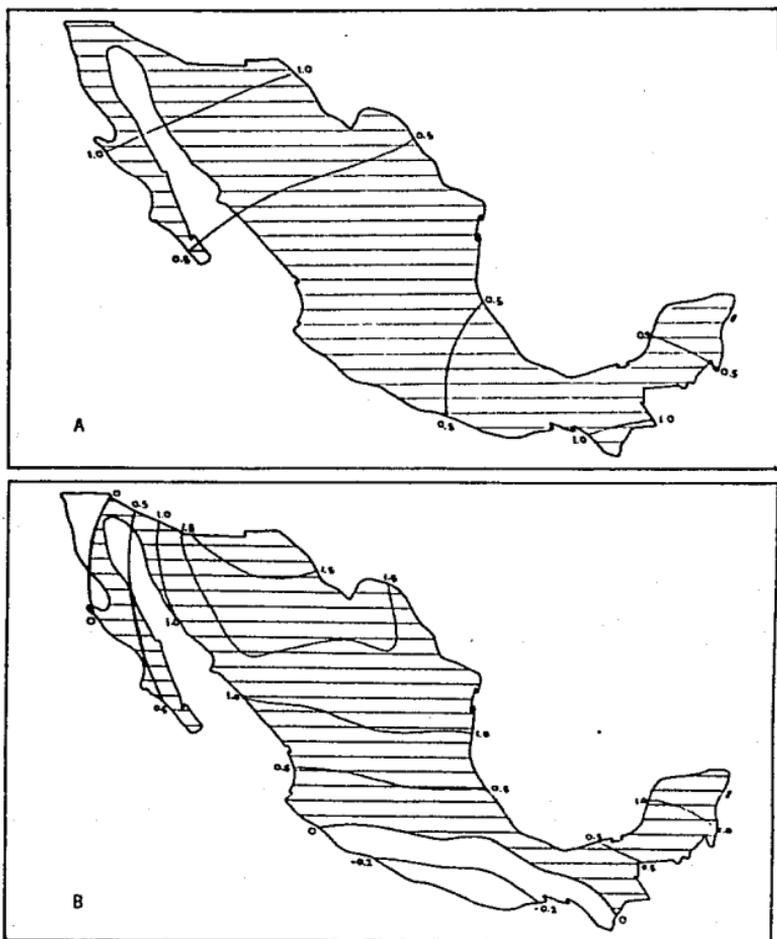


Fig.36. Anomalías de la temperatura del aire en 700 mb. A) predichas (Tso), B) observadas; junio de 1982. Las zonas achuradas indican anomalías positivas y las zonas en blanco anomalías negativas. En °C.

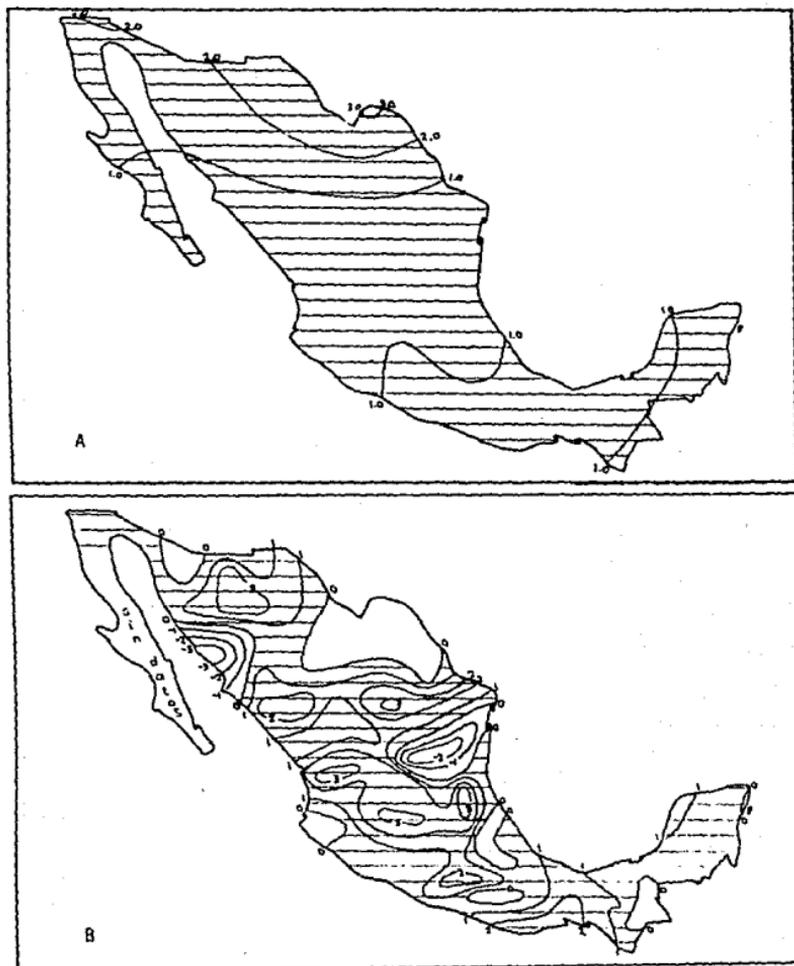


Fig.37. Anomalías de la temperatura A) de superficie, predichas (Tso), B) en superficie, observadas; junio de 1982. Las zonas achuradas indican anomalías positivas y las zonas en blanco anomalías negativas. En °C.

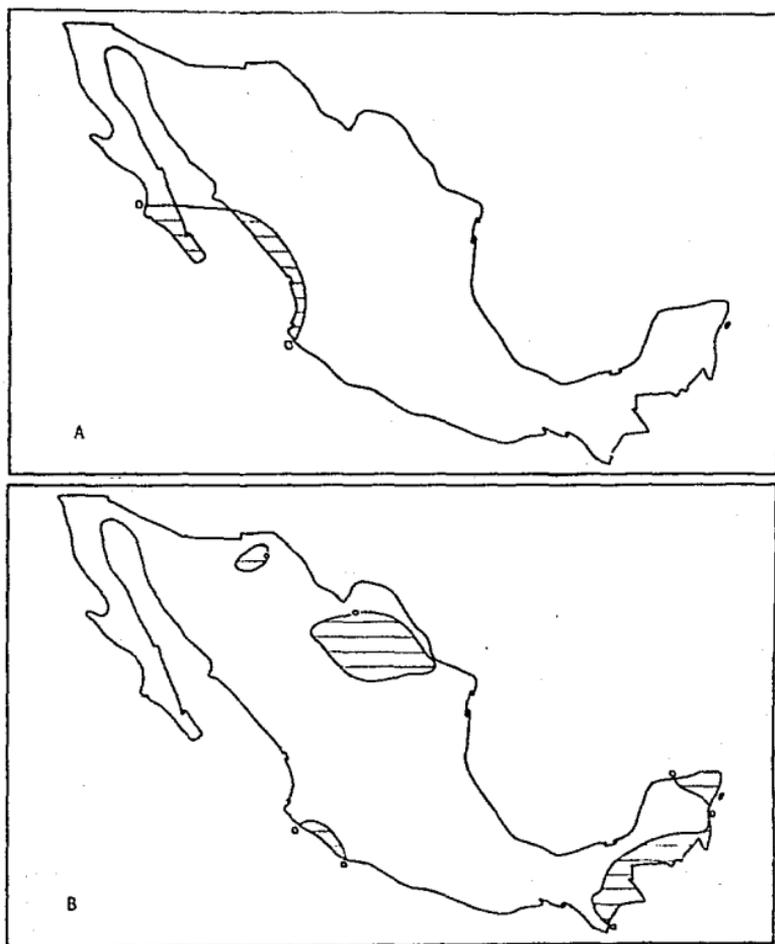


Fig.38. A) Predicción del signo de anomalías del calor latente liberado por condensación del vapor de agua en las nubes (Tso), B) signo de las anomalías de precipitación observados; junio de 1982. Las zonas achuradas indican anomalías positivas y las zonas en blanco anomalías negativas.

4.4 Importancia de los Datos.

En Climatología es más ilustrativo, para predicciones mensuales y estacionales, calcular desviaciones respecto a los valores normales, más que el valor puro de alguna variable, lo cual se hace con el M.T.C.. Por esto, es necesario calcular los casos normal y anómalo con condiciones iniciales normales y anómalas, consistentes una de otra en sus observaciones; ésta consistencia en los datos radica en que las observaciones sean de las mismas características y calibraciones.

La uniformidad del conjunto de observaciones implica que si existe algún error sistemático, en un caso particular, aparezca tanto en las predicciones normal y anómala de manera que éste se cancele al calcular las anomalías. De otra manera, si las observaciones normal y anómala no presentan dicha uniformidad, el error en estos datos iniciales puede ser del mismo orden, o mayor, que las anomalías. [Adem & Donn, 1985].

Así, para el modelo tradicional, puede haber discrepancias entre los datos normales y anómalos de las temperaturas en 700 mb, de superficie del océano y del albedo. Un ejemplo de esto se puede ver al evaluar en el país, para las anomalías ya tratadas y el mismo periodo de tiempo, el efecto al cambiar las temperaturas normales observadas en 700 mb.

En los experimentos realizados anteriormente, se han usado normales hemisféricas, para el nivel de 700 mb, del U.S.W.B. de datos de radiosondeo extraídos, de un periodo mayor de 20 años, de la nota técnica no. 21 "Normal Weather Charts for the Northern Hemisphere" del año de 1952; ahora se cambiarán por normales obtenidas para un periodo más actual de 8 años de datos, de 1976-1984 de valores del N.M.C.-N.O.A.A.. Los resultados de estos experimentos para el periodo de diciembre de 1981 a noviembre de 1983 se dan, en forma estacional, en las tablas 10, 11 y 12 para el pronóstico del signo de las anomalías de la temperatura en 700 mb, de superficie del océano y de la precipitación. En estas tablas la primer columna da la diferencia del $\%SBP$ por el M.T.C. menos el $\%SBP$ por la persistencia cuando la normal en 700 mb es la tradicional que se ha usado antes; la segunda es igual que la

primer columna pero cuando la normal en 700 mb es la del período de 8 años del N.M.C.-N.O.A.A.; y la tercer columna da la diferencia de los resultados de la situación cuando se usa la normal tradicional menos los resultados cuando se usa la normal de 8 años, de manera que valores positivos en esta columna indican superioridad del uso de las normales tradicionales sobre las normales de 8 años.

De la tabla 10, que es para las anomalías de la temperatura en 700 mb se ve que, con excepción del verano, al usar las

ESTACION	T7DN _{trad}	- T7DN ₈	= Dif
inv	-8.0	-14.5	6.5
pri	4.4	-4.4	8.8
ver	0.0	3.8	-3.8
oto	23.9	18.1	5.8
prom	5.1	0.7	4.4

Tabla 10. Diferencias respecto a su persistencia del %SBP de las anomalías de la temperatura en 700 mb con los dos forzamientos, de dic. de 1981 a nov. de 1983.

ESTACION	TSDN _{trad}	- TSDN ₈	= Dif
inv	-13.8	-13.8	0.0
pri	-14.5	-14.5	0.0
ver	-18.1	-18.8	0.7
oto	-17.4	-18.8	1.4
prom	-18.0	-18.5	0.5

Tabla 11. Diferencias respecto a su persistencia del %SBP de las anomalías de la temperatura en superficie con los dos forzamientos, de dic. de 1981 a nov. de 1983.

ESTACION	GSDN _{trad}	- GSDN ₈	= Dif
inv	-8.5	-5.1	-1.4
pri	-9.4	-8.7	-0.7
ver	15.2	13.8	1.4
oto	-5.1	-4.4	-0.7
prom	-1.5	-1.1	-0.4

Tabla 12. Diferencias respecto a su persistencia del %SBP de las anomalías de la precipitación con los dos forzamientos, de dic. de 1981 a nov. de 1983.

normales tradicionales se obtienen mejores resultados sobre el control que cuando se usan las normales de 8 años; el promedio para el periodo también es significativamente superior.

De la tabla 11, que da los valores para las anomalías de la temperatura del aire adyacente a la superficie del país, se obtienen los mejores resultados cuando se usa la normal tradicional, al menos para verano y otoño; esto hace que el promedio para todo el periodo sea ligeramente superior al utilizar la normal tradicional que al tomar la normal de 8 años.

Finalmente, de la tabla 12, para las anomalías en la precipitación, en verano se obtienen los mejores resultados al usar la normal tradicional de la temperatura en 700 mb, mientras que en las otras estaciones, y el promedio del periodo, dio mejores resultados el uso de la normal de 8 años.

En vista de las diferencias obtenidas por usar la normal tradicional y la normal de 8 años, se encuentra que la influencia de este dato normal tiene mayor peso en el pronóstico del signo de las anomalías de la temperatura en 700 mb, siendo prácticamente despreciable en las otras anomalías.

Así, como el uso de la normal tradicional en 700 mb tiene un efecto importante en la predicción del signo de las anomalías de la temperatura en 700 mb, el uso de datos inadecuados, normales y anómalos, del albedo, de la temperatura de la superficie y de la temperatura del aire adyacente a la superficie en el país puede descomponer los pronósticos; por tal motivo debe haber consistencia en los datos iniciales para realizar bien el pronóstico.

4.5 Conclusiones y Consideraciones Finales.

Debido al carácter térmico de las bases físicas del modelo y a la situación de forma y distribución continente-oceano para la República Mexicana, se tiene que las anomalías de la temperatura de la superficie del oceano son el forzamiento más importante, o de mayor peso, para las predicciones. Tan sólo con éste forzamiento se ha logrado tener predictabilidad en el signo de las

anomalías de la temperatura del aire en 700 mb , siendo ésta anomalía la de mayor predictabilidad en el país, cuando menos para el periodo verano-otoño, superando al modelo de control.

La predictabilidad en el signo de las anomalías de la temperatura en 700 mb origina predictabilidad en el signo de las anomalías de la precipitación para el mismo periodo, siendo en verano mayor que en otoño debido al carácter menos dinámico de las lluvias de verano que las de otoño.

Por otra parte, el efecto observado de que anomalías positivas en la temperatura del aire en superficie se asocian con anomalías negativas de la precipitación, se reproduce en los campos pronosticados.

El almacenamiento de energía dentro del continente en la República Mexicana tiene su efecto directamente en el pronóstico de las anomalías de la temperatura del aire en superficie, debido a que al haber persistencia fuerte, la inclusión del almacenamiento introduce información del mes anterior sobre el territorio facilitando un poco el pronóstico sobre la temperatura en superficie. Al aumentar la profundidad de la capa de almacenamiento se mejoraría la predicción al darle mayor peso a la información del mes previo (como se ve de Fz de la ecuación (3.1.2)), de tal manera que si se aumenta lo suficiente la profundidad de la capa continental se tiende a igualar a los resultados obtenidos por la persistencia pero no a superarla, haciéndose irreal la profundidad de la capa de almacenamiento continental. Este proceso de aumentar la predictabilidad para el signo de las anomalías del aire en superficie no funcionaría si la persistencia fuera más baja, como se ve en el caso de la predicción del signo de las anomalías de la precipitación, que tienen bajos valores de persistencia.

De los experimentos de sensibilidad respecto a la procedencia de los datos empleados, se hace evidente la necesidad de tener datos consistentes para las evaluaciones, tanto en altura como en superficie, tanto a nivel hemisférico, para el modelo, como a nivel regional, para la R. Mexicana. En este sentido, sería bueno efectuar una revisión de los datos recopilados para el país debido a la irregularidad de las observaciones y de la distribución de las estaciones.

Es necesario mencionar que el período de diciembre de 1981 a noviembre de 1983 corresponde al período de mayor Niño ocurrido dentro del lapso de tiempo que va de 1979 a 1990, lo que, al parecer, provoca los altos valores de persistencia observados en las tablas. Por tal motivo, es conveniente hacer experimentos con el modelo para la República Mexicana, en otro período, donde la anómala influencia del Niño no sea tan intensa.

Como ya se ha dicho con anterioridad, el modelo ha demostrado su funcionalidad en el pronóstico dentro de los Estados Unidos y sus zonas contiguas, [Adem & Jacob, 1968a; Adem, Bostelman & Polger, 1970c; Adem & Donn, 1981; Donn, Goldberg & Adem, 1985]; además, también tiene alta predictabilidad en el océano, como se ve de Adem & Mendoza (1987, 1988). Por esto, el M.T.C. requiere de un proceso de adaptación, llevando a cabo más experimentos numéricos tendientes a mejorarlo, para adaptarlo a la predicción a largo plazo en la República Mexicana.

Puesto que en los meses de invierno y primavera predominan las características dinámicas de los procesos, esto no quiere decir que no se presenten situaciones de carácter térmico, de la misma manera que el predominio de las características térmicas de verano y otoño no excluye las situaciones dinámicas, por tal motivo es importante incorporar mecanismos dinámicos al modelo para tratar de tener mejores predicciones.

La conversión del calor latente liberado por condensación del vapor de agua en las nubes a precipitación mediante (3.3.1) no se ha hecho porque hace falta evaluar los coeficientes b' , c'' , d'' sólo para la República Mexicana, como lo hace Clapp et al (1965); tales coeficientes están calculados para una escala hemisférica y dan, mediante la conversión, precipitaciones muy pequeñas para la situación observada en el país.

Una mejor reproducción de las pequeñas zonas de anomalías positivas y negativas de tamaño inferior al espaciamento de malla, D , que se presentan en los mapas observados en el país, sólo se logrará si se usa un espaciamento de malla más pequeño que involucre más puntos dentro del territorio; es decir, mediante el uso de mallas anidadas como se hace en el pronóstico numérico a corto plazo para describir la trayectoria de huracanes. Esto posibilitaría evaluaciones regionales dentro del país.

dividiéndolo por ejemplo, en zonas como 1) la costa del Golfo de México, 2) la costa del Pacífico, 3) la parte norte del país, 4) la parte sur del país, etc..

Finalmente, como se ve que no hay buena predictabilidad del signo de las anomalías de la temperatura en superficie para tratar de inferir junto con el signo de las anomalías en la precipitación una situación climática, es recomendable usar las variables para las que sí se tiene predictabilidad. Por tal motivo y debido a que con el M.T.C. se está logrando predictabilidad en altura, se podría hacer primero un trabajo estadístico entre la situación observada en altura y ver su influencia climática observada en superficie, de tal manera que para una buena predicción en altura ésta se pudiera asociar con la situación estadística observada más parecida y de ahí inferir las condiciones climáticas (o medias) en superficie, como se hace en el pronóstico numérico a corto plazo para asociar la predicción con situaciones de tiempo en superficie.

BIBLIOGRAFIA

- Adem, J., 1964. On the Physical Basis for the Numerical Prediction of Monthly and Seasonal Temperatures in the Troposphere-Ocean-Continent System. *Monthly Weather Review*, Vol. 92, No. 3, 91-103.
- Adem, J., 1965a. Preliminary Model for Computing Mid-Tropospheric and Surface Temperatures from Satellite Data. *J. of Geophysical Research*, Vol. 70, No. 12, 2763-2767.
- Adem, J., 1965b. Experiments Aiming at Monthly and Seasonal Numerical Weather Prediction. *Monthly Weather Review*, Vol. 93, No. 8, 495-503.
- Adem, J., 1968. Long Range Numerical Prediction with a Time-Average Thermodynamic Model. i) The Basic Equations; ii) The Heating Functions; iii) The Numerical Experiments. Estudio sin publicar de la Extended Forecast Division, NMC, Weather Bureau, ESSA-Washington, D.C..
- Adem, J., Jacob, W. J., 1968a. One-Year Experiment in Numerical Prediction of Monthly Mean Temperature in the Atmosphere-Ocean-Continent System. *Monthly Weather Review*, Vol. 96, No. 10, 715-719.
- Adem, J., 1970a. On the Prediction of Mean Monthly Ocean Temperatures. *Tellus*, Vol. 22, No. 4, 410-430.
- Adem, J., 1970b. Incorporation of Advection of Heat by Mean Winds and by Ocean Currents in a Thermodynamic Model for Long-Range Weather Prediction. *Monthly Weather Review*, Vol. 98, No. 10, 776-786.
- Adem, J., Bostelman, W., Polger, P., 1970c. Summary of Verification of 30-Day Temperature Predictions with the Thermodynamic Model over Contiguous U. S. for 1969. National Meteorological Center. U. S. Department of Commerce Environmental Science Services Administration Weather Bureau. Office Note No. 40.
- Adem, J., Donn, W. L., 1981. Progress in Monthly Climate Forecasting with a Physical Model. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 62, No. 2, 1868-1875.
- Adem, J., Garduffo, R., 1982. Preliminary Experiments on the

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- Climatic Effect of an Increase of the Atmospheric CO₂. Using a Thermodynamic Model. *Geofísica Internacional*. Vol. 21, No. 4, 309-324.
- Adem, J., Donn, W. L., 1985. Satellite Observations Needed for Monthly and Seasonal Climate Prediction. *Adv. Space Res.* Vol. 5, No. 6, 41-44.
- Adem, J., Mendoza, V. M., 1987. Sensivity Experiments on Ocean Temperature Predictions with a Thermodynamic Model. *Geofísica Internacional*. Vol. 26, No. 4, 525-543.
- Adem, J., Mendoza, V. M., 1988. Recent Numerical-Thermodynamic Experiments on Sea Surface Temperature Prediction. *Geofísica Internacional*. Vol. 27, No. 3, 309-325.
- Adem, J., 1988. Possible Causes and Numerical Simulation of the Northern Hemispheric Climate During the Last Deglaciation. *Atmosfera*, Vol. 1, 17-38.
- Buendía, E., del Valle, E., 1982. El Almacenamiento de Energía Térmica Continental en un Modelo Termodinámico Global Zonalmente Promediado. *Revista Geofísica*. No. 18, 13-23.
- Clapp, P.F., Scolnick, S. H., Taubensee, R. E., Winninghoff, F. J., 1965. Parameterization of Certain Atmospheric Heat Sources and Sinks for Use in a Numerical Model for Monthly and Seasonal Forecasting. Reporte interno de la *Extended Forecast Division*.
- Donn, W. L., Goldberg, R., Adem, J., 1986. Experiments in Monthly Temperature Forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 67, No. 2, 185-189.
- Miller, J. E., 1950. Energy Transformation Functions. *J. of Meteorology*, Vol. 7, 152-159.
- Mosiffo, A. P., García, E., 1973. The Climate of Mexico. Reimpreso de *Climates of North America. World Survey of Climatology*, Vol. 11, 345-404.