

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

MODELO TERMODINAMICO PARA LA

PREDICCIÓN CLIMÁTICA A CORTO

PLAZO SOBRE EL TERRITORIO NACIONAL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

F I S I C O

P R E S E N T A

M A N O L A G I R A L L O P E Z

MEXICO, D. F.

1 9 8 5



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.
INTRODUCCION	1
CAPITULO I	
DESCRIPCION GENERAL DEL MODELO TERMODINAMICO	
1.- VARIABLES, PARAMETROS E INTERACCIONES	10
CAPITULO II	
EL MODELO FISICO-MATEMATICO	
1.- RADIACION	22
2.- ECUACIONES BASICAS	33
3. FUNCIONES DE CALENTAMIENTO	40
4. TRANSPORTES	53
5. ALBEDO Y NUBOSIDAD	60

CAPITULO III

SOLUCION DEL MODELO

1.- ECUACIONES POR RESOLVER	67
2.- REJILLA DE INTEGRACION	70
3.- LA CUBIERTA DE HIELO-NIEVE Y EL CICLO ANUAL	77
4.- SOLUCION DE LA ECUACION DIFERENCIAL	80

CAPITULO IV

EXPERIMENTOS NUMERICOS

1. RESULTADOS	84
2. VERIFICACIONES	92
3. DISCUSION	95

BIBLIOGRAFIA

I N T R O D U C C I O N

Desde el principio de la historia, el hombre ha tenido la necesidad de conocer el clima ya que es un elemento decisivo para la evolución humana.

El clima es uno de los elementos más importantes que influyeron en el hombre al valorar las posibilidades que ofrecía una región para ser habitable y así comenzar una vida sedentaria.

Si se observa un mapa de la distribución de la población mundial y se compara con el mapa de climas, puede advertirse que solamente aquellas regiones demasiado frías, demasiado secas, o demasiado húmedas se encuentran totalmente despobladas. Estas características negativas se deben al clima, pues corresponden a una temperatura muy baja, a las precipitaciones insuficientes o al exceso de ellas.

La influencia del clima sobre el hombre se revela sobre los tipos de agricultura y los cultivos, y en algunas ocasiones hace que la agricultura sea imposible y que el hombre busque distintas actividades económicas para poder alimentarse.

Las regiones con climas que requieren irrigación para ser cultivadas, fueron los primeros centros de civilización ya que la necesidad de riego estimuló la cooperación entre todos los que utilizaban el agua y los ríos. Puede apreciarse, en general, que las capitales de los países más importantes y con mayor actividad económica en el mundo surgieron y se desarrollaron alrededor de los principales ríos; ejemplos de ellos son Paris y el Sena, Londres y el Támesis, Roma y el Tevere, El Cairo y el Nilo, Nueva York y el Hudson, Buenos Aires y Rio de la Plata, Ciudad de México y el Lago de Tenochtitlan, etc.

Una de las razones que explican el progreso de las regiones que poseen un clima de grandes variaciones estacionales, es que la necesidad de conservar alimentos para las estaciones secas o frías, creó la previsión y el ahorro.

En general la vida, salud y comodidad del hombre y sus semejantes dependen en gran medida de los factores climatológicos que regulan su evolución y desarrollo; por lo que resulta importante estudiar la evolución del clima para poder entenderla y tratar así de predecirla.

En las últimas décadas se ha obtenido un gran éxito en la predicción numérica a corto plazo (1 ó 2 días); pero conforme pasa el tiempo la predicción detallada de la evolución del clima es cada vez menos acertada.

Para el período de una o dos semanas, se encuentra uno de los mayores problemas en la predicción climática al intentar acoplar los efectos dinámicos y termodinámicos. Para períodos más grandes la predicción climática detallada resulta prácticamente imposible, por lo que se puede tratar de predecir el estado medio sobre un período de tiempo considerable.

Al aumentar la escala de tiempo hasta un mes o una estación, la solución probablemente no depende de los procesos dinámicos y está gobernada principalmente por procesos termodinámicos. Por lo tanto, puede postularse que en este caso una primera aproximación del problema puede obtenerse al utilizar la conservación de la energía térmica como ecuación de pronóstico y subordinar a ésta las demás leyes de conservación que son usadas para diagnóstico.

Debido a la escala de tiempo, debe considerarse un sistema completo: atmósfera-océano-continente en lugar de tratar únicamente con la atmósfera, para predecir así el comportamiento de todo el sistema.

Para describir el estado térmico y dinámico de la troposfera en todas sus escalas de tiempo y espacio, es necesario formular un problema completo de dinámica de fluidos y utilizar las leyes de conservación de momento, masa y energía térmica. La solución del problema completo es muy compleja y no existe, hasta ahora, una teoría general que sea satisfactoria.

Rossby (1939), se dió cuenta del problema, concentrándose en la parte dinámica. Usó básicamente las ecuaciones de movimiento horizontal y de conservación de masa, asumiendo que no se agrega calor al sistema. Este enfoque simplificado condujo a la formulación del modelo barotrópico para predicción a corto plazo con el uso de computadoras electrónicas; la aplicación de este modelo fué llevada a cabo la primera vez por Charney, Fjørtoft y von Newman en 1951.

Utilizando el Modelo Barotrópico, la Unidad Conjunta de Predicción Numérica del Tiempo inauguró en 1955 el sistema operacional de predicciones numéricas del flujo a gran escala de la troposfera media en el Hemisferio Norte para uno, dos y tres días.

La aproximación puramente dinámica del problema resulta satisfactoria, debido a que el tiempo de predicción es corto. La extensión del período de predicción requería de la solución del problema completo, incluyendo el complejo acoplamiento de las ecuaciones dinámica y termodinámicas.

Sin embargo, si se extiende la predicción a una escala de tiempo más larga, de un mes o una estación, las ecuaciones termodinámicas cobran importancia y puede pensarse en una simplificación similar a la que se usó en el modelo barotrópico de predicción a corto plazo, en donde se usa la conservación de la energía térmica en lugar de conservación de momento. De esta forma se obtienen las ecuaciones que describen la temperatura promedio y la circulación media para un mes o una estación, tratando los términos restantes como remolinos turbulentos que pueden incorporarse al mecanismo de transporte de calor con el uso de un coeficiente de "austausch".

En las últimas dos décadas, el Dr. Julian Adem desarrolló las ecuaciones básicas para un modelo termodinámico con el enfoque anterior (Adem, 1962), con una resolución intermedia entre los modelos de circulación general y los del tipo Budyko-Sellers.

En una serie de trabajos (Adem, 1963, 1964 a, 1964 b, 1965 c) se llevaron a cabo experimentos numéricos con un modelo uni-dimensional de la troposfera, para predecir la temperatura media como función de la latitud, durante un mes y una estación. Como los resultados obtenidos coincidieron con los observados, se extendió el modelo a uno bi-dimensional que pudiera explicar el campo de la temperatura normal observada en el sistema de troposfera-oceáno-continente sobre el Hemisferio Norte y que pudiera usarse para predecir el campo actual de temperatura media para un mes o una estación dados.

Posteriormente se hicieron varias revisiones del modelo, incorporando diferentes términos que pudieran mejorar las predicciones: se parametriza la humedad atmosférica utilizando nubosidad y temperatura (Adem, 1967), se incorpora la advección de calor por viento medio y por corrientes oceánicas (Adem, 1970), y se simula el ciclo anual del clima generando el albedo de superficie (Adem, 1982).

En general, todos estos trabajos se refieren a un modelo numérico termodinámico para el Hemisferio Norte que es integrado en una rejilla de 512 puntos, lo cual implica que el pronóstico se hace para puntos alejados entre sí una distancia de aproximadamente 800 km.

Este tipo de rejilla resulta inadecuada cuando se trata de hacer un pronóstico sobre el territorio de la República Mexicana, ya que por el tamaño y la forma que tiene, sólo ocho puntos lo cubrían y resultaban insuficientes para hacer un pronóstico adecuado.

La inquietud que motivó este trabajo fué la de adecuar el modelo para que pudiera aplicarse con mayor éxito a la predicción del clima sobre la República Mexicana. En el capítulo I se hace una descripción general del modelo termodinámico que se va a aplicar; en el capítulo II se procederá a hacer un estudio físico de las principales variables, ecuaciones y mecanismos que están involucrados en la circulación general de la atmósfera; en el capítulo III se plantea la solución del modelo; en el capítulo IV se muestran los resultados obtenidos en los experimentos numéricos para la predicción de julio y agosto de 1983, y se hace una verificación sobre los puntos de la República Mexicana para evaluar la habilidad de predicción de esta nueva versión del modelo.

El modelo que se desarrolla en este trabajo es nuevo en su tipo, ya que por ahora no existe ningún otro modelo que pueda aplicarse para predicciones de clima a corto plazo sobre la República Mexicana.

Este trabajo es sólo el comienzo de un proyecto de investigación del Centro de Ciencias de la Atmósfera, cuya meta es llegar a un modelo que permita llevar a cabo predicciones climáticas que coincidan lo mejor posible con las observaciones y puedan así, aplicarse en distintas actividades.

Agradezco al Señor Director del Servicio Meteorológico Nacional la ayuda que se sirvió prestarme al permitirme el acceso a los datos de minúsculas anomalías en temperatura de superficie, observados en el año de 1983.

C A P I T U L O I :

DESCRIPCION GENERAL DEL MODELO TERMODINAMICO

1. VARIABLES, PARAMETROS E INTERACCIONES

En el estudio del clima y sus fluctuaciones, es necesario considerar el sistema atmósfera-océano-continente, el cual es muy complejo y contiene numerosas variables e interacciones que se tratarán de describir a continuación.

La fuente externa de energía que alimenta el sistema es la radiación solar. La radiación recibida por la Tierra depende de los siguientes factores: la latitud, la época del año, los elementos orbitales de la Tierra y la constante solar. La radiación solar que es el elemento primario de energía del sistema fue estudiada desde 1920 por Milankovitch, quien desarrolló una fórmula matemática para describirla como función de los factores mencionados; este concepto será desarrollado matemáticamente en la Sección II.1.

La radiación solar es el parámetro fundamental que determina el campo de temperatura en el sistema atmósfera-océano-continente, así como la circulación oceánica y atmosférica y las interacciones entre estas dos circulaciones y los campos térmicos correspondientes. Al entrar al sistema atmósfera-océano-continente, dicha energía induce numerosas interacciones y fenómenos cuyos efectos integrados producen el clima.

En la figura 1 se muestra un esquema que incluye los principales factores, variables e interacciones correspondientes a un área oceánica.

La composición de la atmósfera terrestre es principalmente una mezcla de gases y vapor de agua; y entre otras cosas también contiene polvo. La absorción de energía radiante es selectiva; es decir, únicamente hay absorción en ciertas longitudes de onda del espectro electromagnético. Los gases que hacen esta tarea de absorción de energía solar se encuentran en minúsculas cantidades en la atmósfera y concretamente son el bióxido de carbono y el ozono. El vapor de agua que juega un papel muy importante en este proceso es el principal absorbente. Además el polvo que existe en la atmósfera también absorbe energía. Estas cuatro componentes, vapor de agua, bióxido de carbono, ozono y polvo son las que absorben en la atmósfera parte de la energía que viene del Sol.

Las nubes a su vez absorben también energía solar, y juegan un papel muy importante en la teoría del clima; ya que la nubosidad es una variable esencial que está íntimamente ligada con la absorción de energía por la superficie de la Tierra. En una primera y muy buena aproximación, se puede considerar a las nubes como cuerpos negros por onda larga.

Una parte de la energía que viene del Sol es absorbida por la atmósfera, debido a la existencia de los componentes atmosféricos antes citados y a la nubosidad; por otro lado, la atmósfera emite energía a su propia temperatura terrestre y ese balance de energía de radiación (de onda corta) que viene del Sol y de onda larga emitida a las temperaturas terrestres es la contribución de la energía de onda corta y onda larga mostrada en la figura 1 en lo que se refiere a la parte atmosférica. Igualmente, la superficie del mar y de los continentes recibe energía solar y emite energía a su propia temperatura. Se tiene entonces que en este sistema, la energía que llega del Sol se distribuye en la siguiente forma: una parte es absorbida por la atmósfera libre de nubes, otra por las nubes y otra por la superficie de la Tierra. Parte de la energía que llega del Sol regresa al espacio exterior sin aprovecharse debido a las condiciones físicas propias tanto de la atmósfera como de la superficie terrestre. En particular, un parámetro muy importante es el albedo total del sistema, que es el porcentaje de energía solar que regresa, sin haber sido utilizado, al espacio exterior. Este tiene tres componentes, asociadas respectivamente con la atmósfera, las nubes y la superficie. La absorción de la energía solar en la superficie depende de la nubosidad y del albedo de la superficie, el cual a su vez depende de las propiedades de la superficie y se define como el porcentaje de la energía incidente en la superficie terrestre que no es absorbida por ésta.

Además de estos intercambios de energía de radiación, en el sistema atmósfera-océano-continente se generan internamente otras fuentes de energía; descritas en la sección II.3 Así, de gran importancia es el calor que la atmósfera se apropia por medio de la condensación del vapor de agua en las nubes, fenómeno contrario al que ocurre en la superficie de los océanos y de los continentes en donde ocurre una pérdida de energía debido a la evaporación.

Otros mecanismos que deben tomarse en cuenta son los transportes de energía en el sistema: la energía que los vientos medios transportan horizontalmente en la atmósfera y la que transportan los elementos turbulentos, cuya duración es menor que el promedio de las variables que estamos considerando. Por ejemplo, en el caso en que tomemos estos promedios en períodos de un mes, los elementos turbulentos del sistema son los ciclones y anticiclones, cuya duración no llega a los treinta días. Existe un transporte de la superficie de calor sensible que la atmósfera obtiene y existe también una advección o transporte horizontal que efectúan las corrientes oceánicas, que en el esquema de la figura 1 aparece separado en dos partes, una representa el transporte de las corrientes con un valor medio en el intervalo en que se han considerado promediadas las variables, y otra nos muestra el transporte turbulento o mezcla horizontal de las aguas oceánicas; estos transportes se desarrollan matemáticamente en la sección II.4.

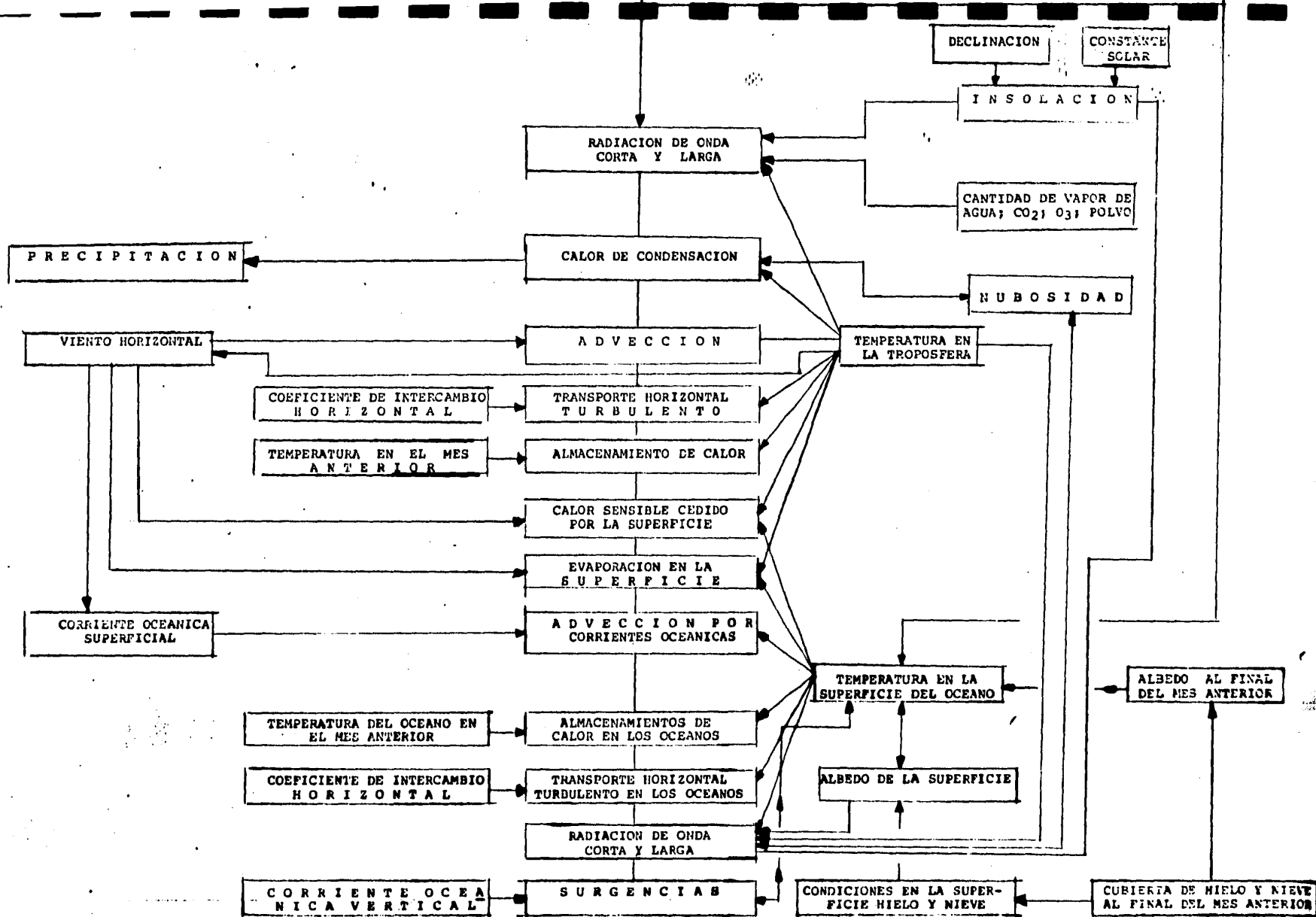


Figura 1. Representación esquemática de las variables, parámetros e interacciones en el modelo termodinámico del clima, en áreas oceánicas.

En el estudio del clima y sus fluctuaciones, hay que considerar la gran importancia del almacenamiento de energía que existe en los océanos, el cual regula la variación de la temperatura del sistema atmósfera-océano-continente durante el año. El océano va almacenando energía durante todos los meses cálidos, la cual luego cede gradualmente al sistema climático durante los meses fríos. Además de las corrientes superficiales inducidas por el viento, existen en los océanos corrientes verticales lentas, poco conocidas, que aparentemente no están acopladas con los factores meteorológicos. Estas corrientes llevan agua desde las partes más profundas de los océanos a la superficie, modificando las temperaturas de la superficie y al modificar las temperaturas de la superficie de los océanos, influyen en el balance térmico del sistema atmósfera-océano-continente, haciendo variar el clima. Estos transportes de aguas profundas a la superficie que se llaman sugerencias son poco conocidos, pero son elementos fundamentales que hay que introducir en el estudio del clima. Estas corrientes, se deben entre otras causas, a deshielos o a evaporación, los cuales producen cambios en la salinidad y, por tanto, en su densidad, lo que a su vez induce movimientos de las aguas afectadas.

Las variables fundamentales en la formulación de la teoría del clima son indudablemente los campos de temperatura: el de la temperatura troposférica y el de la temperatura de la superficie de la Tierra, océano y continente. En el esquema de la figura 1 se muestra con flechas, como, dentro del sistema, unas variables influyen en otras: Las temperaturas determinan las funciones de calentamiento y transporte que entran y asimismo dichas funciones influyen en la temperatura. Así, la temperatura troposférica determina el campo de los vientos, que influye en las corrientes oceánicas superficiales las que a su vez, determinan la advección por corrientes oceánicas, las cuales influyen en el campo de temperatura en el océano. Este campo de temperatura oceánica influye en la evaporación, en el calor sensible cedido por la superficie y en la radiación, la que influye en el campo de temperatura troposférica. Además, el viento influye en la evaporación y en el calor sensible cedido por la superficie, los que a su vez influyen en la temperatura; es decir, que la temperatura determina el viento horizontal y el viento a su vez, influye en el campo de temperatura.

La figura 2 representa el diagrama que muestra, esquemáticamente, lo que acontece en el caso de los continentes. El sistema continente-atmósfera tiene, en la parte atmosférica, exáctamente los mismos elementos que el sistema océano-atmósfera, representado en el diagrama de la figura 1; pero en los continentes, a diferencia de lo que ocurre en los océanos, el almacenamiento y el transporte horizontal de energía son pequeños y en la primera aproximación se pueden tomar como cero. Por tanto, en el continente existe un balance entre la energía obtenida por radiación de onda corta y larga, el calor perdido por evaporación y el calor sensible cedido por la superficie a la atmósfera. Desde el punto de vista del clima, es de especial importancia la existencia de hielo y nieve en la superficie, ya que afecta en forma drástica su albedo. Por ejemplo, el albedo correspondiente a una superficie cubierta de hielo o nieve fresca puede ser como de 80 a 90 por ciento; es decir, esto significa que regresa de un 80 a 90 por ciento de la energía que allí se recibe, mientras que el albedo en un suelo sin hielo o nieve es de 20 a 40 por ciento. Estas variaciones influyen en forma notable en la temperatura.

En el sistema climático existen varios mecanismos de retroalimentación; por ejemplo, al aumentar la cubierta de nieve en el casquete polar, aumenta el albedo y, por tanto, el sistema recibe menos energía, y al recibir éste menos energía, bajan las temperaturas, lo cual a su vez ayuda a que se mantenga la cubierta de nieve.

No debe omitirse el hecho de que también existen mecanismos de retroalimentación en los océanos. Por ejemplo, las anomalías de temperatura oceánica modifican el transporte de calor sensible y latente de la superficie a la atmósfera, afectando la circulación atmosférica y la nubosidad. Estos cambios, afectan a su vez, la propia temperatura de la superficie de los océanos tanto a través del campo de radiación, como por la mezcla inducida por el viento, la advección y la convergencia. Estos procesos pueden resultar en un aumento o disminución de la anomalía inicial de la temperatura de la superficie del océano, lo cual ilustra la incertidumbre asociada con razonamientos puramente cualitativos. Frecuentemente se recurre a unos u otros mecanismos para explicar las condiciones climáticas; pero, en general, el problema consiste en un ejemplo de interacción múltiple.

Las interacciones y mecanismos de retroalimentación que se describieron anteriormente, corresponden solamente a algunos de los ejemplos que están representados en los esquemas de las figuras 1 y 2, las que, por su complejidad, solamente pueden incorporarse en forma integral en la construcción de un modelo climático por medio de un sistema simultáneo de ecuaciones diferenciales y algebraicas. Para lograr tal cosa, se utilizan los principios de conservación de cantidad de movimiento, de masa, y de energía térmica, así como las ecuaciones de estado; en otras palabras, resulta necesario formular un problema de dinámica de fluidos, para lo cual es indispensable que las ecuaciones contengan los ingredientes esenciales que existen en la naturaleza, y ésta no es tarea fácil, porque aunque las ecuaciones generales de un problema de dinámica de fluidos son bien conocidos, se sabe muy poco respecto a los detalles de los mecanismos que intervienen en el sistema climático; es decir, se tiene un conocimiento incompleto del funcionamiento de la naturaleza, lo que dificulta poderla representar en forma real. Por tanto, al formular el problema, es necesario hacer ciertas hipótesis simplificadorias, con el objeto de definir la forma en que las funciones de calentamiento y transporte, y las diversas interacciones existentes se incorporan en las ecuaciones. La formulación matemática de dichas hipótesis, conjuntamente con las ecuaciones básicas mencionadas, conduce a la construcción de un modelo climático.

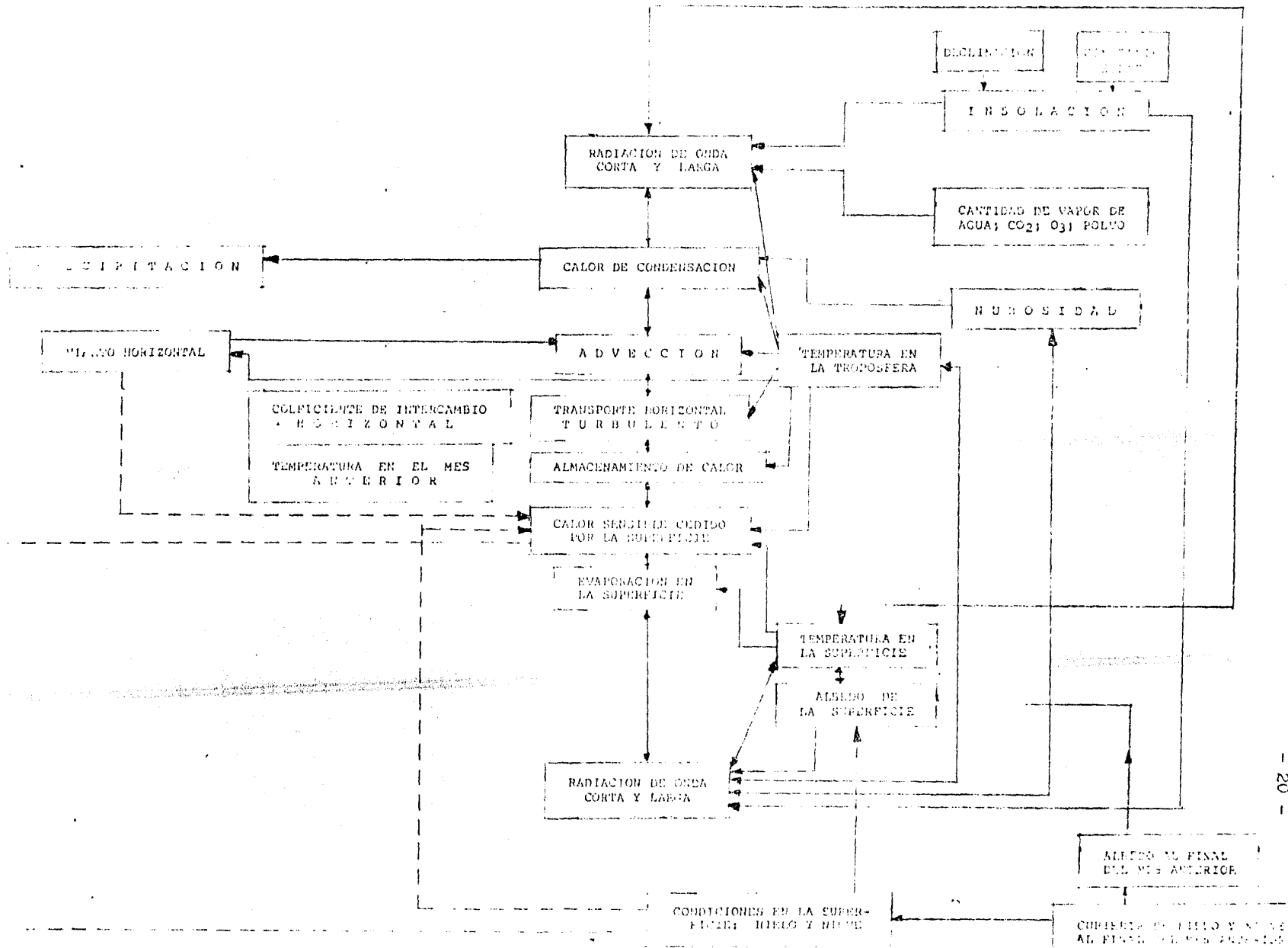


FIGURA N° 2. Representación esquemática de las variables, parámetros e interacciones en el modelo termodinámico del clima, en áreas continentales.

C A P I T U L O I I :

D E S C R I P C I O N D E L M O D E L O

1. RADIACION

1. a) Radiación Solar:

La radiación solar recibida por La Tierra ha sido estudiada por Milankovitch (1920), quien da la siguiente expresión:

$$I = \frac{I_0}{R_1^2} [\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos (\omega_0 + \psi)] \quad (\text{ec. 1})$$

donde I es la insolación ó radiación solar recibida en ausencia de atmósfera por unidad de tiempo en una unidad de área de la superficie de la Tierra; I_0 es la constante solar que está definida como la energía solar total recibida por unidad de tiempo en una unidad de superficie perpendicular al rayo a una distancia media del Sol a la Tierra en la ausencia de atmósfera; φ , ψ son la latitud y longitud del lugar considerado; R_1 es la razón de la distancia Tierra-Sol en un instante determinado y la distancia media de la Tierra al Sol; ω_0 es el valor el ángulo solar horario en el meridiano cero a partir del cual medimos la longitud (de oeste a este) y δ es la declinación del Sol. Los parámetros R_1 , α y ω_0 son funciones del tiempo y pueden darse numericamente.

El valor de la constante solar calculado por el Instituto Smithsonian es igual a 1.946 caloría-gramo por cm^2 , por minuto.

Por integración podemos calcular a partir de la ecuación (1) la insolación recibida en diferentes períodos de tiempo. Por ejemplo, la insolación recibida por un día está dada por:

$$I_d = \frac{\tau I_0}{\pi R_1^2} (\omega_1 \sin \varphi \sin \delta + \sin \omega_1 \cos \varphi \cos \delta) \quad (\text{ec. 2})$$

donde ω_1 sale de la ecuación $\cos \omega_1 = -\tan \varphi \tan \delta$ y τ es la duración del día solar. Para el caso de la región polar donde no existe la noche durante un período de más de un día $\omega_1 = \pi$.

1. b) Radiación Atmosférica:

La energía que mantiene la circulación atmosférica es la radiación solar, por lo que para la meteorología y la climatología constituye un problema importante el explicar cuantitativamente como se lleva a cabo la transformación de energía radiante a energía térmica, cinética, etc. Un punto importante es el análisis del balance de radiación ya que los excesos de ésta serán los responsables del calentamiento en la atmósfera y el oceano, por lo que una parametrización adecuada de este exceso de radiación implicará la obtención de mejores resultados cuantitativos en la predicción climática.

Para calcular la radiación terrestre saliente, Simpson (1928) considera que una capa atmosférica con su composición normal, emite como cuerpo negro para longitudes de onda de 5.5μ a 7μ y de 14μ al final del espectro, siendo transparente para longitudes de onda de 8.5μ a 11μ ; se asume también que la radiación es parcialmente emitida para longitudes de onda de 7μ a 8.5μ y de 11μ a 14μ .

En el modelo del Dr. Adem, que aquí se desarrolla, se propone una simplificación del modelo de Simpson y considera que la atmósfera emite como cuerpo negro de 0 a 8μ y de 13μ a ∞ , siendo transparente en la región de 8μ a 13μ como se muestra en la figura 3.a. El espectro observado al nivel del mar para una temperatura $T = 300^\circ \text{K}$ es mostrado en la figura 3.b (Johnson, 1954, pág. 128).

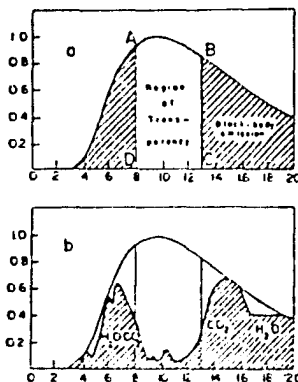


Fig. 3 (a) Modelo del espectro de emisión usado en este trabajo y (b) es pectro observado al nivel del mar, para $T=300^\circ\text{K}$.

Para calcular la radiación emitida por este modelo simplificado de la atmósfera, es necesario encontrar el valor del área ABCD de la figura 1.a para lo cual se integra la curva del espectro de cuerpo negro entre los límites $\lambda_1 = 8 \mu$ y $\lambda_2 = 13 \mu$.

Esta área puede aproximarse a:

$$F(T^*, \lambda_1, \lambda_2) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} C_1 \lambda^{-5} e^{-C_2/\lambda T^*} d\lambda = \quad (\text{ec. 3})$$

$$\left[C_1 e^{-C_2/\lambda T^*} \left(\frac{\lambda^{-3}}{C_2} T^* + 3 \frac{\lambda^{-2}}{C_2^2} T^{*2} + 6 \frac{\lambda^{-1}}{C_2^3} T^{*3} + \frac{6 T^{*4}}{C_2^4} \right) \right]_{\lambda_1}^{\lambda_2}$$

donde λ es la longitud de onda y toma los valores λ_1, λ_2 anteriormente especificados. Por lo que, para fines de nuestro modelo:

$$E(T^*) = \sigma T^{*4} - F(T^*, 8 \mu, 13 \mu) \quad (\text{ec. 4})$$

es la energía en calorías por minuto por cm^2 , emitida por una frontera horizontal de una capa atmosférica. La temperatura $T^*(\varphi, \psi, z, t)$ esta dada en grados Kelvin, φ es la latitud, ψ la longitud, z la altura medida desde la superficie de la Tierra y t es el tiempo. $C_1 = 5538 \times 10^2 \text{ cal } \mu^4 \text{ min}^{-1} \text{ cm}^{-2}$, $C_2 = 14350 \mu \cdot \text{K}$, σT^{*4} es la energía emitida por un cuerpo negro y $F(T^*, 8 \mu, 13 \mu)$ está dada por la ecuación (3) para $\lambda_1 = 8 \mu$ y $\lambda_2 = 13 \mu$.

Esta función puede linealizarse si se considera una temperatura básica constante T^*o y pequeñas desviaciones $T^{*'} de ésta. Se toma $T^* = T^*o + T^{*'}$ y se expande en una serie de Taylor, por lo que para pequeñas $T^{*'}$ se puede utilizar la fórmula lineal.$

$$E (T^*o + T^{*'}) = E (T^*o) + \left(\frac{d E}{d t} \right)_{T^*o} T^{*' \quad (ec. 5)$$

Si tomamos $T^*o = 260^{\circ} K$ y $T^{*' = 15^{\circ} K$ y utilizando la ecuación (5) en lugar de la expansión en series completa, el error es menor al 1.5%, si tomamos $T^{*' = 30^{\circ} K$ el error está alrededor del 4.5%.

1. c) El Exceso de Radiación:

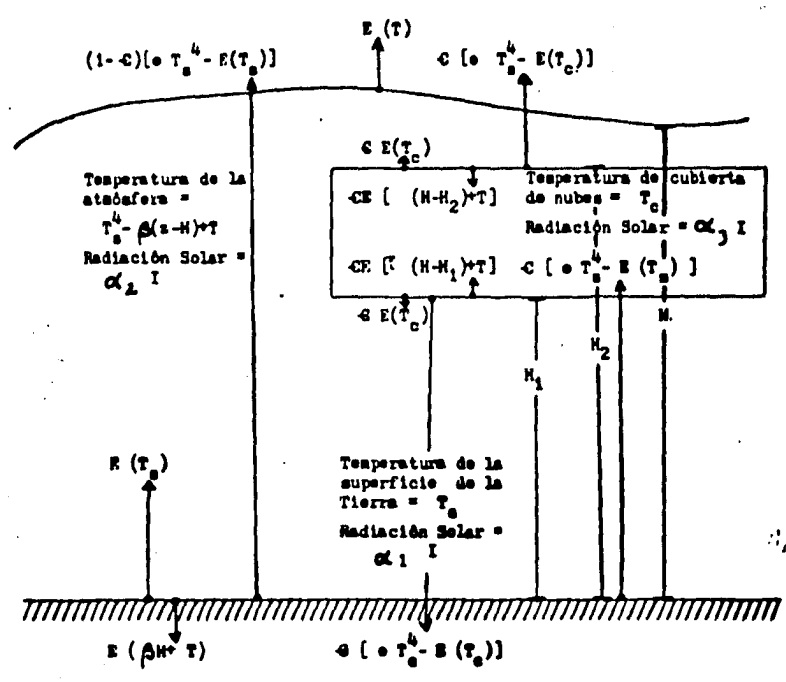


Figura 4. Representación esquemática del balance de radiación en la troposfera, con una cubierta fraccional de nubes igual a c .

Con los marcos del modelo discutidos en la sección 1.b), el flujo emitido por la superficie atmosférica es función únicamente de la temperatura y está dado por la ecuación (5).

Se asumirá que la atmósfera tiene una cubierta fraccional de nubes igual a ϵ , donde la frontera inferior de esta capa está en $Z = H_1$ y la frontera superior en $Z = H_2$. Siendo T_c la temperatura de la capa de nubes y T_s la temperatura de la superficie de la Tierra.

En la figura 4 (Adem. 1961) se muestra esquemáticamente el balance de radiación.

Por cm^2 la atmósfera absorbe radiación solar igual a $\alpha_2 I$, donde α_2 es el porcentaje de la radiación solar absorbida por los gases de la atmósfera preferentemente CO_2 , vapor de agua y radiación de onda larga de la superficie de la Tierra y la cubierta de nubes igual a $E(T_s) + 2\epsilon E(T_c)$; emite energía igual a $E(T) + E(\beta H+T) + \epsilon E(\beta(H-H_2)+T) + \epsilon E(\beta(H-H_1)+T)$. Por lo tanto, el exceso de radiación E_A puede escribirse como:

$$E_A = - E(T) - E(\beta H+T) + E(T_s) + 2\epsilon E(T_c) - \epsilon E(\beta(H-H_2)+T) - E(\beta(H-H_1)+T) + \alpha_2 I \quad (\text{ec. 6})$$

donde $E(T)$, $E(\beta H+T)$, $E(T_s)$, $E(T_c)$, $E(\beta(H-H_2)+T)$ y $E(\beta(H-H_1)+T)$ están dadas por la ecuación (4), I está dada por la ecuación (1), y donde se utilizarán ecuaciones de albedo más tarde descritas para evaluar los coeficientes de I .

Similarmente, para el exceso de radiación E_s en la superficie de la Tierra, se puede escribir la siguiente ecuación:

$$E_s = -\sigma T_s^4 + E(\beta(H+T)) + \epsilon(\sigma T_c^4 - E(T_c)) + \alpha_1 I \quad (\text{ec. 7})$$

donde α_1 es el porcentaje de radiación solar absorbida por la superficie de la Tierra.

Finalmente el exceso de radiación E_c en la cubierta de nubes está dado por:

$$E_c = \epsilon [E(\beta(H-H_2)+T) + E(\beta(H-H_1)+T) + \sigma T_s^4 - E(T_s) - 2\sigma T_c^4 + \alpha_3 I] \quad (\text{ec. 8})$$

donde α_3 es el porcentaje de radiación solar absorbida por la cubierta de nubes.

Al igual que en la sección 1.a podemos escribir a T_s y T_c como:

$$T_s = T_{s_0} + T_s' \quad (\text{ec. 9})$$

$$T_c = T_{c_0} + T_c' \quad (\text{ec. 9'})$$

donde T_s' , T_c' , H' y T' son pequeñas comparadas con los valores de T_{s_0} , T_{c_0} , T_0 y H_0 .

Sustituyendo las ecuaciones (9) y (9') en (6), (7) y (8) y utilizando $T_m = T_{m0} + T_m' = (T_0 + \beta H_0/2) + (T' + \beta H'/2)$, se obtiene el siguiente resultado:

$$E_A = (A_2 + \epsilon A_2') T_m' + A_3 T_s' + \epsilon A_4 T_c' + \quad (\text{ec. 10})$$

$$[A_5 + \beta A_2/2 + \epsilon (A_5' + \beta A_2'/2)] H' +$$

$$A_6 + \epsilon A_7 + \alpha_2 I$$

$$E_S = B_2 T_m' + B_2 T_s' + \epsilon B_4 T_c' + (B_5 + \beta B_2/2) H' + \quad (\text{ec. 11})$$

$$\epsilon B_7 + \alpha_1 I$$

$$E_C = \epsilon (D_2 T_m' + D_3 T_s' + D_4 T_c' + (D_5 + \beta D_2) H' + \quad (\text{ec. 12})$$

$$D_6 + \alpha_3 I$$

Donde:

$$A_2 = - \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = T_0} - \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = H_0 + T_0}$$

$$A_2' = - \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = (H-H_2) + T_0} - \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = (H_0-H_1) + T_0}$$

$$A_3 = \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = T_{s_0}}$$

$$A_4 = 2 \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = T_{c_0}}$$

$$A_5 = \beta A_2'$$

$$A_6 = E(T_{s_0}) - E(T_0) - E(H_0 + T_0)$$

$$A_7 = 2E(T_{c_0}) - E(\beta(H_0-H_2) + T_0) - E(\beta H_0 + T_0)$$

$$B_4 = 4 \sigma T_{c_0}^3 - \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = T_{c_0}}$$

$$B_5 = \beta B_2$$

$$B_6 = E(\beta H_0 + T_0) - \sigma T_{s_0}^4$$

$$B_7 = \sigma T_{c_0}^4 - E(T_{c_0})$$

$$D_2 = - A_2'$$

$$D_3 = 4 \sigma T_{s_0}^3 - \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = T_{s_0}}$$

$$D_4 = - 8 \sigma T_{c_0}^3$$

$$D_5 = \beta D_2$$

$$D_6 = - 2 \sigma T_{c_0}^4 + E(\beta(H_0-H_2) + T_0) + \sigma T_{s_0}^4 + E(\beta(H_0 - H_1) + T_0) - E(T_{s_0})$$

$$A_5 = - \left(\frac{dE}{dt} \right)_{T = H_0 + T_s}$$

2. ECUACIONES BASICAS

Este modelo está basado principalmente en la primera ley de la termodinámica, que al aplicarla a una unidad de volumen de aire en manera similar a la de Miller (1950) se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial t} \langle \rho^* C_v T^* \rangle + \nabla \cdot (\langle v \rangle \langle \rho^* C_v T^* \rangle + \langle v'' \rho^* C_v T^{*''} \rangle) = \langle Q_1 \rangle + \langle R \rangle \quad (ec. 13)$$

donde los paréntesis triangulares indican valores promediados en espacio y tiempo, y aquellas con doble prima son las desviaciones de los valores promedio; $\rho^* C_v T^*$ es la energía térmica por unidad de volumen, ρ^* es la densidad, C_v el calor específico a volumen constante, T^* la temperatura y v la velocidad del viento. En el lado izquierdo de la ecuación (13) el primer término corresponde a la razón de cambio local del promedio de la energía térmica por unidad de volumen y el segundo y tercer término son la razón de transporte de la energía térmica por el viento promedio y por las corrientes turbulentas, respectivamente. En el lado derecho de la ecuación (13), Q_1 es la razón a la que la energía térmica es agregada por radiación, conducción molecular y condensación de vapor de agua; R es la razón a la cual el calor es agregado por compresión y por fricción (Miller, 1950).

Dado que asumimos en la ecuación (13) que $\rho^* = \langle \rho^* \rangle$, se sigue $\langle \rho^* C_v T^* \rangle = \langle \rho^* \rangle C_v \langle T^* \rangle$ y $\langle \rho^* C_v T^* \rangle =$

$\langle \rho^* \rangle C_v \langle T^* \rangle$. Además que $\rho^* = \langle \rho^* \rangle$ implica que la ecuación de continuidad:

se satisface también con las variables promediadas y por lo tanto los dos primeros términos de la ecuación (13) se pueden escribir como:

$$\langle \rho^* \rangle \left[\frac{\partial}{\partial t} (C_v \langle T^* \rangle) + \langle v \rangle \cdot \nabla (C_v \langle T^* \rangle) \right]$$

La ecuación de la conservación de la energía térmica para una columna vertical de altura H y unidad de área, se puede obtener al integrar la ecuación (13) desde cero hasta H, de donde se obtiene la siguiente ecuación:

$$\int_0^H \langle \rho^* \rangle \left[\frac{\partial}{\partial t} (C_v \langle T^* \rangle) + \langle v_H \rangle \cdot \nabla_H (C_v \langle T^* \rangle) + \omega \frac{\partial}{\partial z} (C_v \langle T^* \rangle) \right] dz + \int_0^H \nabla_H \cdot (\langle \rho^* \rangle C_v \langle v_H'' T^* \rangle) dz + \langle \omega^* \rho^* C_v T^* \rangle_{z=H} - \langle \omega^* \rho^* C_v T^* \rangle_{z=0} = \langle E_T \rangle + \langle G_4 \rangle + \langle G_5 \rangle + \int_0^H (\langle R \rangle + \langle R'' \rangle) dz$$

(ec. 14)

Donde ∇_H es el operador gradiente bidimensional horizontal, \underline{V}_H es la componente horizontal del viento y W es la componente vertical; $\langle E_T \rangle$, $\langle G_4 \rangle$, y $\langle G_5 \rangle$ son las razones a la cual la energía térmica es agregada a la columna vertical por radiación, conducción molecular y condensación de vapor, respectivamente.

Una ecuación similar a la ecuación (14) puede escribirse para la capa superficial de los océanos que se supone perfectamente mezclada y que se llama también capa de mezcla. En este caso la velocidad de las corrientes oceánicas y la evaporación de la superficie aparecen en la ecuación, en el lugar de la velocidad del aire y el calor de condensación del vapor de agua, respectivamente. La integración será desde 0 hasta $-h$, donde h es la profundidad por debajo de la cual los cambios en la temperatura asociados con las condiciones atmosféricas son despreciables.

La conservación de la energía térmica descrita anteriormente puede usarse para calcular las anomalías de la temperatura en la troposfera media y en la superficie de la Tierra, especificando la estructura vertical del sistema.

Además es necesario agregar información respecto a las funciones de calentamiento, y los transportes por el viento medio y las corrientes oceánicas medias. En esta etapa es por lo tanto conveniente simplificar las ecuaciones de tal manera que el método es ilustrado por el modelo más sencillo y realista.

En la ecuación (14) supondremos lo siguiente:

(A)

$$\langle \underline{V}_H T^* \rangle = - K \nabla_H \langle T^* \rangle \quad (\text{ec. 15})$$

siguiendo a Defant (1921), donde K es el coeficiente de intercambio, y puede tomarse como función de las coordenadas geográficas y de algunas variables dependientes; pero en este desarrollo se tomará como constante.

(B) Se despreciaron los siguiente términos, ya que todos son al menos, de un orden de magnitud menor que los restantes:

$$\int_0^H \langle \rho^* \rangle \langle \omega \rangle \frac{\partial}{\partial z} (C_v \langle T^* \rangle) dz, \quad \langle \dot{G}_4 \rangle$$

$$\int_0^H (\langle R \rangle + \langle R'' \rangle) dz, \quad \langle \omega'' \rho^* C_v T \rangle_{z=H}$$

(C) Se asume un gradiente vertical de temperatura constante, la ecuación de presión hidrostática: $\partial P / \partial z = -\rho^* g$ (ec. 16), la ecuación de gas ideal $P_i^* = \rho R T^*$ (ec. 17), que también son válidas en las variables promediadas.

$$\langle T^* \rangle = -\beta (z - H/2) + T_m \quad (\text{ec. 18})$$

$$\langle \rho^* \rangle = \rho_0 \left(1 + \frac{\beta(H-z)}{T_m - \beta H/2} \right)^{g/R\beta - 1} \quad (\text{ec. 19})$$

donde T_m es la temperatura promedio en $z = H/2$, H se toma como valor constante así como ρ_0 que es la densidad en $z = H$.

(D) Se toma $T_m = T_{m0} + T_m'$ donde T_{m0} es un valor constante y $T_{m0} \gg T_m'$.

La ecuación (14) puede reescribirse como:

$$C_V \rho_0 \frac{\partial T_m'}{\partial t} + C_V \underline{M}_A \cdot \nabla_H T_m' - C_V \rho_0 K \nabla_H \cdot \nabla_H T_m' - H C_V K \underline{b} \cdot \nabla T_m' = \langle E_T \rangle + \langle G_1 \rangle + \langle G_2 \rangle \quad (\text{ec. 20})$$

donde:

$$\rho_0 = \int_0^h \langle \rho_0^* \rangle dz$$

$$\underline{M}_A = \int_0^h \langle \rho_0^* \rangle \underline{V}_H dz$$

$$\underline{b} = \int_0^h \nabla_H \rho^* dz$$

y $\langle \rho_0^* \rangle$ se obtiene a partir de la ecuación (19) al sustituir T_m por T_{m0} ; \underline{M}_A es el transporte horizontal, y $\langle G_2 \rangle = \langle \omega' \rho^* \rangle$. $C_V T \Big|_{z=0}$ es la energía térmica cedida a la atmósfera desde la superficie de la Tierra por transporte turbulento vertical.

Para los océanos se asume que por debajo de una profundidad constante h , la temperatura no varía, la capa de mezcla implica que T_s^* es constante entre cero y h . Se asume también que $T_s = T_{s0} + T_s'$, donde T_{s0} es una constante y $T_s' \ll T_{s0}$.

Usando condiciones similares a (A) y (B) se obtiene la siguiente ecuación para conservación de la energía térmica en una capa oceánica de profundidad h .

$$\frac{h}{2} \rho_s c_s \frac{\partial T_s'}{\partial t} + c_s \underline{M}_s \cdot \nabla_H T_s' - \frac{h}{2} \rho_s c_s \cdot K_s \nabla_H \cdot \nabla_H T_s'$$
$$= \langle E_s \rangle - \langle G_2 \rangle - \langle G_3 \rangle \quad (\text{ec. 21})$$

donde ρ_s es la densidad y c_s el calor específico, ambos correspondientes al agua y constantes.

\underline{V}_s es la velocidad horizontal de la corriente oceánica y K_s es el coeficiente de Austach para los oceanos.

Sobre los continentes el transporte horizontal es cero y el almacenamiento de energía puede considerarse en una pequeña aproximación como despreciable; por lo que la ecuación (21) se convierte en:

$$0 = \langle E_s \rangle - \langle G_2 \rangle - \langle G_3 \rangle \quad (\text{ec. 22})$$

3. FUNCIONES DE CALENTAMIENTO

En esta sección se hará un resumen de la derivación de las fórmulas semiempíricas que relacionan el promedio mensual o estacional del calor de condensación, evaporación y flujo sensible de calor de la superficie de la Tierra con las temperaturas y flujos radiativos, que son las principales variables en este modelo.

Todas estas funciones de calentamiento han sido expresadas anteriormente mediante promedios de formulas físico-estadísticas; Clapp (1965) propone una serie de primeras aproximaciones, para lo cual supone conocidos los valores de las cuatro funciones en términos de los campos normales de temperatura, por lo que en estos casos su aportación consiste en especificar la desviación de la normal de estos factores de calentamiento.

3. a) Calor sensible:

Para calcular el transporte vertical turbulento del calor sensible de la superficie a la atmósfera sobre áreas de continente o sobre áreas de océano cubiertas por hielo o nieve se utiliza un método de balance de calor, mientras que sobre los océanos se utilizan fórmulas masivas deducidas por Jacobs (1951). En ambos casos se asume que los valores mensuales promedio de los parámetros físicos apropiados pueden ser usados directamente en las fórmulas; esto es equivalente a asumir que las fórmulas pueden considerarse lineales con respecto a las variables principales.

La ecuación que contiene las componentes más importantes del balance de calor en la superficie de la Tierra puede ser escrita según Clapp (1965), como:

$$G_2 = R_{lg} + R_{sg} - G_3 - S \quad (\text{ec. 23})$$

donde G_2 es el valor promedio del flujo ascendente de calor sensible por unidad de área, R_{lg} y R_{sg} son los flujos radiativos en infrarojo y visible respectivamente, G_3 es la pérdida de calor desde la superficie debido a la evaporación y s es el almacenamiento neto de calor en el suelo asociado a cambios en la temperatura de la tierra. Por conveniencia se define la suma de R_{lg} y R_{sg} como el exceso de radiación, E_s .

Para calcular el calor sensible sobre los océanos, se utiliza una adaptación de las fórmulas de Jacobs (1951):

$$G_2 = 1.584 V_a (T_s - T_a) \quad (\text{ec. 24})$$

donde V_a es la velocidad en nudos del viento a nivel del barco; T_s y T_a son las temperaturas en ° Farenheit a nivel del mar y a nivel del barco respectivamente, y G_2 es el calor sensible medido en langleys por día. La temperatura de la superficie del mar es explícitamente calculada en el modelo. Haciendo varios experimentos con diversas estimaciones o reemplazos de V_a y T_a utilizando datos normales para G_2 de Budyko (1955) y Jacobs (1951) se encontró que los mejores resultados se obtienen al fijar los valores de V_a iguales a los de la velocidad normal del viento a nivel del mar (V_{a_N}), y transformando la cantidad $(T_s - T_a)$ al sumar y restar la temperatura de troposfera media (T_m), obteniendo:

$$T_s - T_a = (T_s - T_m) - (T_a - T_m) \quad (\text{Ec. 25})$$

el segundo término en el lado derecho de la ecuación es el gradiente entre la superficie y algún nivel en la troposfera media. Dado que este valor no es predicho por el modelo, se reemplaza por el gradiente normal ($T_{a_N} - T_{m_N}$) obteniendo así la ecuación:

$$G_2 = 1.584 Va_N [(Ts-Tm) - (Ta_N-Tm_N)] \quad (\text{Ec. 26})$$

Dado que la ecuación anterior fue probada en diferentes experimentos mostrando una buena aplicación para los valores normales del calor sensible, se puede escribir una fórmula para la desviación de la normal del calor sensible de la siguiente manera:

$$G_2 - G_{2N} = 1.584 Va_N [(Ts - Ts_N) - (Tm - Tm_N)] \quad (\text{ec. 27})$$

Al sumar G_{2N} en ambos lados de la ecuación (27) se obtiene la forma de G_2 utilizada en el modelo.

3. b) Transferencia de calor latente:

Al igual que en el caso de calor sensible, se debe separar la transferencia de calor latente en el caso de continente y el de océano.

Para el primer caso se asume que para un tipo de clima homogéneo, el calor sensible es una función lineal del exceso de radiación en la superficie, de la forma:

$$G_2 = d_8 + d_7 E_s \quad (\text{ec. 28})$$

donde d_8 y d_7 son funciones del clima de la zona y del mes. Por lo que una cruda estimación de la transferencia de calor latente puede obtenerse al sustituir la ecuación (28) en la ecuación (23), asumiendo nuevamente que el término S es despreciable; se obtiene:

$$G_3 = (1 - d_7) E_s - d_8 \quad (\text{ec. 29})$$

Se asume que esta ecuación puede utilizarse para obtener estimaciones del valor normal de G_3 , por lo que se puede escribir la siguiente fórmula para calcular la desviación de la normal de la transferencia del calor latente sobre el continente:

$$G_3 - G_{3N} = (1 - d_7) (E_s - E_{s_N}) \quad (\text{ec. 30})$$

donde E_{s_N} es el valor normal de E_s .

Para calcular la transferencia de calor latente sobre el océano, se asume al igual que en el caso de G_2 una ecuación de transferencia masiva para obtener una buena estimación de la evaporación media sobre el océano. La ecuación utilizada es una adaptación de Jacobs (1951):

$$G_3 = 145.8 V_a (0.981 e_{sw} - e_a) \quad (\text{ec. 31})$$

Aquí, G_3 es la transferencia de calor latente en unidades de langleys/día; V_a , es el viento medido sobre la cubierta de barco en nudos; e_{sw} , es la presión de vapor saturado sobre agua dulce a la temperatura del mar, e_a , es la presión del vapor en el aire a nivel de cubierta, ambas medidas en pulgadas de mercurio.

Nuevamente se encuentra la necesidad de transformar la ecuación anterior a una forma que sólo contenga temperaturas de troposfera media y a nivel del mar, por lo que se procede primero a reducir la presión de vapor saturado a una función algebraica de la temperatura; segundo, a encontrar un método de

aproximación de la presión del vapor en el aire a partir de la presión de vapor saturado; tercero, a aproximar la temperatura del aire mediante un método similar al que se usó para obtener el calor sensible. Utilizando datos del Instituto Meteorológico Smithsoniano, se ajusta un polinomio de segundo grado a la relación entre temperatura y presión de vapor saturado, en un rango de temperatura de 20° F a 80° F que se considera adecuado para este estudio; los coeficientes del polinomio fueron seleccionados de manera que se obtengan valores adecuados para la presión de vapor saturado en los límites de temperatura. Utilizando la ecuación de Clapp (1965):

$$e_s = 0.04477 + 0.002 T + 0.00015 T^2 \quad (\text{ec. 32})$$

donde e_s esta en pulgadas de mercurio y T en °F, se obtiene un error máximo menor a 0.1 pulgadas de mercurio; y puesto que sólo se toman en cuenta las fluctuaciones en la presión del vapor, se encuentra que el error en G_3 debido solamente a esta aproximación es muy pequeño.

Utilizando la expresión para la humedad relativa del aire:

$$U = e_a / e_{sa} \quad (\text{ec. 33})$$

donde U es la humedad relativa fraccional, e_a , es la presión del vapor en el aire; y e_{sa} , es la presión de vapor saturado a temperatura del aire, T_a . La velocidad del viento V_a y la humedad relativa U no son variables del modelo, por lo que a primera aproximación se toman igual a sus valores normales, mientras que T_a se transforma a T_m utilizando el gradiente normal, como en el caso del calor sensible.

Designando la ecuación (32) por la expresión simbólica $e_s = e(T)$, una combinación de las ecuaciones (31) (32) y (33) considerando las suposiciones hechas en el párrafo anterior nos deriva:

$$G_3 = 145.8 V_{a_N} [0.981 e(T_s) - U_N e(T_m + (T_{a_N} - T_{m_N}))] \quad (\text{ec. 34})$$

Como se indicó anteriormente, se desea que el modelo no incluya relaciones no lineales; por lo que en la ecuación anterior se reemplaza $e(T_s)$ por una aproximación lineal:

$$e_s = A + BT$$

donde A es igual a -0.655 y B es igual a 0.021 cuando T está en $^{\circ}F$ y e_s en pulgadas de mercurio. Si además se asume que la ecuación (34) es aplicable a la evaporación normal, se puede escribir la siguiente fórmula para la desviación de la normal de la transferencia de calor latente sobre el océano:

$$G_3 - G_{3N} = 145.8 V a_N B [0.981(T_s - T_{sN}) - U_N(T_a - T_{aN})] \text{ (ec. 35)}$$

Al sumar G_{3N} en ambos lados de la ecuación se obtiene la fórmula de G_3 utilizada en el modelo.

3. c) Calor de condensación:

Clapp (1965) asume que la anomalía de la precipitación total mensual puede ser expresada como una función lineal de las anomalías locales de la temperatura media normal y las componentes norte-sur y oeste-este del viento en las 700 mb. Estas tres variables fueron escogidas debido a que se conocen razones físicas que las relacionan con la precipitación. La siguiente fórmula es una ecuación de regresión lineal que relaciona dichas variables:

$$R - R_N = b(T - T_N) + c(u - u_N) + d(v - v_N) \quad (\text{ec. 36})$$

donde R es la precipitación total mensual (en pulgadas); T es la temperatura media mensual a los 700 mb (en °K); y u y v son las componentes oeste-este y norte-sur del viento a los 700 mb (en m/seg), y se considera positivo cuando se mide del oeste y del sur respectivamente. El subíndice N se refiere a la normal.

Los coeficientes de regresión b, c y d fueron determinados usando aproximadamente 12 años de datos mensuales promedio, de 37 estaciones terrestres dispersas sobre el hemisferio norte.

Como primer paso en este cálculo, los valores medios en períodos largos, R_N , T_N , u_N y v_N fueron obtenidos para cada estación al promediar cada parámetro en meses calendario para todo el período de record. Después de obtener las correspondientes anomalías, los datos fueron agrupados en las cuatro estaciones (tomando invierno como diciembre, enero y febrero, por ejemplo), de tal manera que la estación que tiene 12 años de record proporciona 36 conjuntos de anomalías mensuales para ser utilizadas en la determinación de los coeficientes de regresión de cada estación.

Resulta necesario modificar las ecuaciones de regresión para utilizarlas en el modelo, ya que éstas predicen la temperatura promedio en la troposfera media (aproximadamente a los 500 mb) y no los vientos.

Las anomalías de la temperatura en la troposfera media pueden ser directamente utilizadas en el primer término del lado derecho de la ecuación (34), ya que probablemente existen sólo pequeñas diferencias entre la anomalía de temperaturas de 500 y 700 mb; de cualquier modo los dos términos involucrados con los vientos deben ser transformados en dos aspectos importantes. Primero deben transformarse las componentes este (u) y norte (v) del viento a sus correspondientes u' y v' ; dirigidas a lo largo

de los ejes X y Y positivos de la rejilla donde se realiza la predicción; este paso consiste solamente en una transformación de coordenadas. La segunda transformación es para convertir la velocidad del viento en un viento térmico, de tal manera que las componentes del viento a los 700 mb pueden ser reemplazados por gradientes de temperatura en la troposfera media; esta transformación se lleva a cabo usando aproximaciones que son razonablemente válidas con el uso de valores promedio mensuales, un ejemplo es utilizar las ecuaciones de viento térmico aunadas a las propiedades de la equivalencia con la atmósfera barotrópica (Charney 1949), en donde las isotermas y las isobaras son paralelas (los detalles de estas transformaciones no se documentan aquí).

Finalmente la precipitación (R) puede ser expresada como el calor cedido por condensación (G_5) en la atmósfera (en langleys/día) al multiplicar R por el calor latente de condensación, que se toma como valor constante e igual a 600 cal/gr aunque para una mayor exactitud debe escogerse el valor (incluyendo casos donde el calor latente de fusión sea necesario) correspondiente a la temperatura normal en la superficie de la Tierra.

Usando estas transformaciones, la ecuación (34) se convierte en:

$$(G_5 - G_{5N})_{i,j} = b' (T_{m_{DN}})_{i,j} + c' [(T_{m_{DN}})_{i,j+1} - (T_{m_{DN}})_{i,j-1}] + d' [(T_{m_{DN}})_{i+1,j} - (T_{m_{DN}})_{i-1,j}] \quad (ec. 37)$$

donde $(G_5 - G_{5N})$ se expresa en langley/día (cal./cm^2 día); i y j son índices que identifican respectivamente las coordenadas X y Y del punto sobre la rejilla; el subíndice DN denota la desviación de la normal de la temperatura en troposfera media en °K $(T_m - T_{m_N})$; y b' , c' , d' son los coeficientes de transformación que se determinan como funciones de los coeficientes de regresión b , c , y d , interpolados en cada punto de la rejilla de los mapas analizados.

Esta ecuación puede escribirse de forma similar, cambiando las diferencias adelantadas por derivadas parciales, es decir:

$$G_5 = G_{5N} + b(T_m' - T_{m_N}) + c'' \left(\frac{\partial T_m}{\partial y} - \frac{\partial T_{m_{DN}}}{\partial y} \right) + d'' \left(\frac{\partial T_m}{\partial x} - \frac{\partial T_{m_{DN}}}{\partial x} \right) \quad (ec. 38)$$

que es la forma de G_5 utilizada por el modelo.

4. TRANSPORTES

La ecuación de conservación de energía puede escribirse como:

$$\rho^* \frac{D}{Dt} (cT^* + W) - \nabla \cdot \rho^* K \nabla (cT^* + W) = E_1 + E_2 + E_3 + E_4 \quad (\text{ec. 39})$$

el primer miembro de esta ecuación es la razón de cambio de la energía por unidad de volumen, donde ∇ es el gradiente tridimensional, c es el calor específico a volumen constante de la atmósfera, cT^* es la energía térmica por unidad de masa y W la energía latente por unidad de masa. El primer término del segundo miembro es el transporte por difusión turbulenta, donde K es el coeficiente de intercambio del transporte turbulento. E_1 es la razón a la cual la energía térmica es agregada por radiación; E_2 es la razón a la cual la energía térmica es agregada por conducción molecular; E_3 es la razón a la cual la energía de calor latente es agregada y E_4 es la función de transformación molecular (Miller, 1951).

Integrando verticalmente en una columna de 0 a H y considerando que:

$$\int_0^{H_0} E_1 dz - E \int_{H_1}^{H_2} E_1 dz = E_A \quad (\text{ec. 40})$$

es decir:

$$E_A = E_T - E_C \quad (\text{ec. 40'})$$

Donde $E_T = \int_0^{H_0} E_1 dz$ es el balance de radiación en la atmósfera sin nubes y $E_C = E \int_{H_1}^{H_2} E_1 dz$ es el balance de radiación en la capa de nubes.

se obtiene:

$$C_v \rho_0 \frac{\partial T_m'}{\partial t} + AD_1 - TU_1 - C_v K \underline{b} \cdot \nabla T_m' = E_T + G_3 + G_2 \quad (\text{ec. 41})$$

donde ∇ es el operador gradiente bidimensional horizontal; T_m' es la desviación de la temperatura atmosférica media de un valor constante T_{m0} , $T_{m0} \gg T_m'$; C_v es el calor específico del aire a volumen constante;

$$\rho_0 = \int_0^H \rho_0^* dz \quad (\text{ec. 42.a}) \quad \underline{b} = \int_0^H \nabla \rho^* dz \quad (\text{ec. 42.b})$$

$AD_1 \equiv$ Ver ecuación 4B.

$$TU_1 = - C_v \rho_0 K \nabla^2 T_m' \quad (\text{ec. 42.d})$$

donde AD_1 y TU_1 son términos de advección de la energía térmica por el viento medio y corrientes horizontales respectivamente, que serán parametrizadas en la sección b; H es la altura constante de la atmósfera modelada y ρ_0 es la densidad dada por:

$$\rho^* = \rho \left(1 + \beta (H-z) / (T_m - \beta H/2) \right)^{g/R'\beta - 1} \quad (\text{ec. 43})$$

$T_m = T_{m0} + T_m'$, es una densidad fija y constante en $z=H$, β es el gradiente térmico vertical usado en la capa atmosférica, g es la aceleración de la gravedad, R' es la constante de los gases, V_H^* es la componente horizontal del viento; ρ_0^* es el valor de ρ_0 obtenido al reemplazar T_m por T_{m0} ; K es el coeficiente constante de intercambio horizontal en la atmósfera.

En el lado derecho de la ecuación (41), E_T es la razón a la cual la energía es agregada por radiación, E_2 y E_4 son despreciadas, G_2 es la razón a la cual el calor sensible es agregado por transporte turbulento vertical desde la superficie, G_5 es la razón a la cual el calor es agregado por condensación de vapor de agua en las nubes. En el lado izquierdo, $c_v a_0 \partial T_m' / \partial t$ es la razón de cambio local de la energía térmica, , el término $c_v K b \cdot \nabla T_m'$ será despreciado.

La ecuación para la capa oceánica puede reescribirse como:

$$h \left(\frac{\partial T_s'}{\partial t} + \underline{V}_{sT} \cdot \nabla T_s' - K_s \nabla^2 T_s' \right) + W = \frac{E_s - G_3 - G_2}{\rho_0 c_s}$$

(ec. 44)

donde T_s' es la desviación de la temperatura de la superficie del océano de un valor constante T_{s0} , $T_{s0} \gg T_s'$; ρ_s es la densidad constante y C_s es el calor específico; h es la profundidad de la capa oceánica, \underline{v}_{s_T} es la velocidad horizontal de las corrientes oceánicas; W es el transporte vertical de calor desde el fondo de la capa; K_s es el coeficiente constante de intercambio; E_s es la razón a la cual la energía es agregada por radiación; G_2 es la razón a la cual el calor sensible es cedido del océano a la atmósfera por transporte vertical turbulento; G_3 es la razón a la cual el calor es cedido por evaporación.

El término $h \partial T_s' / \partial t$ es la razón de cambio local de la energía térmica; $h \underline{v}_{s_T} \cdot \nabla T_s'$ y $-hK_s \nabla^2 T_s'$ son las razones de transporte horizontal de energía térmica por corrientes oceánicas medias y por turbulencia, respectivamente. En la ecuación (44) los transportes horizontales de calor por corrientes oceánicas medias y por transportes turbulentos serán despreciados, así como el transporte vertical en la superficie de la capa oceánica.

4. b) Parametrizaciones adicionales:

Para el viento horizontal se usa la fórmula de Adem (1970, b):

$$V_H^* = V_N^{ob*} + (V^* - V_N^*) \quad (\text{ec. 45})$$

donde V_N^{ob*} es el viento normal observado y $(V^* - V_N^*)$ es la anomalía calculada para el viento, en la cual las dos componentes de V^* se calculan a partir de las siguientes fórmulas:

$$u^* = -\frac{R}{fT} \left(T_0 + (H-z) \left(\beta - \frac{g}{R} \right) \right) \frac{\partial T_m'}{\partial y_1} \quad (\text{ec. 46})$$

$$v^* = \frac{R}{fT} \left(T_0 + (H-z) \left(\beta - \frac{g}{R} \right) \right) \frac{\partial T_m'}{\partial x_1} \quad (\text{ec. 47})$$

donde u^* y v^* son las componentes a lo largo de los ejes X_1 y Y_1 . El eje X_1 apunta hacia el este, el Y_1 , hacia el norte y el Z_1 hacia arriba; g es la aceleración de la gravedad. R es la constante del gas y f el parámetro de Coriolis; $T_0 = T_m - \beta H/2$ donde β es el gradiente térmico vertical constante, utilizado en el modelo.

Para calcular las componentes del viento horizontal normal V_N^* , se sustituye en las fórmulas (46) y (47) el valor normal Tm_N' en lugar de Tm' .

La advección por viento medio AD_1 está dada por Adem (1970, b) por la fórmula:

$$AD_1 = (F_8)_o J(Tm', P_{Nob}) + (F_8'')_o J(Tm', T_{Nob}) - (F_8')_o J(Tm', Tm_N') \quad (\text{ec. 48})$$

donde $(F_8)_o$, $(F_8')_o$ y $(F_8'')_o$ son constantes y $T_{Nob} = \beta (H - H_{7Nob}) + T_{7Nob}$, $P_{Nob} = P_{7Nob} (T_{Nob}/T_{7Nob})$ donde H_{7Nob} es la altura normal observada para 700 mb, T_{7Nob} es la temperatura normal observada a los 700 mb y P_{7Nob} es igual a 700 mb.

El transporte turbulento horizontal está dado por la ecuación (42.d), donde K es el coeficiente de intercambio que se tomará como constante e igual a $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$. Este valor de K es del mismo orden de magnitud que el correspondiente a ciclones y anticiclones migratorios de latitudes medias que se consideran como transportes turbulentos según Defant (1921) y Clapp (1970).

La parametrización de las funciones de calentamiento y transporte requieren del uso de leyes físicas y principios de conservación, aunados a datos observados; por lo que las fórmulas obtenidas son semiempíricas Clapp, et al (1965).

5. ALBEDO Y NUBOSIDAD

El albedo total puede dividirse en tres partes esencialmente. La mediación solar reflejada por la capa superior de las nubes, la reflejada por los gases atmosféricos y la reflejada por la superficie de la Tierra.

Inicialmente se utilizaban en el modelo las estimaciones de albedo de London (1959) y Houghton y Johnson (1954), ellos consideran un valor del albedo de 34% para una atmósfera con 50% de nubosidad. Los valores presentados en la tabla 1 estan basados en los datos de Johnson y en la suposición de que la absorción de la radiación solar por la atmósfera sobre la cubierta de nubes es despreciable. En esta versión del modelo, se utilizan los datos de Adem y Donn (1981) de los que se hablará a continuación.

Suponiendo que la cubierta fraccional de nubes es igual a ϵ , y siendo α_1 , α_2 , α_3 los porcentajes de radiación solar absorbidos por la superficie de la Tierra; los gases atmosféricos, principalmente CO_2 y vapor de agua; y la cubierta de nubes, respectivamente; entonces $\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 = 100 - \text{albedo}$.

De la tabla 1 se puede obtener el albedo como función de ϵ , de la siguiente manera:

$$\alpha_1 = 48 - 2 \epsilon$$

$$\alpha_2 = 34(1 - \epsilon) \quad (\text{ec. 49})$$

$$\alpha_3 = 4 \epsilon$$

$$\text{albedo} = 18 + 32 \epsilon$$

Cubierta de Nubes (%)	A L B E D O					A B S O R C I O N D E E N E R G I A					
	De			Total	Directa	En Superficie			Por	Por	Total
	Superficie	Atmósfera	Nubes			A través de Nubes	A través de Atmósfera	Total	Atmósfera	Nubes	
								α_1	α_2	α_3	
1.00	0	0	50	50	0	46	0	46	0	4	50
0.50	2	7	25	34	19	23	5	47	17	2	66
0	4	14	0	18	38	0	10	48	34	0	82

Tabla 1. Porcentajes de Albedo y Absorción de Energía, para cielo cubierto, medio cubierto y despejado.

El albedo de superficie es una variable calculada en el modelo, ajustando la cubierta de hielo y nieve a la isoterma de superficie de 0° predicha por el modelo. El procedimiento usado consiste en calcular primero los valores para un mes particular con la ayuda de los valores normales observados en el mes anterior y hacer la predicción para los valores del mes actual utilizando los datos del mes anterior.

Debido a que los valores normales disponibles en las regiones de hielo y nieve están basados en diferentes mediciones así como observaciones en superficie, resulta imposible derivar anomalías de albedo válidas en este modelo. Según Kukla (comunicación personal con Adem), quien ha estudiado estos mapas, las interpretaciones de cartas de hielo y nieve anteriores a 1974 son insuficientes para el propósito del modelo; por lo que Adem y Donn (1981) llevaron a cabo la tarea de actualizar los valores normales de la cubierta hielo-nieve basados en observaciones de satélite reportadas por NESS-NOA.

Uno de los propósitos de este trabajo es incorporar esta serie de datos de satélite en la predicción del tiempo a corto plazo, para lo cual es necesario disponer de grandes series de observaciones con las mismas características y calibraciones, de tal manera que pueda llevarse a cabo un promedio en un período de tiempo largo y obtener normales significativas que constituyan la climatología básica, a partir de la cual se puedan estimar las anomalías; por tanto, cualquier cambio que afecte la uniformidad de las observaciones, introducirá errores en las anomalías. La uniformidad del conjunto de observaciones implica que cualquier error sistemático en un caso particular aparecerá también en las normales, de tal manera que será cancelado al calcular las anomalías. Esta es una de las razones por las que el modelo calcula en las predicciones una climatología técnica, que es consistente con el caso particular que se predice y que puede tener diferencias con la climatología observada, errores que son cancelados con este procedimiento.

Los campos prescritos y calculados se disponen en una región descrita en el Capítulo III.

Debido a que sólo se utiliza el albedo de la última semana del mes anterior para pronóstico de un mes, los valores y mapas reportados por Adem y Donn se refieren a un promedio de la última semana del mes anterior y no a un mes entero, lo cual es más representativo.

La cubierta de nubes esta dada por:

$$\epsilon = \epsilon_N + D_2 (G_5 - G_{5N}) \quad (\text{ec. 50})$$

donde ϵ es la cubierta fraccional de nubes, ϵ_N es el correspondiente valor normal observado y D_2 es una constante empírica (Clapp et al, 1965).

C A P I T U L O I I :

EL MODELO FISICO-MATEMATICO

1. ECUACIONES POR RESOLVER

Este modelo consiste en una capa atmosférica de aproximadamente 10 km de altura que contiene una cubierta fraccional de nubes , una capa oceánica entre 50 y 100 m de profundidad y una capa continental de profundidad despreciable.

Las ecuaciones básicas de pronóstico son las de conservación de energía térmica aplicadas a la atmósfera, al continente y al océano, ecuaciones (20), (21) y (22) obtenidas en la sección 2.

Utilizando las parametrizaciones de E_T , E_s , G_2 , G_5 y G_3 descritas en las secciones 3 y 4 por las ecuaciones (40'), (11), (27), (38) y (35) respectivamente, así como las parametrizaciones de AD_1 y TU_1 dadas por las ecuaciones (48), (42.d) de la sección 6.b), se puede expresar las ecuaciones (20), (21) y (22) como funciones lineales de Ts' y Tm' o de su primera y segunda derivada con respecto a las coordenadas del mapa X y Y. Las ecuaciones (20) y (21) se resuelven junto con las ecuaciones resultantes de la parametrización, ecuaciones (45), (48), (42.d), (40'), (11), (35), (27), (38), (34) y (50) como un sistema de 12 ecuaciones con 12 incógnitas.

Tomando diferencias finitas en el tiempo se reemplaza $\partial T_m' / \partial t$ en la ecuación (20) por $(T_m' - T_{mp}') / \Delta t$ donde T_{mp}' es el valor de T_m' en el mes anterior y Δt es el intervalo de tiempo que se tomará igual a un mes. Similarmente $\partial T_s' / \partial t$ en la ecuación (21) es reemplazada por $(T_s' - T_{sp}') / \Delta t$ donde T_{sp}' es el valor de T_s' en el mes anterior.

Con esta simplificación y sustituyendo los términos de calentamiento y transporte mencionados anteriormente, este problema se reduce a resolver dos ecuaciones con dos incógnitas T_m' y T_s' , que al combinarse derivan en una sola ecuación diferencial elíptica de segundo orden en T_m' :

$$K \nabla^2 T_m' + F_1 \frac{\partial T_m'}{\partial x} + F_2 \frac{\partial T_m'}{\partial y} + F_3 T_m' = F_4$$

(ec. 51)

donde F_1 , F_2 , F_3 y F_4 son funciones conocidas de las coordenadas del mapa y del albedo α , del cual se habla en la sección III.5; F_4 es también función de T_{mp}' y T_{sp}' . Finalmente con el valor de T_{m}' calculado en la ecuación (51), se obtienen las demás variables.

2. REJILLA DE INTEGRACION

El modelo de pronóstico del clima a corto plazo (o sea, para un mes o una estación) de Adem (1964) se integra sobre una proyección estereográfica, de forma octagonal que cubre casi todo el Hemisferio Norte (ver figura 5), está cortada aproximadamente en el paralelo de 10° N y con el eje X a lo largo de los meridianos de 10° E y de 170° W y el eje Y a lo largo de los meridianos de 80° W y de 100° E. Contiene al territorio de la República Mexicana que es el área donde se llevarán a cabo las verificaciones.

Anteriormente la región de integración estaba cubierta por una rejilla de 512 puntos, como lo muestra la figura 6; pero se puede observar que sólo ocho puntos caen sobre México y aguas territoriales, por lo que resultan insuficientes para hacer un pronóstico del clima sobre esta región.

Debido a que el presente trabajo está enfocado particularmente a un pronóstico sobre esta zona, resulta necesario tener un mayor número de puntos, para lo cual se llevó a cabo una condensación de la rejilla de tal manera que ahora se tienen 1977 puntos sobre el Hemisferio Norte, de los cuales 31 caen en México.

Para crear esta rejilla condensada se introdujo un nuevo renglón de puntos entre cada uno de los anteriores, de manera que en lugar de 26 renglones se tienen ahora 51. Como segundo paso, se introdujo un punto nuevo entre cada dos puntos en los renglones originales, por lo que cada renglón antiguo tiene ahora aproximadamente el doble de puntos. Ver figura 6.

En los casos anteriores de pronóstico del clima Adem siempre ha usado la rejilla de 512 puntos por lo que todos los archivos y bancos de datos de este modelo están especificados para estos 512 puntos; al cambiar la rejilla de integración por la de 1977 puntos resulta necesario completar estos archivos, para lo cual se hizo lo siguiente:

I. Se llevó a cabo un promedio numérico de los valores en 512 puntos para generar los nuevos valores en los 1977 puntos, con las siguientes condiciones:

a) Si el punto nuevo está localizado horizontalmente entre dos puntos i , $i+1$ con valores X_i , X_{i+1} conocidos; su valor $X_{i'}$ estará dado por la siguiente fórmula:

$$\begin{array}{ccc} \cdot & + & \cdot \\ i & i' & i+1 \end{array}$$

$$X_{i'} = \frac{X_i + X_{i+1}}{2} \quad (\text{ec. 52})$$

b) Si el punto nuevo pertenece a uno de los renglones agregados y está localizado verticalmente entre dos puntos $j, j+1$ con valores X_j, X_{j+1} conocidos; su valor $X_{j'}$ estará dado por la siguiente fórmula:

$$\begin{array}{r} \cdot \quad j+1 \\ + \quad j' \\ \cdot \quad j \end{array}$$

$$X_{j'} = \frac{X_j + X_{j+1}}{2} \quad (\text{ec. 53})$$

c) Si el punto nuevo pertenece a uno de los renglones incluidos y está localizado vertical y horizontalmente entre puntos nuevos, pero se encuentra diagonalmente entre cuatro puntos $i, i+1, j, j+1$; con valores $X_i, X_{i+1}, X_j, X_{j+1}$ conocidos; su valor X_k estará dado por la fórmula:

$$\begin{array}{r} \cdot i \quad + \quad \cdot i+1 \\ + \quad X_k \quad + \\ \cdot j \quad + \quad \cdot j+1 \end{array}$$

$$X_k = \frac{X_i + X_{i+1} + X_j + X_{j+1}}{4} \quad (\text{ec. 54})$$

- d) Si el punto nuevo pertenece a la frontera de la rejilla, localizado entre los dos puntos m y $m+1$; con valores X_m , X_{m+1} conocidos; su valor X_m' estará dado por la fórmula:

$$X_m' = \frac{X_m + X_{m+1}}{2} \quad (\text{ec. 55})$$

II. Una vez que la computadora ha realizado la promediación o interpolación directa en todos los puntos, imprime mapas con los valores de los 1977 puntos; los cuales fueron revisados manualmente para corregir los puntos escalón, es decir, aquellos puntos que provienen de promediar uno o más valores en continente con uno o más valores en océano.

Se encontraron 288 puntos escalón o interfase, a los cuales se les asignó su valor según su posición geográfica continental u oceánica, extrapolarlo subjetivamente los valores de sus vecinos continentales u oceánicos respectivamente.

Esta rejilla se sobrepone a la proyección estereográfica que en la impresión de la computadora está achatada de tal manera que tiene 60 cm. en el eje X y 50 cm. en el eje Y, con 51 renglones y 47 columnas.

Con este procedimiento se completaron y revisaron los archivos de V_{AN} , D_7 , D_8 , U_N , T_s , α_N , α_{AN} , T_7 , T_s para junio, julio y agosto.

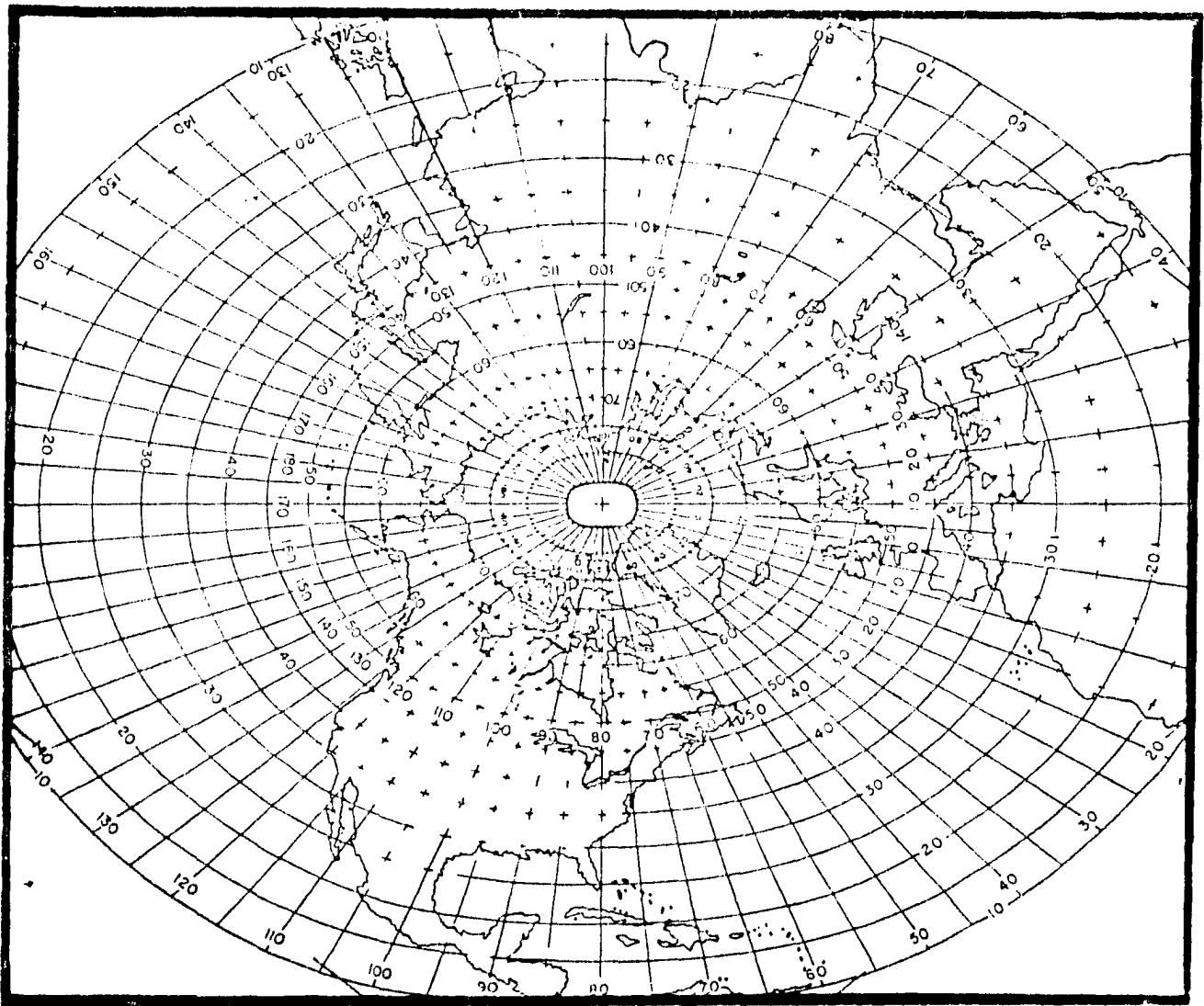


Fig.5.-Proyección estereográfica del hemisferio norte.

3. LA CUBIERTA DE HIELO-NIEVE Y EL CICLO ANUAL

La presencia de hielo y nieve en la superficie aumenta su albedo y tiene el efecto de disminuir la temperatura; esta disminución en la temperatura mantiene a su vez el hielo y nieve en la superficie. Por lo tanto, los cambios en la cubierta de hielo y nieve debidos a cambios estacionales de la insolación deberán ser incluidos en un modelo de simulación de clima.

Como se comentó anteriormente, la frontera de la cubierta de hielo y nieve es calculada por el modelo asumiendo que ésta coincide con la isoterma de superficie de 0° C. El modelo selecciona el valor del albedo de superficie en cada punto, escogiendo entre dos valores; el primero corresponde al de la existencia de hielo y/o nieve en el suelo para temperaturas de superficie menores o iguales a 0° C y el otro corresponde (salvo a hielo y nieve permanente) al albedo donde no existe hielo o nieve para temperaturas de superficie mayores que 0° C. Por lo tanto, se utilizan dos campos de albedo de superficie: uno con hielo y nieve permanentes, que en los casos anteriores de predicción se tomaba como el valor normal de agosto y otro con hielo y nieve en cualquier parte que se tomaba como el valor normal de enero, para puntos donde existe hielo y nieve en ese mes e igual al 45% en los puntos donde no existe hielo o nieve en ese mismo mes.

En los casos anteriores de predicción, la simulación del ciclo anual comenzaba en agosto asumiendo los valores iniciales de albedo de superficie para ese mes como los de Posey y Clapp (1964). El albedo de superficie prescrito para agosto, aunado con otras condiciones iniciales permitía calcular la temperatura de superficie y de troposfera media, así como otras variables que se describirán en la siguiente sección. La isoterma de 0° C calculada es entonces utilizada para calcular el albedo de superficie. El albedo de superficie generado internamente y otros parámetros calculados en el primer paso son nuevamente utilizados para calcular la temperatura de superficie así como otras variables. Este proceso de ajuste se repite hasta que la diferencia entre la temperatura calculada por dos ciclos consecutivos es menor que 0.1° C; condición que usualmente se satisface en cuatro o cinco iteraciones e implica que en la solución, la cubierta de hielo y nieve asociada con la isoterma de superficie de 0° C calculada, ha alcanzado su estabilidad.

El valor calculado para el albedo de superficie de agosto se utiliza como valor inicial de septiembre y repitiendo el proceso descrito anteriormente para agosto, se obtiene un albedo de superficie para septiembre y así consecutivamente. Los cálculos iterativos se continúan para varios ciclos anuales hasta que se obtengan diferencias despreciables entre cada uno de los meses de dos años consecutivos. Esto se obtiene usualmente después de correr el modelo por cuatro o cinco años.

En la versión del modelo que se correrá para los experimentos de este trabajo, el albedo de superficie no será generado por el modelo ya que con el objeto de tener albedos normales consistentes con los datos de satélite que se usan en las predicciones, se utilizarán los albedos actualizados reportados por Adem y Donn (1981); y dado que el pronóstico se reduce sólo a dos meses, tampoco se usará el ciclo anual.

4. SOLUCION DE LA ECUACION DIFERENCIAL

Como se vió en la sección 6. a); la ecuación por resolver se reduce a la ecuación (51) que es una ecuación elíptica diferencial de segundo orden y se resuelve como una ecuación de diferencias finitas utilizando el método de relajación de Liebmann descrito por Thompson (1961). Con un paso de tiempo de un mes.

El primer paso es calcular el caso normal, usando condiciones iniciales y de frontera normales; y después se calcula el caso anormal, usando las condiciones iniciales y de frontera anómalas, así como los campos normales calculados en los cuales (de acuerdo con las ecuaciones (48), (27), (34), (35), (38) y (50), el caso anormal depende principalmente de Ts'_N , Tm'_N , Es_N , $\partial Tm'_N / \partial X$ y $\partial Tm'_N / \partial Y$. El subíndice N denota los valores normales.

Debido a la forma de parametrización, en el caso normal la ecuación (51) se reduce a una ecuación del mismo tipo pero con coeficientes F_{1N} , F_{2N} , F_{3N} y F_{4N} que son diferentes de F_1 , F_2 , F_3 , F_4 respectivamente. Asimismo, en los casos normales G_3 , G_2 , G_5 , G_4 , ϵ , ψ^* , son prescritas como los valores normales observados G_{3N} , G_{2N} , G_{5N} , G_N y ψ^{*Nob} y por lo tanto, el modelo calcula solamente las anomalías de estas variables. Tanto para el caso normal como para el anormal, Tm' , Ts' , Es , E_T , AD_1 , TU_1 y α son generados internamente como variables completas.

Las condiciones de frontera para la ecuación (51) se toman como $Tm' = Tm'_{ob} + (Tm'_B - Tm'_{NB})$ donde Tm'_{ob} es la temperatura normal observada a la mitad de la capa atmosférica y Tm'_B y Tm'_{NB} son las soluciones normal y anormal de la ecuación (51) cuando los términos de transporte horizontal se desprecian (ie. $Tm'_B = F_4/F_3$ y $Tm'_{NB} = F_{4N}/F_{3N}$).

Por lo tanto, se utiliza una condición de frontera variable que incluye una anomalía calculada en lugar de una condición fija con cero anomalías.

Para resolver la ecuación (51), es necesario prescribir además de las condiciones a la frontera:

- a) El campo ALBO 1, que corresponde al albedo anómalo de la última semana del mes anterior a la predicción.
- b) El campo T_s , que corresponde a la anomalía de la temperatura del océano en el mes anterior a la predicción.
- c) El campo T_{700} , que corresponde al campo anómalo de temperatura a los 700 mb en el mes anterior a la predicción.

Para el mes i , ($i > 1$) se usa la temperatura de troposfera media para $Tm'p$ y el albedo de superficie α , calculados en el mes $i-1$; para $Tsp' = (Ts'_{NOB})_{i-1} + [(Ts)_{i-1} - (Ts_N)_{i-1}]$ donde $(Ts_{Nob})_{i-1}$ es la temperatura normal observada en el mes $i-1$ y $(Ts)_{i-1}$ y $(Ts_N)_{i-1}$ son las temperaturas normales y anormales calculadas en el mes anterior, respectivamente. En el caso normal $(Ts)_{i-1} = (Ts_N)_{i-1}$.

En este trabajo, los experimentos numéricos sobre predicción mensual se harán para julio y agosto de 1983. Debido a que normalmente el modelo se corre empezando por la estación de Verano, cuando se tiene el casquete polar más reducido, además de que los datos de Verano más recientes de que disponemos (tanto datos de entrada como de verificación) son de 1983.

Por lo tanto debe entenderse esta predicción como una primer prueba de una nueva aplicación del MTC, hecha tiempo después de la fecha correspondiente y no como una predicción a tiempo real.

Se usarán indistintamente las expresiones "valores predichos" y "valores calculados".

C A P I T U L O I V :

EXPERIMENTOS NUMERICOS

1. RESULTADOS

Para este trabajo se corrieron los casos de predicción de anomalías de temperatura de superficie para los meses de julio y agosto de 1983 (actualmente se están preparando los archivos de datos para hacer una corrida sobre los 10 meses restantes y tener así mejores bases para evaluar la habilidad de predicción del modelo).

1. a) Anomalías en la temperatura de superficie:

En la figura 8 se muestran los campos observados que sirvieron como condiciones iniciales para la predicción de julio: anomalía de temperatura a los 700 mb (Fig. 8a) y anomalía de temperatura de la superficie de océano (Fig. 8b), ambos del mes de junio de 1983.

Aún cuando el modelo predice en detalle los valores numéricos de las anomalías de la temperatura; sólo se tomará en cuenta en este caso el signo correspondiente, es decir, si la temperatura calculada está sobre o bajo la normal. Por lo tanto, en los mapas sólo se ilustrarán estas dos categorías (achurado arriba de la normal y blanco abajo de la normal).

En la figura 9 se muestra la comparación del signo de las anomalías observadas (Fig. 9.a) y calculadas (Fig. 9.b) para la temperatura de superficie del mes de julio.

Puede apreciarse, que el campo predicho está más alisado que el observado, debido a la baja densidad de puntos de la malla (ver Fig. 12). Sin embargo puede observarse que existe una buena concordancia en toda la mitad sur del territorio y la mayor parte de la península de Baja California; adicionalmente la línea interfase entre positivo y negativo al centro de la República, coincide notablemente entre lo predicho y lo calculado.

La mitad norte de la República es totalmente negativa en la predicción, discrepando de manera notable del mapa observado ya que éste muestra una amplia región de anomalía positiva en la mitad central norte y en el noroeste.

En la figura 10 se muestran comparativamente, los campos de la anomalía de Ts observado (Fig.10.a) y predicho (Fig.10.b), ambos para el mes de agosto.

Nuevamente, puede observarse que el campo predicho está más alisado; sin embargo, se aprecia que en la mitad sur de nuestro país existe una buena concordancia, salvo por las pequeñas islas negativas que aparecen en el observado y en el predicho han sido cubiertas por la anomalía positiva. En la parte norte del país, parece ser que la gran anomalía negativa presente en el observado está muy corrida hacia el norte, por lo que sólo aparece en el mapa calculado como una delgada franja en la frontera norte. Aún así, se destaca en la tabla 2 que el modelo superó la persistencia y tuvo mayor habilidad de predicción que en el caso de julio.

1. b) Sensibilidad del modelo respecto a los campos iniciales de temperatura:

Con el fin de evaluar la sensibilidad del modelo respecto a los campos iniciales de temperatura (mostrados en la Fig. 8), y la contribución de cada uno de ellos en la predicción, se llevaron a cabo dos experimentos complementarios.

En el primero de ellos, se determina la importancia que tienen las anomalías de la temperatura de 700 mb (T_7) del mes anterior, sobre la predicción; suponiendo normal el campo de temperatura de océano (T_s) del mes anterior. Los resultados de este experimento se muestran en la figura 11.a.

El segundo experimento consiste en determinar la contribución de las anomalías de T_s del mes anterior, sobre la predicción; suponiendo normal la T_7 del mes anterior. Los resultados de este experimento se muestran en la figura 11.b.

En la figura 11.c se muestra la predicción con el modelo completo, puede observarse que en la parte continental la contribución predominante es la de T_s ; lo que era de esperarse debido a las características de cada campo.

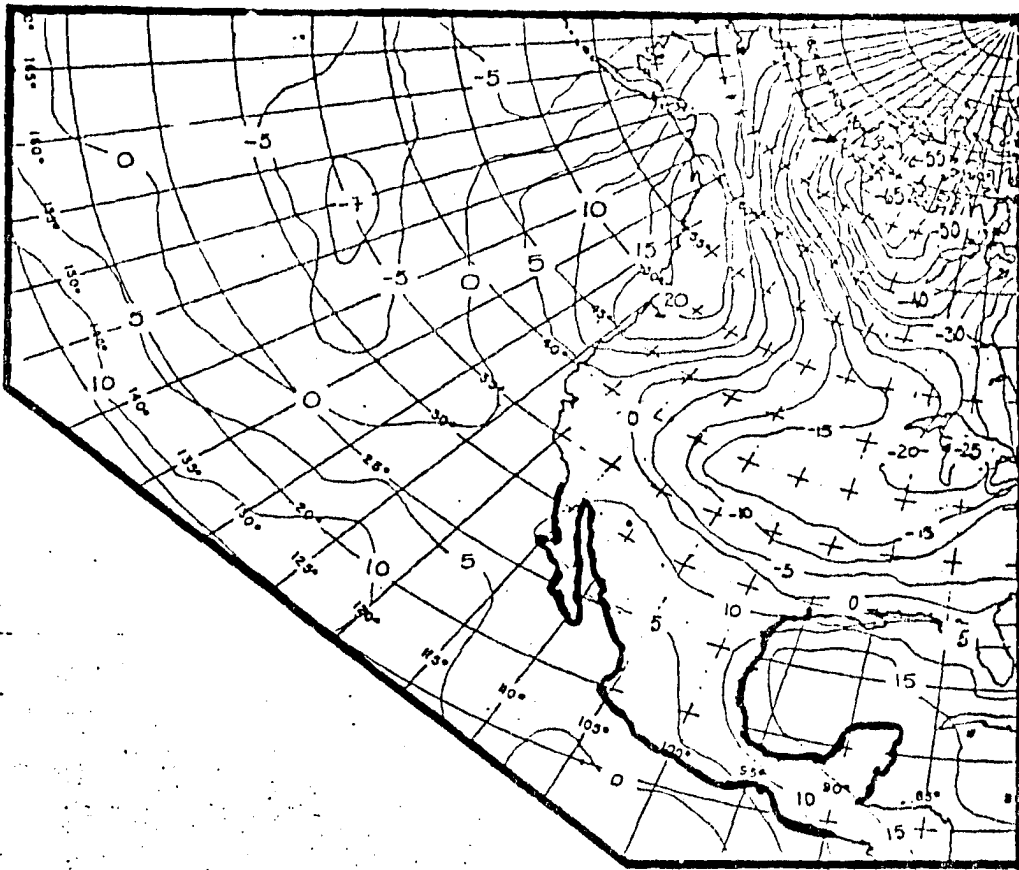
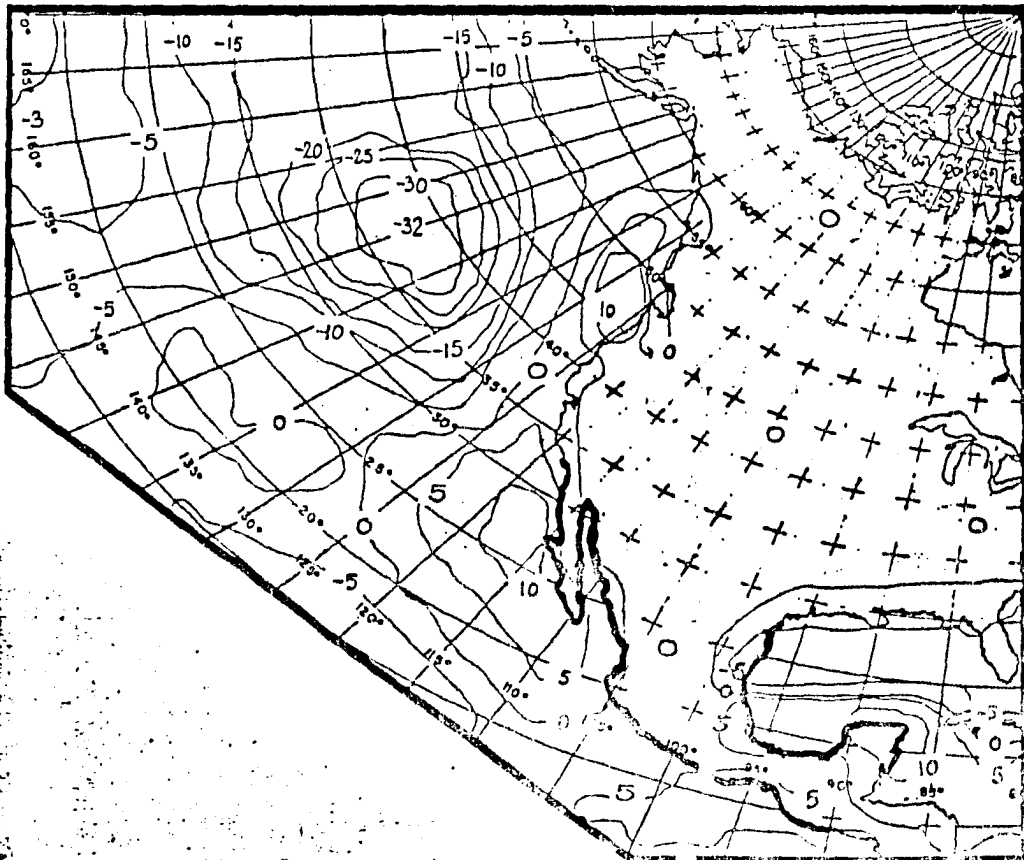


Fig.3.-Campos observados de anomalías de temperaturas en el mes de junio; en 700 mb (A) v superficie (P).



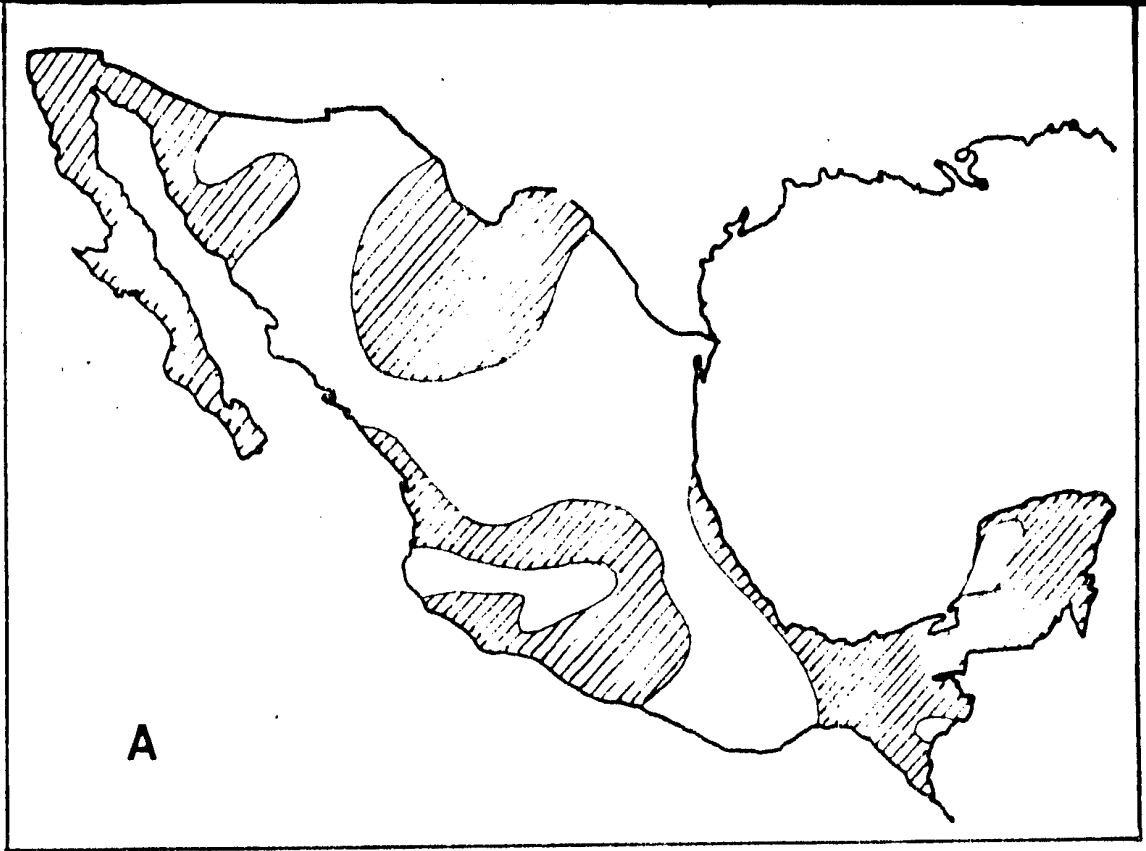
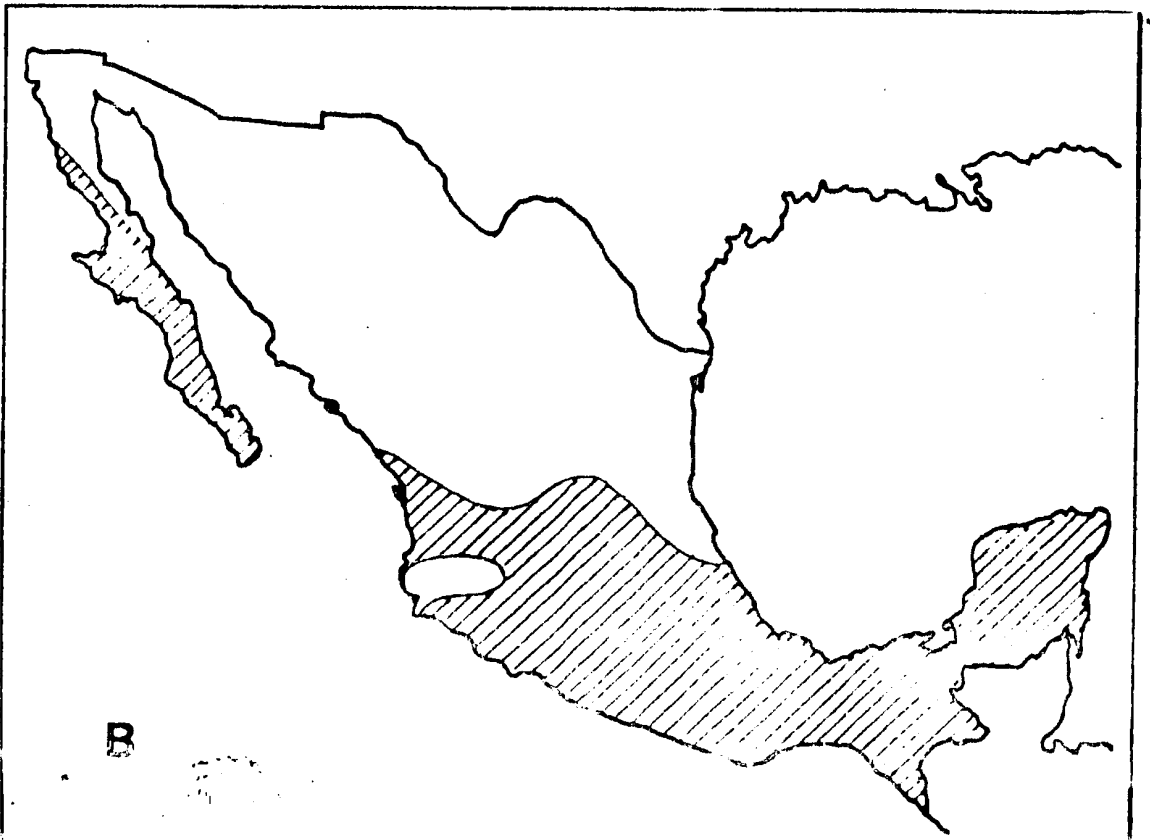


Fig. 9.- Campos de anomalías en temperatura en el mes de Julio. (///) Arriba de la normal. () Abajo de la normal. Observado (Fig. A), Predicho (Fig.B)



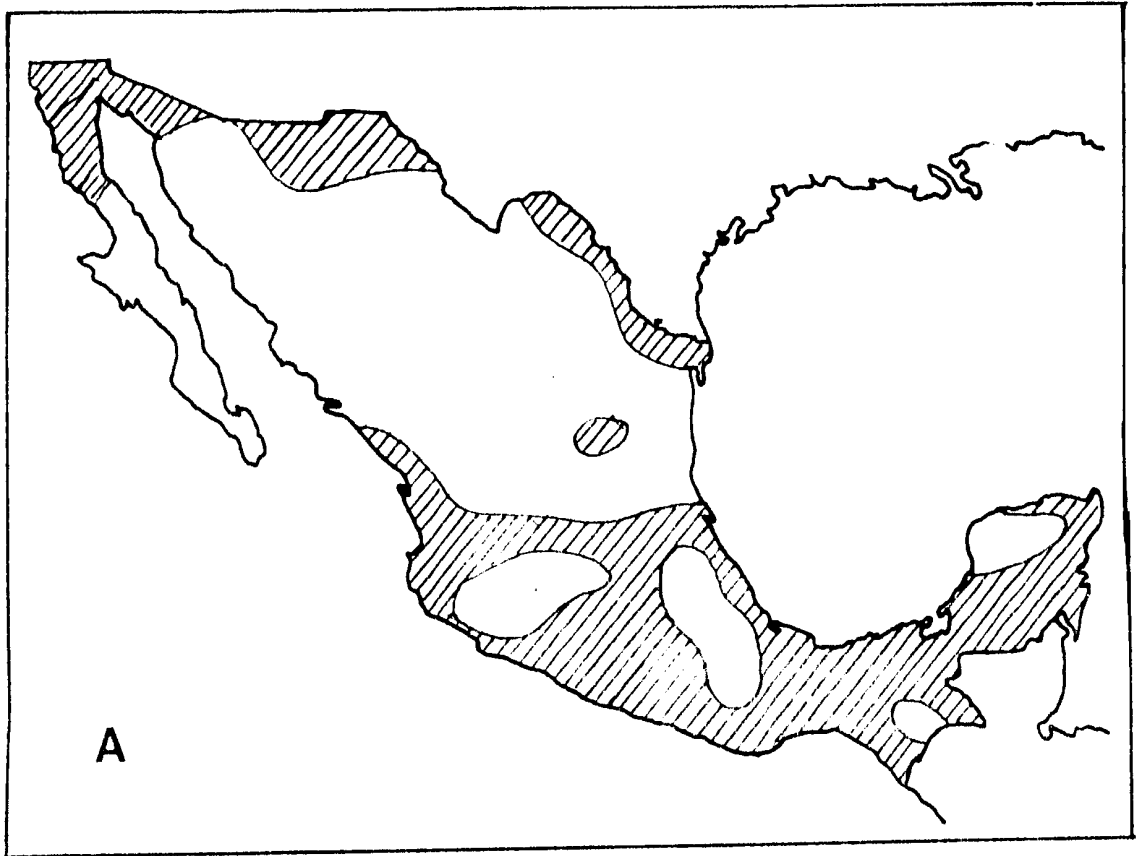


Fig.10.-Campos de anomalías de temperatura en el mes de Agosto, observado(A) y previsto (F).



Fig.11a.-Anomalías de temperaturas calculadas, incorporando únicamente

T_6

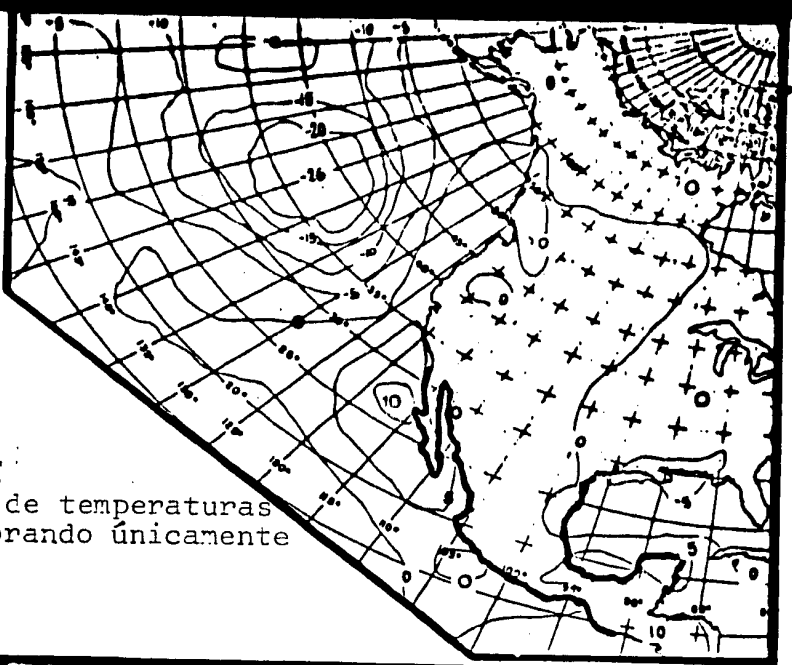


Fig.11b.-Anomalías de temperaturas calculadas, incorporando únicamente T_7

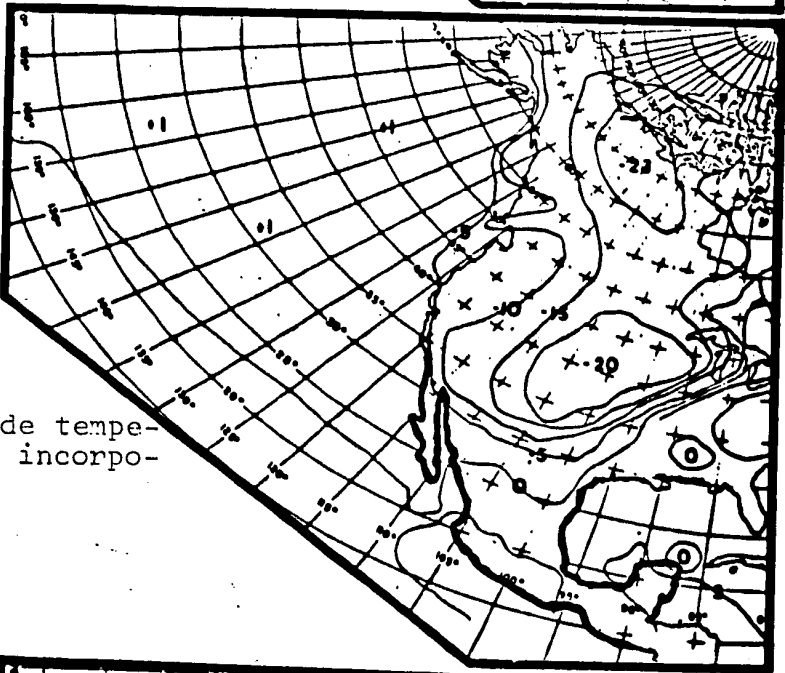
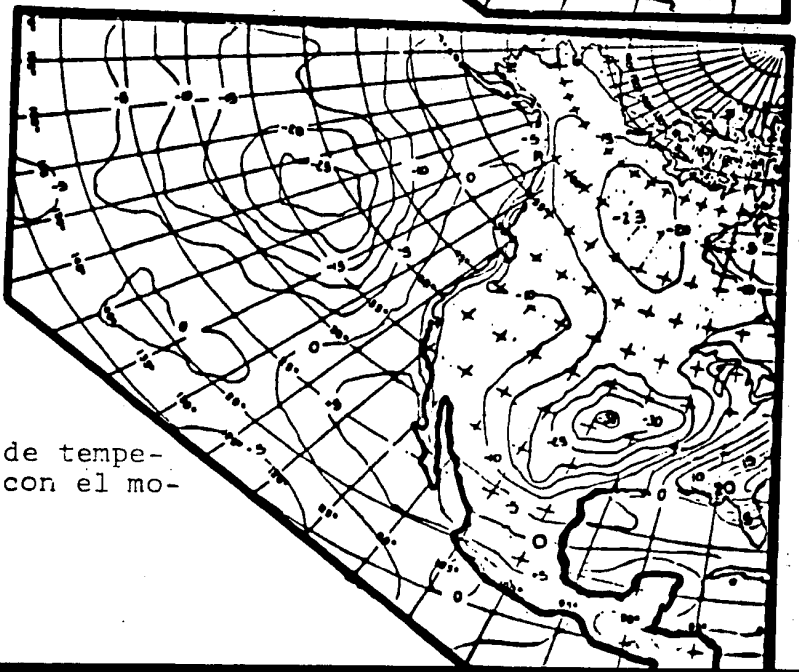


Fig.11c.-Anomalías de temperaturas calculadas con el modelo completo.



2. VERIFICACIONES

Con el objeto de evaluar la habilidad de predicción del modelo sobre el territorio de la República Mexicana a un mes de plazo, se llevaron a cabo verificaciones en los 31 puntos de la rejilla que cubren México.

El análisis de resultados, consiste únicamente en verificar la predicción del signo correcto de la anomalía al comparar los valores calculados por el modelo con los valores observados que reporta el Servicio Meteorológico Nacional.

Para la lectura de los valores de los campos reportados por el Servicio Meteorológico Nacional en los puntos predichos por el modelo, fue necesario transformar la rejilla de integración utilizada en el modelo ya que ambos resultados están reportados en proyecciones de distinto tipo. Como puede observarse en la figura 12, la República Mexicana está dibujada en una proyección estereográfica achatada para el caso del modelo y en una proyección de Mercator para el caso del Meteorológico.

Debido a la escala que se maneja y a las diferencias del tipo de proyecciones, resulta que el tratar de localizar los puntos de la rejilla en la proyección estereográfica sobre el mapa en proyección de Mercator, involucra un error de varios kilómetros sobre la localización del punto.

Este factor de error no tiene gran importancia en este caso ya que la verificación que se lleva a cabo, concierne únicamente al signo de la anomalía predicha, pero para próximos experimentos en donde se evalúe el valor de la anomalía predicha, será necesario unificar ambas proyecciones.

En la figura 13 se muestran comparativamente los puntos de la malla sobre el territorio nacional y la localización de las 52 estaciones del Servicio Meteorológico Nacional que reportaron los valores observados para los distintos campos en los distintos meses. Aunque puede verse que los puntos de la rejilla no están localizados exactamente sobre las estaciones meteorológicas, se trazaron isolíneas para dar mayor continuidad al mapa y así poder realizar un análisis objetivo; diferenciando las zonas donde la anomalía era positiva, de aquellas donde la anomalía era negativa.

Los resultados de la evaluación están resumidos en la tabla 2, que muestra el porcentaje de signos correctamente predichos por el modelo y por la persistencia, para los meses de julio y agosto.

En general, la persistencia es un buen método de pronóstico, ya que puede suponerse que las anomalías de la temperatura de superficie observadas en el mes anterior se mantendrán constantes, o al menos en este caso, no cambiarán de signo; puesto que la atmósfera tiene una gran inercia térmica.

La tercer columna de la tabla 2 se refiere a la diferencia entre el porcentaje de signos correctamente predichos por el modelo y por la persistencia. Puede verse que en ambos casos la habilidad de pronóstico del modelo mejora la de la persistencia; sin embargo, debe reconocerse que estos dos experimentos forman una muestra muy pequeña para poder hablar estadísticamente de una superioridad del modelo sobre la persistencia.

<u>Mes</u>	<u>Modelo</u>	<u>Persistencia</u>	<u>Diferencia</u>
Julio	71%	61%	10
Agosto	77%	48%	29

Tabla 2. Pocentaje de signos correctamente predichos para Julio y Agosto.

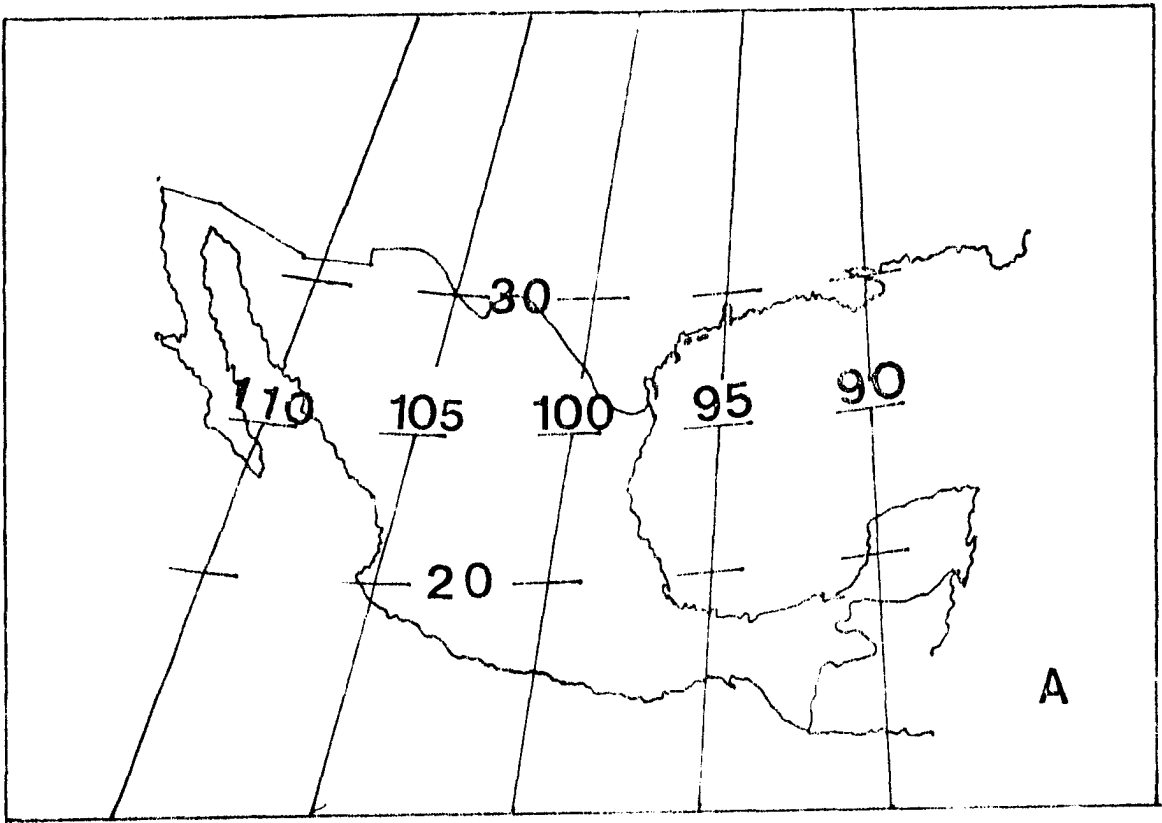
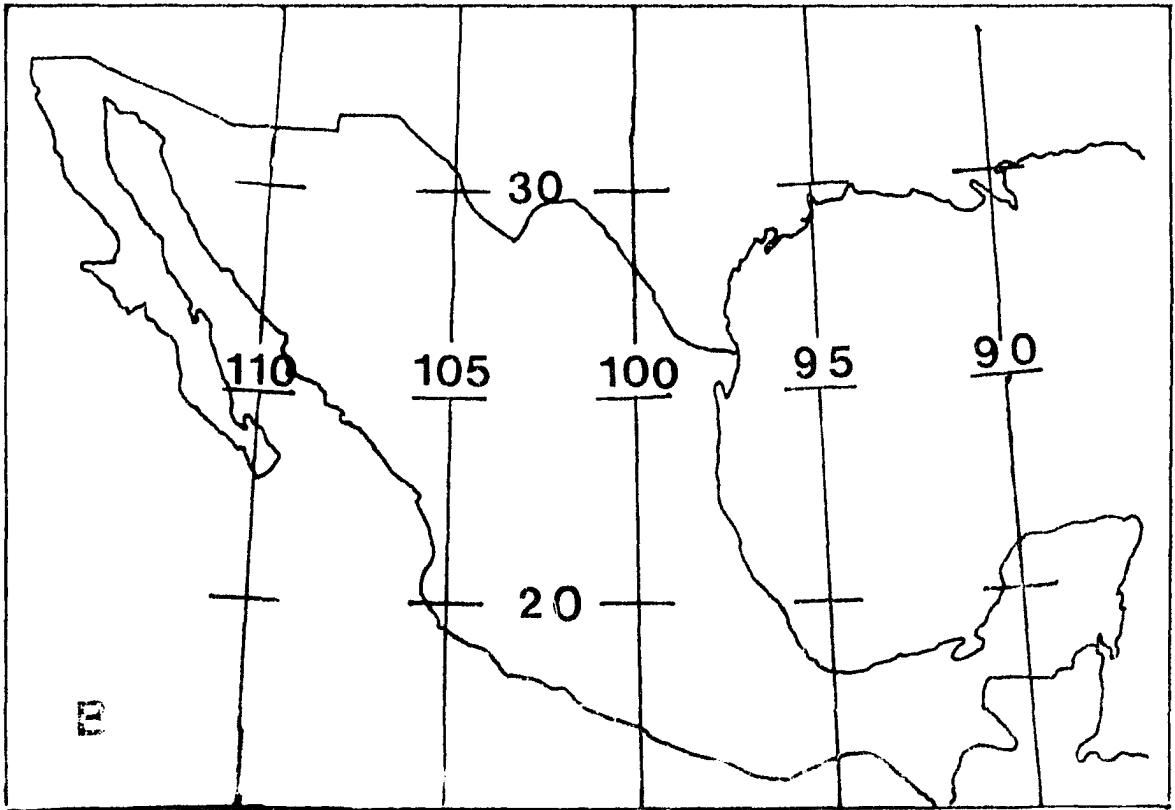


Fig.11.-Contorno de la República Mexicana en proyección estereográfica achatada (A) y en proyección Mercator (B).



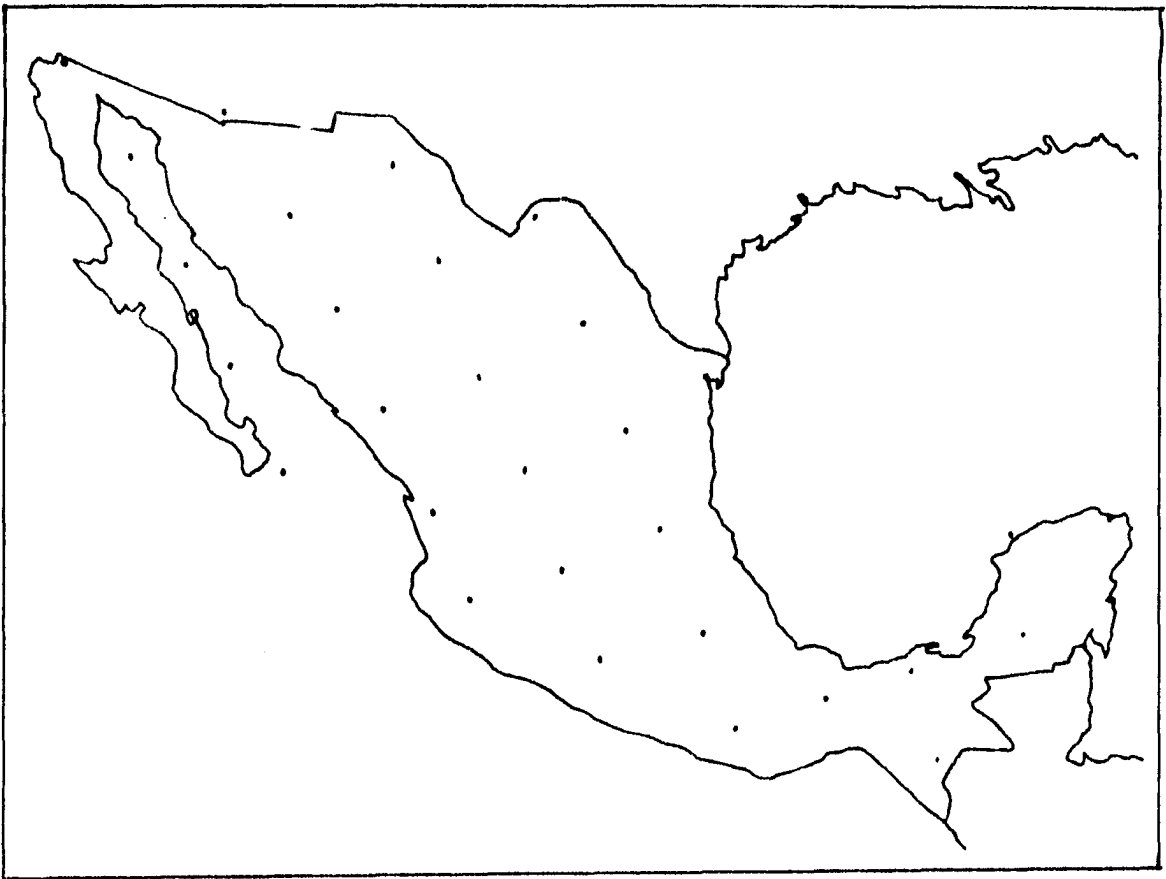


Fig.12.-Puntos de la redilla de interés en proyección Mercator

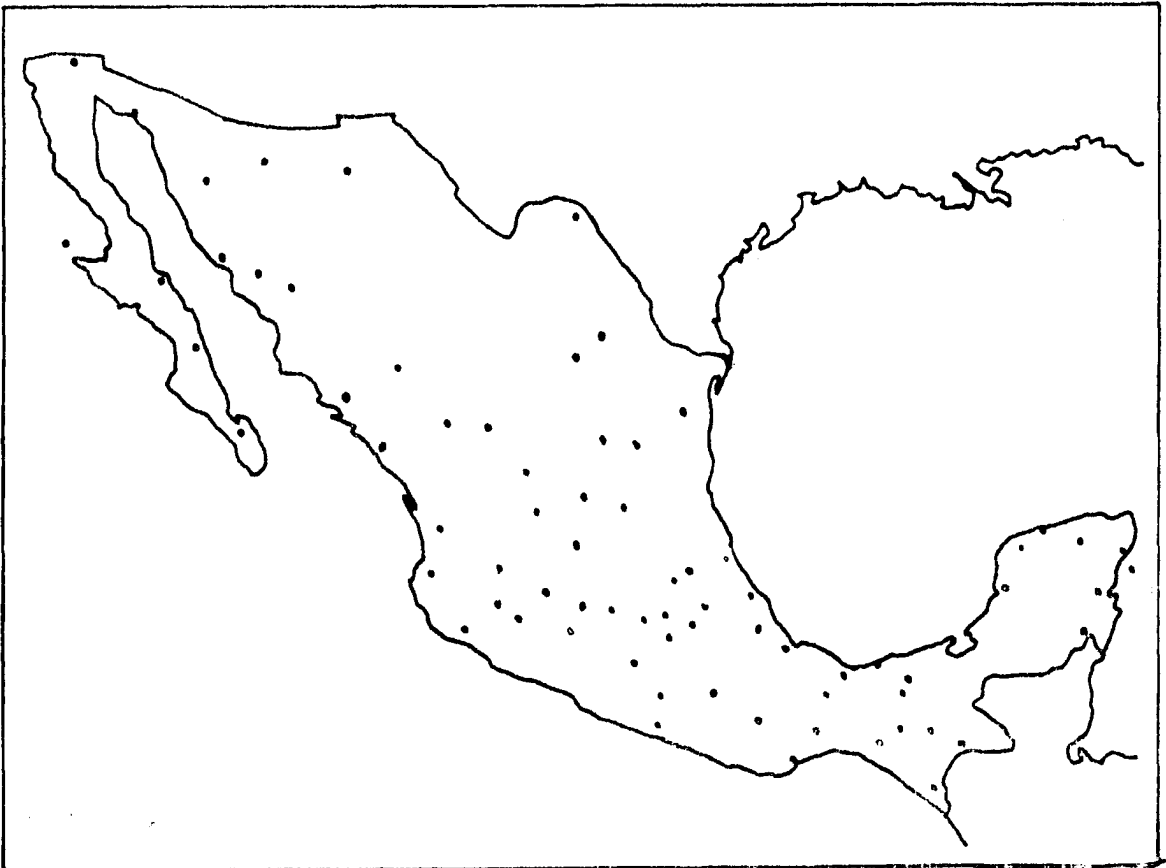


Fig.13.-Estaciones del Servicio Meteorológico Nacional

3. D I S C U S I O N

Como se ha mencionado anteriormente, este trabajo es sólo la primera prueba de un nuevo tipo de modelo que servirá para la predicción del clima a corto plazo sobre la República Mexicana. Aunque las predicciones de julio y agosto resultaron favorables, será necesario someterlo a más pruebas que nos den una mayor información de la confiabilidad de las predicciones. Con este fin, se completan actualmente los campos de datos necesarios para la predicción completa de 1983 y posteriormente de 1984; con estos 24 casos será posible evaluar al modelo en un contexto mayor.

Sin embargo, con la experiencia adquirida durante este trabajo es posible hacer algunas sugerencias para mejorar el modelo.

- 1) Un nuevo refinamiento de la malla de integración, con el fin de aumentar aún más, la resolución del modelo y obtener predicciones locales más acertadas.

En este caso no resulta necesario densificar toda la rejilla en el Hemisferio Norte, pues nuestro interés está reducido a la República Mexicana; se propone entonces, usar un proceso de mallas anidadas que por su construcción, no requiere de una gran cantidad de datos por campo inicial.

- 2) Llevar a cabo una revisión y modernización de los archivos de campos normales, ya que éstos son el resultado de un promedio de 30 años que no ha sido enriquecido en los últimos 10 años.

- 3) Establecer una comunicación permanente y actualizada con el Servicio Meteorológico Nacional y/o con el Observatorio de Lamont (Universidad de Columbia, N.Y.) a fin de contar con los datos necesarios (en los 1977 puntos de la actual rejilla de integración) para llevar a cabo predicciones climatológicas a tiempo real y poder evaluar la habilidad de predicción del modelo.

- 4) Incorporar al modelo, las ecuaciones necesarias que permitan pronosticar las anomalías de la precipitación; ya que ésta es una variable climatológica de gran interés para el hombre

B I B L I O G R A F I A

- Adem, J. 1962. "On the theory of the general circulation of the atmosphere.", *Tellus*, Vol. 14, N° 1, pp. 102-115
- Adem, J. 1963. "Preliminary computations on the maintenance and prediction of seasonal temperatures in the troposphere.", *Monthly Weather Review*, Vol. 91, N° 8, pp. 375-386
- Adem, J. 1964. "On the normal thermal state of the troposphere-ocean-continent system in the northern hemisphere.", *Geofísica Internacional*, Vol. 4, N° 1, pp. 3-32
- Adem, J. 1964 b. "On the physical basis for the numerical predictions of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean-continent system.", *Monthly Weather Review*, Vol. 92, N° 3, pp. 91-103.

- Adem, J. 1965c. "Experiments aiming at monthly and seasonal numerical weather prediction.", Monthly Weather Review, Vol. 93, N° 8, pp. 495-503.
- Adem, J. 1967. "Relations among wind, temperature, pressure and density, with particular reference to monthly averages.", Monthly Weather Review, Vol. 95, N° 8, pp. 531-539.
- Adem, J. 1970. "On the prediction of mean monthly ocean temperatures.", Tellus, Vol. 22, N° 4, pp. 410-430.
- Adem, J. 1970 b. "Incorporation of advection of heat by mean winds and by ocean currents in a thermodynamical model for long-range weather prediction.", Monthly Weather Review, Vol. 98, N° 10, pp. 776-786.
- Adem, J. y Donn, W. 1981. "Progress in monthly climate forecasting with a physical model.", Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 62, N° 12, pp. 1666-1675.

- Adem, J. 1982. "Simulation of the annual cycle of climate with a thermodynamic grid model.", *Geografía Internacional*, Vol. 21, N° 3, pp. 229-247.
- Budyko, M. I. 1956. "Teplovol balans zemnal poverkhnosti.", Hydrometeorological Publishing House, Leningrad, 254 pp. (Translated from the original Russian by N. A. Stepanova, U.S. Weather Bureau, 1958).
- Charney, J. G., Fjørtoft, R., von Neuman, J., 1951. "Numerical integration of the barotropic vorticity equation.", *Tellus*, Vol. 2, N° 4, pp. 237-254.
- Clapp, P. F., et al. 1965 "Parametrization of certain atmospheric heat sources and sinks for use in a numerical model for monthly and seasonal forecasting.", Unpublished study of Extended Forecast Division, U. S., Weather Bureau, Washington, D.C.

- London, J. 1957. "A study of the atmospheric heat balance.", Final Report on Contract AF19 (122) - 1965, New York University, 99 pp.
- Clapp, P. F. 1970 "Parametrization of macroscale transient heat transport for use in a mean-motion model of the general circulation.", Journal of Applied Meteorology, Vol. 9, pp. 554-563.
- Defant, A. 1921 "Die zirculation der atmosphäre in den gemässigten breiten der erde.", Geografiske Annaler, Vol. 3, pp. 209-266.
- Houghton, G. H. y
Johnson, J. C. 1954. "On the annual heat balance of the northern hemisphere.", Journal of Meteorology, Vol. 11, pp. 1-9.
- Jacobs, W. C. 1951 "Large-scale aspects of energy transformation over the oceans." Compendium of Meteorology, American Meteorological Society, pp. 1057-1070.
- Johnson, J. C. 1954 "Physical Meteorology.", M.I.T. Press and John Wiley & Sons, Inc. New York.

- Milankovitch, M. 1920. "Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire.", Gauthier-Villars et Cie, Editeurs, Paris.
- Miller, J. E. 1950. "Energy transformations functions.", Journal of Meteorology, Vol. 7, pp. 152-159.
- Miller, J. E. 1951. "Energy equations.", Compendium of Meteorology, American Meteorology Society, pp. 483-491.
- Posey, J. y
Clapp, P. F. 1964. "Global distribution of normal surface albedo.", Geofísica Internacional, Vol. 4, pp. 38-48.
- Simpson, G. C. 1928. "Further studies in terrestrial radiation.", Me. Roy. Meteorol. Soc., Vol. 3, N° 21, pp. 53-78.
- Thompson, P. D. 1961. "Numerical weather analysis and prediction.", The Macmillan Company, New York, 170 pp.