

14  
Lej.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**ESTIMACION DEL CAMBIO CLIMATICO POR  
DUPLICACION DEL CO<sub>2</sub> CON EL MODELO  
TERMODINAMICO DE ADEM.**

**TESIS**

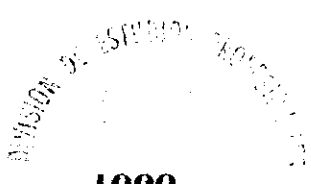
**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE**

**F I S I C O**

**PRESENTA**

**RUBEN RODRIGUEZ DE LEON**

**DIRECTOR DE TESIS: M. EN C. RENE GARDUÑO LOPEZ**



**1999**

201235

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

ENCUEN  
SECC  
E



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

PAGINACION

DISCONTINUA.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

SECRETARÍA DE EDUCACIÓN PÚBLICA

**MAT. MARGARITA ELVIRA CHÁVEZ CANO**  
**Jefa de la División de Estudios Profesionales de la**  
**Facultad de Ciencias**  
**Presente**

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis:

**"Estimación del cambio climático por duplicación del CO<sub>2</sub> con el modelo termodinámico de Adem"**

realizado por **RODRIGUEZ DE LEON RUBEN**

con número de cuenta **9150771-8**, pasante de la carrera de **Física**

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de tesis **M. en C. René Garduño López**  
 Propietario

*R. Garduño López*

Propietario **Dr. Julián Adem Chahín**

*Julián Adem Chahín*

Propietario **Dr. Gerardo Jorge Vázquez Fonseca**

*Gerardo Jorge Vázquez Fonseca*

Suplente **Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro**

*Víctor Manuel Mendoza Castro*

Suplente **M. en C. Augusto Cabrera Manuel**

*Augusto Cabrera Manuel*

*Patricia Goldstein Menache*

**Consejo Departamental de Física**  
**Dra. Patricia Goldstein Menache**  
**Coordinadora de Licenciatura**



## RECONOCIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México la oportunidad que me brindó, a través de la Facultad de Ciencias y del Centro de Ciencias de la Atmósfera, de estudiar gratuitamente en mi país, no sólo en el aspecto académico sino también en el humano. Por ello, reconozco sinceramente el apoyo de mis profesores y compañeros, en especial del Dr. Julián Ádem y del Maestro René Garduño quienes me brindaron apoyo y confianza durante el desarrollo de mi servicio social y mi tesis en el CCA.

Agradezco también al CONACYT y a Fundación UNAM la beca que me brindaron para realizar mi tesis. Asimismo al personal académico y administrativo del CCA, de la Facultad de Ciencias y de sus bibliotecas, a Jorge Zintzún por su ayuda la parte computacional, a la Maestra Bertha Oda, al Dr Víctor Mendoza, al Dr Gerardo Vázquez, al Maestro Augusto Cabrera, a la Dra Patricia Goldstein, a la Mat. Margarita Chávez, al Dr Juan Manuel Lozano, al Dr Marcos Ley Koo, al Dr Alipio Calles, al profesor José Marquina, al Lic. Arturo Méndez, al Fís Antonio González, a mis compañeros. David Esparza. Monica Sánchez, Francisco Ramos, Gabriel Siade, Mauricio Argote, Iván González, Max de Mendizabal, Antonio Vincent, Adriana Huerta, Dagoberto Hernández, Deborah Berebichez, a mis amigos, Juan Carlos Hurtado, Ileana Rodríguez, Carlos Zamudio, Ithel Sánchez, Lourdes Aranda, Oliver De León, Leonardo De León, Alejandro y Alicia Sandoval, Patricia Turner, Francoise Maurizi, Gino Galán, Verónica Villa, León Felipe, Beatriz Loria, Deyanira Mendoza, Mónica Canto, Jorge De León, Rosy Butterfield, Ninel Picoche, Rommy Hernández, Ana Ledezma, Salvador Tafolla, Raúl Martínez, y los que por modestia no son mencionados.

Y a mis padres, Rubén Rodríguez y Yaya De León.

# INDICE

## Introducción General

1. El Clima	
1.1 Introducción	1
1.2 El sistema climático	2
1.3 El sol	4
1.4 La interacción radiación-materia	6
1.5 Atmósfera y radiación	8
1.6 La atmósfera	12
1.7 El océano, el continente y la criosfera	14
1.8 La retroalimentación	16
1.9 El cambio climático	18
1.10 El bióxido de carbono	22
1.11 El calentamiento global	24
2 Modelación del clima	
2.1 Introducción	27
2.2 Insolación	29
2.3 La capa atmosférica	30
2.4 Parametrizaciones	33
2.5 Balance energético	35
3. El MTC	
3.1 Introducción	39
3.2 Radiación	41
3.3 Capa atmosférica	43
3.4 Balance energético	44
4. Calentamiento global	
4.1 Introducción	51
4.2 Parametrización del vapor de agua	52
4.3 Parámetros Climáticos	54
4.4 Retroalimentación	55
4.5 Método de solución	58
5. Resultados y conclusiones	
5.1 Introducción	63
5.2 Resultados	64
5.3 Conclusiones	76
Bibliografía	78

# Introducción General

El objetivo fundamental de esta tesis es estimar la sensibilidad del sistema climático ante la modificación de la composición atmosférica ocasionada por la actividad humana a partir de la revolución industrial, haciendo hincapié en los principales fenómenos de retroalimentación involucrados en el cambio climático global.

Se presentan los mapas de anomalías de temperatura y precipitación en el hemisferio norte estimadas con el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) de Adem.

Este trabajo se divide en 5 capítulos, en el primero se presentan los elementos fundamentales del sistema climático, el segundo muestra la manera en que se modelan sus componentes. Las referencias principales de los ambos capítulos son el texto de Dennis L. Hartmann, *Global Physical Climatology* presentado por Academic Press en su colección *International Geophysics Series*, y el reporte del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 1995) presentado por el Grupo I correspondiente a *La Ciencia del Cambio Climático*, editado por J.T. Houghton *et al.*

En los capítulos 3, 4 y 5 se presentan, respectivamente, las bases del MTC, su aplicación al cambio climático, y sus resultados. Sus referencias principales son el artículo *Feedback effects of atmospheric CO<sub>2</sub>-induced warming*, Julián Adem and René Garduño presentado en la revista *Geofísica Internacional* (1998), Vol. 37, Num. 2, pp. 55-70 y *Review of the development and applications of the Adem thermodynamic climate model* de Julián Adem, presentado en la revista *Climate Dynamics* 1991 5: 145-160, de Springer-Verlag.

# Capítulo 1

## El Clima

*Mientras más cambia, más permanece la misma cosa.*

Refrán francés.

### 1.1 Introducción

El clima es el conjunto de condiciones meteorológicas prevalecientes en una región de la tierra. La observación de esta persistencia a lo largo de su historia hace plausibles los esfuerzos por describir, explicar y pronosticar su comportamiento. Aunque el clima no se presenta como algo constante, su cambio forma parte de su regularidad. Este enfoque nos permite especificar una *condición normal* de las variables climáticas, definida como su promedio a lo largo de varios años, según la Organización Mundial de Meteorología, 30, y que llamamos también media climatológica. Las desviaciones entre los valores particulares de dichas variables, con respecto a la condición normal se llaman *anomalías*.

Aunque este tratamiento estadístico cumple con las necesidades descriptivas, la explicación y el pronóstico requieren técnicas más refinadas. Comencemos con decir que los fenómenos directores del clima son eminentemente físicos, y es por esto que su estudio ha presentado un avance sin precedente a partir de la utilización de las leyes de la



física. Más aún, el desarrollo de estas etapas del estudio del clima sería imposible sin los modelos físico-matemáticos en lo que llamamos *climatología física*, o simplemente *física del clima*.

A lo largo de este capítulo se presentan las principales características del estado actual del clima y de su modificación causada por la actividad humana, los datos correspondientes se citan de forma aproximada y con sus valores *típicos*, es decir, promediados globalmente y a lo largo del año. La escala temporal del cambio climático es del orden de unos 100 años, ya que en ese lapso se estima que el contenido del bióxido de carbono atmosférico se duplique por las emisiones antropógenas, es decir, aquellas ocasionadas directa o indirectamente por la actividad humana. Se enfatizan los procesos radiativos como directores del cambio climático.

## **1.2 El sistema climático**

El sistema climático consiste en el conjunto formado por la atmósfera, la capa externa del globo terrestre conocida como *litosfera*, los cuerpos de agua en el subsuelo y la superficie, llamados *hidrosfera*, la cubierta de hielo y nieve sobre ambos, llamada *criosfera*, el conjunto de los seres vivos o *biosfera*, y sus interacciones. Su análisis exige tomar sólo los componentes y las interacciones fundamentales de su comportamiento. De la atmósfera, nos ocupamos sólo de la capa más baja, la *troposfera*, pues es ahí donde se presenta el clima, debido a que concentra casi la totalidad del agua atmosférica incluyendo a las nubes. Su espesor varía de los 10 km, en las latitudes bajas, a los 16 km,

cerca de los polos. La superficie terrestre, por su parte, presenta tres componentes importantes para el clima, el continente, el océano y la *criosfera*, formada por los casquetes polares y montañosos.

La radiación solar representa la fuente primordial de energía del sistema climático. Su incidencia en el límite superior de la atmósfera depende de la latitud, la época del año, y la hora del día, ya que la cantidad y distribución de esta energía se rige por los parámetros orbitales de nuestro planeta. El parámetro más notorio es el período de rotación, que determina la duración media del día y la noche, sin embargo la escala temporal en la que este parámetro presenta modificaciones significativas excede por mucho nuestra escala de interés.

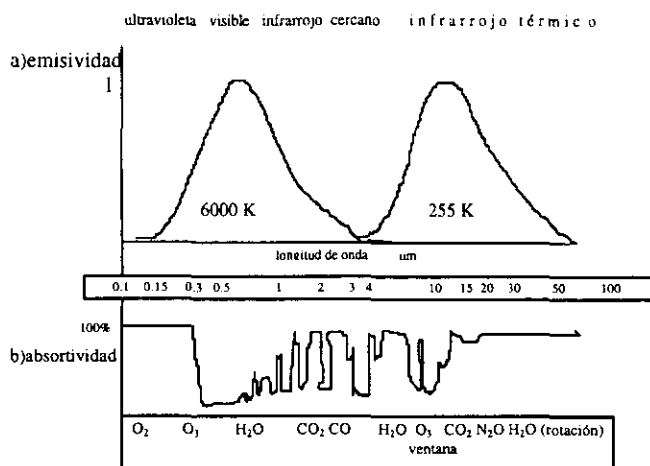
La *excentricidad*, por su parte, representa cuánto dista la órbita del planeta de ser una trayectoria circular, determinando así la variación cíclica de la distancia al sol, influyendo el ciclo de insolación de la tierra. La excentricidad tampoco se modifica significativamente en nuestra escala de interés.

Más importante en el ciclo anual climático, es la *oblicuidad*, que se define como el ángulo entre el eje de rotación de la tierra y la normal al plano de su órbita alrededor del sol. La insolación estacional en cada latitud depende de la oblicuidad, la cual varía también en una escala temporal que rebasa nuestro interés, dentro un rango observado de 22.0 a 24.5°. Actualmente presenta un valor de 23.45°.

## 1.3 El sol

Por mucho tiempo se creyó que la irradiancia del sol era constante. Es por ello que llamamos *constante solar* al flujo de energía que es recibido, en una unidad de tiempo, en una superficie unitaria perpendicular a los rayos solares, a la distancia promedio sol-tierra. Su valor se mide en el tope de la atmósfera y es igual a  $1367 \text{ Wm}^{-2}$ . Para obtener un valor representativo de todo el globo hay que tomar en cuenta sus parámetros orbitales, incluyendo la forma del planeta y su rotación. Se debe considerar que la energía interceptada por el planeta, pensado como la cara de un disco de frente al sol, se distribuye en todo el globo; tal relación entre la superficie de una esfera y un disco del mismo radio implica tomar como valor típico sólo la cuarta parte de la *constante solar*. Llamaremos *insolación* a este valor, el cual corresponde a  $342 \text{ Wm}^{-2}$ .

La mayor parte de la energía radiante emitida por el sol está comprendida entre las longitudes de onda de  $0.1$  a  $4\mu\text{m}$ , y consiste en radiación ultravioleta, visible, e infrarroja cercana, como se observa en la gráfica 1a. Noventa y nueve por ciento de la emisión solar pertenece al visible ( $0.4 - 0.75\mu\text{m}$ ) y al infrarrojo cercano ( $0.75 - 5\mu\text{m}$ ), mientras que la radiación ultravioleta sólo participa con 1% del total.



Gráfica 1 a) Espectro de emisión de cuerpo negro normalizado para el sol (6000K) y la tierra (255K) como función de la longitud de onda. b) Porcentaje de radiación absorbida al cruzar de la superficie al tope de la atmósfera como función de la longitud de onda. (Se muestran las principales bandas de absorción y los gases que las generan).

La distribución espectral de la energía emitida por la materia, en equilibrio termodinámico, depende únicamente de su temperatura si toda la radiación incidente es absorbida. La radiación emitida en tales condiciones se conoce como radiación de cuerpo negro. El espectro de la emisión de cuerpo negro representada por la curva de Planck se utiliza como aproximación en la gráfica 1a) para la radiación emitida por el sol y por la tierra. El total de energía emitida por un cuerpo negro es el área bajo la curva de Planck y es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura del emisor, esta relación se conoce como la ley de Stefan-Boltzman.

Para mantener el balance energético del sistema climático, es necesario que la radiación absorbida por el planeta sea emitida de regreso al espacio. Si calculamos la energía recibida por la tierra y obtenemos su temperatura de emisión con ayuda de la ley de Stefan-Boltzman, encontramos que la temperatura de equilibrio energético es de unos 255K, por lo que la distribución de radiación queda comprendida casi totalmente entre 4 y 100 μm, correspondiente al infrarrojo térmico y presentando su máximo alrededor de

los 10  $\mu\text{m}$ ; mientras que para temperaturas como la de la fotosfera solar ( $\sim 6000\text{K}$ ), la emisión tiene su máximo alrededor de los 0.6  $\mu\text{m}$ . La emisión energética de ambos astros se hace despreciable cerca de los 4  $\mu\text{m}$ , por lo que las frecuencias a las que emiten son prácticamente ajenas y podemos considerarlas como entidades separadas. En climatología es frecuente llamar *radiación de onda corta* a la solar y *radiación de onda larga* a la terrestre.

## 1.4 La interacción radiación-materia

Cuando la radiación se encuentra con la materia, ya sea un gas, un líquido o un sólido, existen 3 posibles tipos de interacción, los cuales dependen de la frecuencia de la radiación y de las propiedades físicas de la materia. La radiación puede atravesar sin ser modificada, en tal caso hablamos de transmisión; o puede cambiar de dirección sin cambiar su contenido energético, entonces se trata de dispersión; o bien puede ser absorbida transfiriendo su energía al objeto, llamamos absorción a ese caso. La energía radiante transferida a una molécula puede ser almacenada en forma vibracional, rotacional, electrónica o traslacional.

Una molécula de la atmósfera puede absorber un fotón sólo si la energía de éste corresponde con la diferencia entre dos estados energéticos cuánticos permitidos de la molécula. Así las transiciones permitidas en la atmósfera determinan las frecuencias de la radiación que serán absorbidas, y por ende emitidas, eficientemente. Si ninguna transición corresponde con la energía del fotón, éste atravesará la atmósfera sin ser absorbido.

De las formas de absorción y almacenamiento de energía por una molécula, la más importante es la vibracional, la cual consiste en pequeños desplazamientos alrededor de su posición de equilibrio. Estas transiciones requieren un fotón con una longitud de onda menor a  $20\ \mu\text{m}$ . En el caso de longitudes mayores, la radiación provoca que las moléculas roten, siempre y cuando estas presenten una estructura eléctrica asimétrica que permita la interacción.

Las moléculas lineales simétricas, como es el caso del  $\text{CO}_2$ , no poseen momentos dipolares permanentes, debido a que la molécula se ve igual desde ambos extremos. Por esta razón no presenta transiciones rotacionales puras. Sin embargo, durante sus transiciones vibracionales, la molécula de  $\text{CO}_2$  presenta momentos dipolares temporales de tal forma que las transiciones vibracionales pueden acompañarse de transiciones rotacionales. La combinación de ambos tipos de transición permite que la molécula absorba y emita fotones en un gran número de frecuencias muy cercanas, formando una banda de absorción.

Cuando la molécula de  $\text{CO}_2$  se dobla, produce una fuerte banda de absorción de vibración-rotación cerca de los  $15\ \mu\text{m}$ . Esta característica en su absorción posee una gran relevancia debido a que coincide con la región de máxima emisión del espectro de la tierra.

La molécula de agua es un buen absorbente de la radiación terrestre debido a que se trata de una molécula triatómica doblada. Este doblamiento le confiere un momento dipolar permanente y por lo tanto, genera bandas de rotación pura además de bandas de vibración-rotación.

El vapor de agua presenta una banda de vibración-rotación muy importante cerca de los  $6.3\mu\text{m}$  y una banda muy amplia de líneas rotacionales puras que absorbe la emisión terrestre a partir de los  $12\mu\text{m}$ . Entre estas dos bandas su es relativamente débil; esta región se conoce como *ventana atmosférica*, ya que en este rango de frecuencias la radiación de onda larga puede atravesar la atmósfera con más libertad. En medio de la ventana atmosférica se encuentra una banda de ozono centrada en los  $9.6\mu\text{m}$ .

## 1.5 Atmósfera y radiación

Una parte de la insolación que llega al planeta, es reflejada sin modificación, es decir, regresa al espacio aún como radiación de onda corta. El porcentaje de la radiación devuelta, con respecto al total incidente, se llama albedo y tiene un *valor típico* de 30%; el resto de la insolación es absorbido por la atmósfera, por las nubes y por la superficie del planeta.

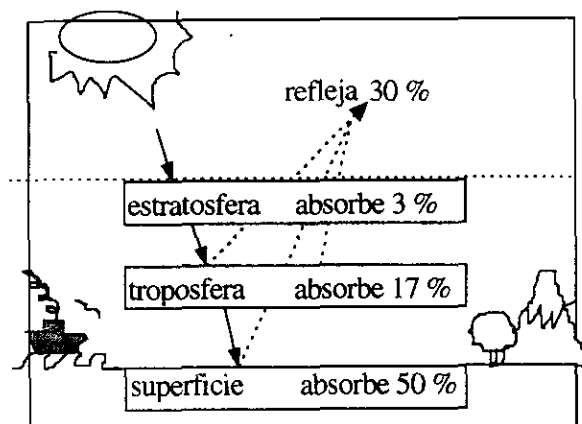


Fig 1 Diagrama de flujo de radiación de onda corta para la tierra y su atmósfera. Las unidades están en porcentajes de la insolación típica.

Sólo 50% de la insolación se absorbe en la superficie terrestre, y 20% queda atrapado en la atmósfera y en las nubes. En la figura 1 se muestran estos porcentajes con respecto al total de la insolación, es decir que el 100% corresponde a  $342\text{ Wm}^{-2}$ .

En la troposfera la temperatura disminuye linealmente con la altura, es decir que su *gradiente térmico* es prácticamente constante y negativo. Esta condición cambia a unos 10 km de altura en una región que conocemos como *tropopausa* y que divide a la *troposfera* de la *estratosfera*. En esta última el gradiente térmico es positivo, y los fenómenos que en ella se presentan no corresponden con los ciclos climáticos. La estratosfera es responsable de la absorción del 3% de la radiación solar debido primordialmente a la presencia de ozono ( $O_3$ ) y oxígeno molecular ( $O_2$ ), que contribuyen con 2.5%, el vapor de agua ( $H_2O$ ) y el bióxido de carbono ( $CO_2$ ) presentes en ella aportan el otro 0.5%.

La troposfera, al ser mucho más densa y conteniendo casi toda el agua atmosférica, retiene 17% de la radiación de onda corta. Solo, el vapor de agua presente en la troposfera es responsable del 13% de la absorción de la insolación, mientras que las nubes, que contienen agua en sus fases líquida y sólida, únicamente absorben el 3%, siendo buenos reflectores de la luz. El  $CO_2$ , el ozono y el oxígeno contribuyen con el 1% restante.

Así pues, el mayor responsable de la absorción de radiación de onda corta en la atmósfera es el agua en su fase de vapor, seguida por el agua contenida en las nubes y por último el ozono, el oxígeno molecular y el  $CO_2$ .

Después de que el 50% de la insolación alcanza la superficie de la tierra, existen procesos radiativos y no radiativos a través de los cuales esta energía se transfiere a la atmósfera. Cuando la energía de la superficie se utiliza en evaporar el agua que en ella se encuentra, tenemos una pérdida de energía por calor latente. Cuando la energía se transfiere por el simple contacto entre la superficie del planeta y el aire, tenemos una pérdida por calor sensible. Un 29% de la insolación se invierte en estos dos modos de



transferencia no radiativa de energía. El otro 21% se emite hacia la atmósfera pero en forma de radiación de onda larga.

En la figura 2 se muestra el flujo de radiación de onda corta en tres columnas que se refieren a la emisión de onda larga a partir de la troposfera, la superficie y la estratosfera. Obsérvese que la troposfera concentra 149% de la insolación gracias a la suma de las aportaciones radiativas y no radiativas: 17% en onda corta (fig. 1); 98% proveniente de la superficie más 5% de la estratosfera aportan 103% en onda larga, la liberación del calor latente de la superficie genera 24%, y la transferencia de calor sensible, también de la superficie es responsable de un 5%.

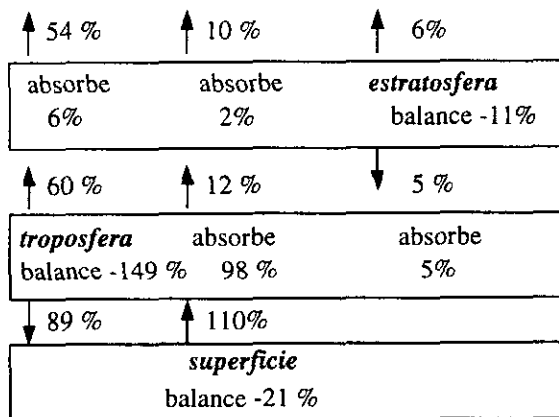


fig 2 Diagrama de flujo de radiación de onda larga para la Tierra y su Atmósfera. Las unidades están en porcentajes de la insolación típica.

La troposfera reemite 89% hacia la superficie y 60% hacia la estratosfera y el espacio. Dado que la recibe un 89% proveniente de la troposfera y un 21%, gracias al efecto de la atmósfera más del 100% de la insolación; del 110% que recibe y radia en onda larga, sólo 10% logra cruzar la atmósfera de vuelta al

exterior, a diferencia del más del 50% que logra cruzar en el caso de la radiación de onda corta, reflejando la gran interacción de la atmósfera con la radiación terrestre, mucho mayor que la que presenta con la radiación solar.

Esta diferente interacción radiativa de la provoca que la temperatura de la superficie terrestre sea mayor que la temperatura de emisión del planeta como cuerpo negro. Este fenómeno se conoce como *efecto invernadero* natural, y los gases activos que lo producen

se llaman *gases de invernadero*.

El vapor de agua suele ser responsable del 60 ó 70% del efecto invernadero natural con cielo despejado, sin embargo la humedad de la atmósfera es sumamente variable. En cambio, los demás gases de invernadero presentan una distribución homogénea en la atmósfera, el CO<sub>2</sub>, el metano, el ozono, el óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), y los clorofluorocarburos (CFCs), en orden de importancia. Dado que la atmósfera se compone en un 99% de oxígeno y nitrógeno, que presentan poca interacción radiativa, la absorción de radiación de onda larga depende del contenido minoritario de los gases de invernadero.

En la troposfera se encuentran las nubes, que también presentan un efecto de cubierta para la radiación terrestre y se comportan prácticamente como cuerpos negros en ese intervalo, es decir, se comportan como absorbentes ideales en la región de onda larga, y su emisión depende únicamente de su temperatura, que a su vez depende de la altitud. En el caso de la radiación de onda corta, las nubes, por el contrario, son excelentes reflectores de la radiación solar, contribuyendo al enfriamiento de la superficie terrestre. Estos dos efectos son opuestos y aunque dependen de características físicas y geográficas, en la escala global prácticamente se cancelan.

Los *aerosoles* juegan también un importante papel en el flujo de radiación en la atmósfera, entendidos como partículas líquidas o sólidas suspendidas en el aire, que incluirían a las nubes, sin embargo, debido a su importancia propia, las excluimos de este concepto. Los aerosoles atmosféricos afectan la transmisión de ambas radiaciones, solar y terrestre. El principal efecto directo de los aerosoles es reflejar la radiación solar de regreso al espacio, tendiendo a enfriar la superficie terrestre. Por el contrario, algunos aerosoles pueden absorber radiación, provocando un calentamiento atmosférico local. Un

tercer efecto de los aerosoles en el intercambio radiativo de la atmósfera, se debe a que muchos de ellos actúan como núcleos de condensación de agua, y al formarse la nube ésta modifica las propiedades radiativas locales, este efecto de los aerosoles se llama indirecto.

Algunos aerosoles aparecen naturalmente en la atmósfera cuando son levantados por los vientos en las regiones desérticas, o como resultado de una erupción volcánica.

## 1.6 La atmósfera

El calentamiento desigual del área superficial de la tierra genera un gradiente latitudinal de temperatura y un sistema global de transporte atmosférico conocido como *circulación general*, el cual responde a los gradientes de humedad y temperatura a la vez que los determina por medio del transporte de energía y humedad, proveyendo la más rápida comunicación entre las regiones geográficas en el sistema climático.

En cuanto al calentamiento atmosférico por efectos no radiativos, encontramos que la transferencia de calor sensible es relativamente pequeña en comparación con la contribución por la liberación de calor latente durante la condensación del vapor de agua.

Al describir la circulación atmosférica, es conveniente considerar el promedio longitudinal conocido como viento zonal. Se utiliza por convención la dirección este ya que es esta la dirección prevaleciente en casi toda la troposfera, presentando un máximo con velocidades superiores a los 30 m/s cerca de los 30° de latitud a unos 12 km de altitud en lo que conocemos como jet.

Las componentes meridional y vertical del viento son mucho más débiles, de sólo 1 m/s en la componente meridional y de unos cm/s en la componente vertical. Sin embargo existe transporte meridional de momento, calor y humedad a través de los *ciclones* y *anticiclones* que no aparece en el promedio zonal aunque sí afectan al clima. La circulación meridional media se compone de las velocidades verticales y meridionales promediadas zonalmente.

La *capa límite* atmosférica es la parte más baja de la troposfera, donde los vientos, la temperatura y la humedad son fuertemente influidos por la superficie. La velocidad del viento disminuye desde su valor en la atmósfera libre hasta casi anularse en la superficie. Los flujos de calor sensible y latente desde la superficie se producen por los movimientos turbulentos en la capa límite. La turbulencia se caracteriza por las rápidas fluctuaciones caóticas de la velocidad del viento, propiciando flujos verticales de masa, momento y energía debido a las diferentes propiedades de las parcelas ascendentes y descendentes.

Los flujos de momento, calor y humedad por los movimientos turbulentos de pequeña escala en la capa límite comunican su comportamiento al resto de la atmósfera y determinan fuertemente el comportamiento climático. Una característica de la capa límite es su pronta respuesta a los cambios en las condiciones de la superficie. Los movimientos turbulentos pueden ser mecánicos o térmicos. La turbulencia mecánica se genera por la conversión de vientos medios en movimientos turbulentos y es mayor cuando el viento medio en la atmósfera baja es fuerte. La turbulencia *convectiva* se genera cuando las parcelas de aire caliente cercanas a la superficie son aceleradas hacia arriba por su diferencia en densidad.

## 1.7 El océano, el continente y la criosfera

El océano ocupa 71% de la superficie terrestre con una profundidad promedio de 3729m, su volumen y calor específico lo convierten en una inmensa reserva de energía que se libera en escalas de tiempo que pueden ir de una estación hasta siglos, ya que el calentamiento del agua en los trópicos mantiene marcadas diferencias horizontales de densidad que sólo se suavizan en las latitudes altas. Esto mantiene una estratificación que deja aislada la capa superficial de las capas inferiores. Este aislamiento se reduce en las latitudes altas donde la densidad es más parecida a la del océano profundo por lo que es en esas reducidas zonas donde se establece un intercambio, gracias a lentos movimientos descendentes que posteriormente se dirigen hacia el ecuador en el océano profundo, generando una circulación oceánica de gran escala.

El océano posee características físicas que le confieren gran relevancia como director del clima, posee un albedo bajo, una alta capacidad calorífica, y es un fluido. Su bajo albedo le permite absorber la mitad de la energía de onda corta que entra al sistema climático, que posteriormente se transfiere a la atmósfera principalmente como calor latente al evaporarse el agua de su superficie. Su gran capacidad calorífica le permite almacenar energía que reduce las diferencias de temperatura durante el ciclo estacional al guardar calor en el verano y liberarlo en el invierno. Dado que se trata de un fluido presenta *movimiento advectivo*, es decir transporte horizontal de energía por sus

corrientes. El transporte vertical de energía también contribuye en la determinación regional del clima.

Además de sus efectos físicos sobre el sistema climático, el océano global establece un intercambio químico con la atmósfera, influyendo la concentración de los compuestos atmosféricos minoritarios que contienen oxígeno, carbono, azufre y nitrógeno, es decir con la mayoría de los gases de invernadero.

La atmósfera presenta una gran interacción con la superficie del océano al intercambiar calor, momento y humedad. El almacenamiento y liberación de calor del océano en escalas temporales menores a un año, se reducen a la *capa de mezcla*, la que consiste en las primeras decenas de metros, donde la temperatura es prácticamente uniforme gracias a la vigorosa agitación mecánica de los vientos, las olas, las mareas, y el movimiento vertical producido por las diferencias de densidad y temperatura en el agua. Cuando estas diferencias se deben a la temperatura se produce un transporte vertical de energía y de masa conocido como *convección*.

Debajo de la capa de mezcla la temperatura decrece rápidamente con la profundidad en una capa que llamamos *termoclina*, presentando una temperatura típica de 5 °C en su base; bajo la termoclina la temperatura sigue disminuyendo lentamente hasta alcanzar unos 2 °C en la región más profunda del océano.

La superficie continental juega un papel mucho menos importante que la atmósfera o el océano como director del clima ya que su capacidad para almacenar energía es muy baja y sólo una delgada capa interviene en los intercambios con el resto del sistema climático.

El albedo del continente es muy variable, y depende fuertemente de la vegetación, suele ser mucho mayor que el del océano, donde depende principalmente del ángulo de incidencia de los rayos solares. La capa de hielo y de nieve sobre ambos produce un aumento muy importante en su albedo.

La mayor parte del agua congelada sobre la tierra se encuentra concentrada en los casquetes polares. Para fines climáticos, no es tan importante la masa o la profundidad de la criosfera, sino la superficie que cubre, ya que el hielo y la nieve son reflectores de la radiación solar más efectivos que la capa subyacente, por lo que el balance energético de la superficie se modifica sustancialmente al incorporarse esta capa. Un valor típico del albedo del océano en las latitudes altas es de sólo 10%, mientras que si se encuentra cubierto por hielo y nieve, este valor es de 60%.

## 1.8 La retroalimentación

En el estudio del cambio climático es importante separar el *forzamiento* inicial de sus efectos posteriores. La relación entre la magnitud de un *forzamiento* y la de su respuesta define lo que llamamos *sensibilidad* climática. Un proceso que modifique la *sensibilidad* climática se conoce como mecanismo de retroalimentación, y el componente del sistema climático involucrado se llama *retroalimentador*. Podemos determinar el signo de la retroalimentación, siendo negativo cuando reduce la magnitud de la respuesta y positivo si la incrementa. Los principales fenómenos de retroalimentación se relacionan con el agua en sus tres fases.

La circulación del agua a través del océano, la atmósfera y el continente se conoce como *ciclo hidrológico*. En la atmósfera, en su fase gaseosa, el agua es la responsable más importante no sólo absorción de radiación solar sino también de la terrestre, generando más de la mitad del efecto invernadero natural. En las nubes, en su fase líquida o sólida, el agua contribuye con un 30% de la opacidad a la radiación térmica y con cerca de la mitad de la reflectividad de la radiación solar del planeta. Y en su fase sólida, en la criosfera, modifica sustancialmente el albedo de la superficie que cubre. Además el agua altera el albedo superficial del planeta al humedecer los suelos y al propiciar el crecimiento de la cubierta vegetal sobre la superficie continental, modificando su reflectividad

Los procesos energéticos no radiativos relacionados con los cambios de fase del agua son también de gran importancia. La evaporación del agua de la superficie terrestre genera cerca de la mitad de su enfriamiento. El vapor de agua sube por la atmósfera y eventualmente se condensa y precipita, la energía liberada durante su condensación promueve la *circulación atmosférica*.

Uno de los fenómenos de retroalimentación positiva más importantes se basa en la dependencia de la *presión de saturación* del vapor de agua con la temperatura. Al alterarse la temperatura, la cantidad de vapor de agua que satura el aire se modifica mientras que la *humedad relativa* tiende a conservarse. Dado que el vapor de agua es el principal gas de invernadero natural, al aumentar su contenido en la atmósfera se incrementa el efecto invernadero, con lo cual la temperatura se eleva aún más, constituyéndose como un retroalimentador positivo.



El agua de las nubes presenta también importantes efectos de retroalimentación. La presencia de la cubierta típica de nubes duplica el albedo de la tierra de 15 a 30%, a la vez que reduce ligeramente la emisión de onda larga al espacio. Así, aunque un aumento de temperatura suele decrementar la extensión de la capa nubosa, no es claro el signo de la retroalimentación por nubes.

En el caso de la criosfera encontramos también un importante retroalimentador. Ya que uno de los factores necesarios para su formación es el descenso de la temperatura por debajo del punto de congelación, una vez formada una extensa capa de hielo o nieve, el albedo de la superficie se incrementa, absorbiéndose menos radiación y provocando un descenso mayor de la temperatura, representando un retroalimentador positivo.

## **1.9 El cambio climático**

El clima presenta modificaciones en varias escalas de tiempo, si el origen de tales modificaciones es natural hablamos de variabilidad climática, la cual ha sido suficientemente benigna para la conservación de la vida en el planeta desde hace 3 500 millones de años en que ésta hizo su aparición. Entre los componentes que dirigen la variabilidad climática destaca la emisión de energía del sol, pues un cambio en su luminosidad produce un forzamiento directo sobre el sistema climático. Las teorías de evolución estelar sugieren que la luminosidad el sol ha venido aumentado paulatinamente un 30% desde su formación. El ciclo de variación de la luminosidad solar se encuentra relacionado con la cantidad de manchas solares, y muestra cambios menores al 0.1% ó

1.5 Wm<sup>2</sup> entre un período con un mínimo de manchas (~1985) a otro con un máximo (~1980 y ~1990).

El vulcanismo modifica también el clima, principalmente al inyectar partículas a la atmósfera, las cuales alteran su comportamiento radiativo. Las grandes erupciones volcánicas se encuentran íntimamente ligadas con posteriores períodos fríos.

En este estudio trataremos las modificaciones que el clima ha presentado como resultado de la actividad humana desde el inicio de la revolución industrial (~1800), poniendo énfasis en las consecuencias que se alcanzarán en el próximo siglo, por lo tanto, nos centraremos en los componentes que involucran esta escala de tiempo. No tomaremos en cuenta componentes como la deriva continental y la variación de los parámetros orbitales que, aunque participan como directores del clima, su variación rebasa por mucho nuestra escala temporal.

Dado que la absorción de la radiación terrestre en la atmósfera se lleva a cabo por moléculas que representan una pequeña fracción en su composición, la abundancia de estos constituyentes minoritarios juega un papel crucial en la modificación del clima. Cambios relativamente pequeños en el contenido de los gases de invernadero en la atmósfera pueden afectar el flujo de energía del sistema climático y producir cambios apreciables en el clima.

La emisión *antropógena* de gases de invernadero ha presentado un aumento sin precedente a partir de la revolución industrial.

Llamamos “cambio climático” a una modificación antropógena del clima, asociada con una alteración en la composición de la atmósfera global, la cual provoca un forzamiento radiativo. Los forzamientos radiativos se definen como cualquier modificación del flujo

de radiación media en la *tropopausa*, ya que debido al diferente comportamiento radiativo de la *troposfera* y la *estratosfera*, esta región es representativa del efecto de los forzamientos en onda corta y larga.

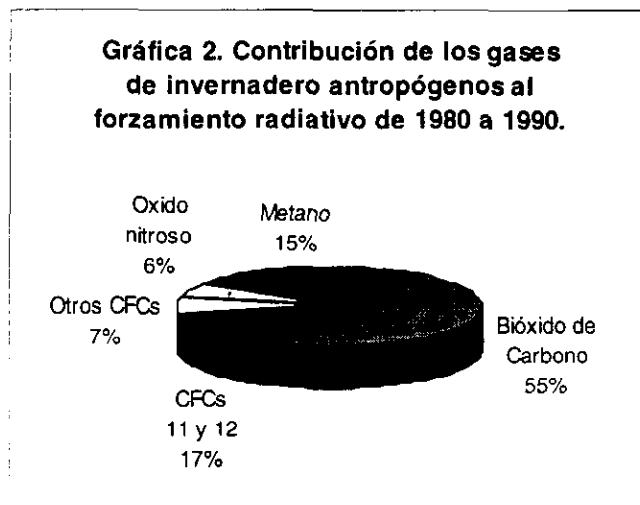
El forzamiento producido por el incremento antropógeno en la concentración de los gases de invernadero se llama efecto invernadero aumentado (EIA). Los gases de invernadero que se han incrementado como resultado directo de la actividad humana incluyen al bióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), al metano ( $\text{CH}_4$ ), al óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ), y a los clorofluorocarburos (CFCs). De ellos el más importante por su forzamiento radiativo es el  $\text{CO}_2$ . En la tabla 1 se muestran las características de los gases de invernadero aumentados.

Parámetro	CO <sub>2</sub> (ppmv)	CH <sub>4</sub> (ppmv)	CFC-11 (ppmv)	CFC-12 (pptv)	N <sub>2</sub> O (ppbv)
Concentración atmosférica preindustrial (1750-1800)	280	0.8	0	0	288
Concentración atmosférica en 1990	353	1.72	280	484	310
Tasa anual de acumulación en la atmósfera	1.8 (0.5%)	0.15 (0.9%)	9.5 (4%)	17 (4%)	0.8 (0.25%)
Tiempo de estancia en la atmósfera, en años	(50-200)	10	65	130	150

Tabla 1. Características de los gases de invernadero más importantes.

ppmv=partes por millón en volumen; ppbv=partes por mil millones en volumen; pptv=partes por billón en volumen.

Aunque el vapor de agua es el gas de invernadero más importante, lo excluimos de esta discusión debido a que su abundancia no es controlable por el hombre, sin embargo no podemos olvidar su participación en la modificación del clima como retroalimentador. El ozono, no se incluye en la tabla 1 debido a la falta de mediciones confiables.



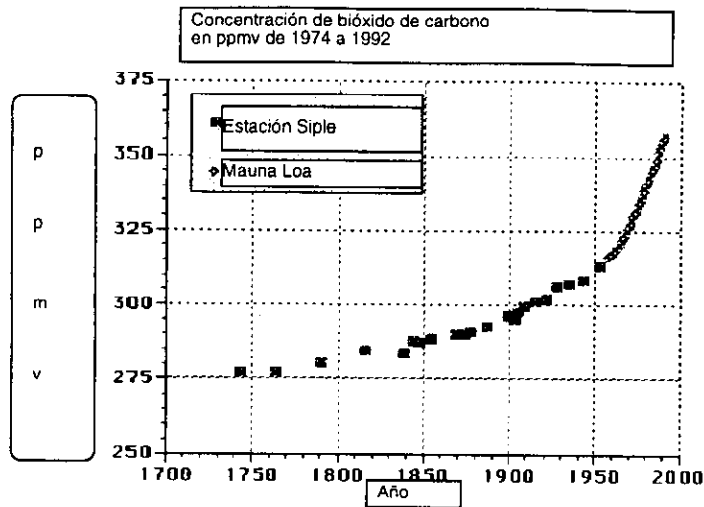
En la gráfica 2 se muestran las contribuciones al forzamiento radiativo debidas a los cambios en la concentración de los gases de invernadero durante la década pasada. El CO<sub>2</sub> contribuye con más de la mitad del forzamiento anómalo, y los CFCs contribuyen con una cuarta

parte del total en este período. Debido a los acuerdos de control de emisiones de CFCs para conservar la capa de ozono, es posible que la fracción con la que contribuye el CO<sub>2</sub> se incremente en el futuro.

## 1.10 El bióxido de carbono

El  $\text{CO}_2$  es un constituyente atmosférico natural inmerso en el ciclo del carbono. Debido a que el carbono es un constituyente fundamental de la materia viva, éste sigue un ciclo entre la atmósfera, el océano y el continente incluyendo procesos físicos, biológicos, químicos y hasta sociales debido a la importancia de los hidrocarburos en las actividades humanas. Con la utilización de combustibles fósiles, como el carbón, el petróleo y sus derivados, el hombre emite cerca de 5 Gt (gigatoneladas) de  $\text{CO}_2$  anuales a la atmósfera. La deforestación, genera también 2 Gt anuales debido a la liberación del carbono contenido en la vegetación. Parte de estas emisiones es absorbida por el océano, pero el contenido atmosférico de  $\text{CO}_2$  aumenta con una tasa de 3 Gt al año, que representan el 0.5% de la concentración total. La concentración atmosférica de  $\text{CO}_2$  debe medirse en lugares alejados de sus fuentes. En la gráfica 3 se muestra el incremento de  $\text{CO}_2$  atmosférico medido indirectamente en la estación Siple, ubicada en el Polo Sur, de 1740 a 1950; y las mediciones directas de la estación ubicada en la isla Mauna Loa, de 1950 a 1990.

Gráfica 3.



Los niveles de CO<sub>2</sub> atmosférico se han incrementado desde 280 ppmv en 1800 hasta 365 en 1997, y cabe resaltar que para 1957 era ya de 315 ppmv, por lo que el incremento es exponencial. No hay duda de que aumento en la última mitad de

este siglo se debe en más del 50% a las emisiones antropógenas. Las estimaciones del contenido de CO<sub>2</sub> atmosférico obtenidas de los estratos de hielo indican que la atmósfera antes del siglo pasado mantuvo una concentración relativamente constante alrededor de 280 ppmv por varios siglos.

En ausencia de medidas de control en las emisiones de CO<sub>2</sub>, el incremento en su concentración podría alcanzar el doble de la concentración preindustrial durante la segunda mitad del siglo XXI. Más aún, el efecto conjunto de los gases de invernadero alcanzaría el equivalente a la duplicación del CO<sub>2</sub> alrededor del año 2050 y continuaría avanzando.

Para lograr una estabilización de la concentración de CO<sub>2</sub> en 440 ppmv, sería necesaria una reducción en las emisiones a un tercio de los valores de 1994 para el año 2200, y si se redujeran a dos tercios, la concentración se estabilizaría en 650 ppmv. Por lo cual, mantener las emisiones actuales no sería suficiente para lograr una estabilización.

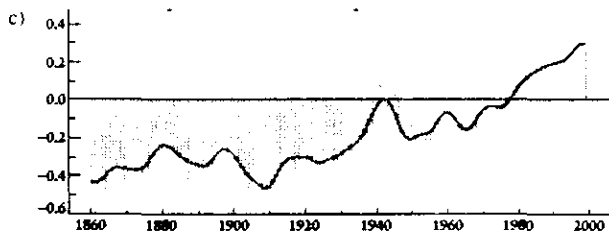
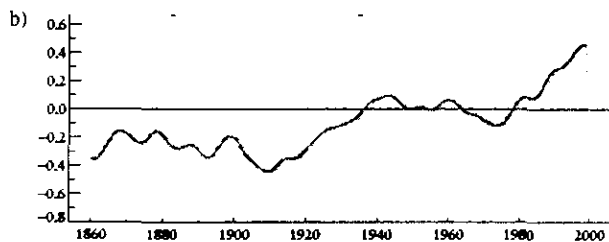
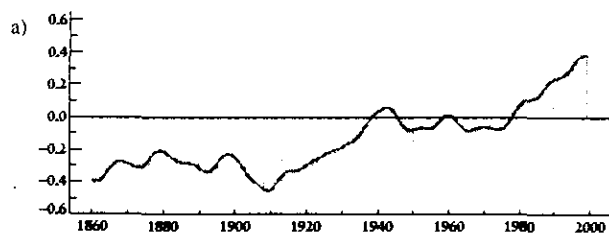
## 1.11 Calentamiento global

Queda claro que el aumento en las concentraciones de los gases de invernadero traerá consigo un incremento en la temperatura superficial del planeta. Es por ello que se proyectan las condiciones de un calentamiento global como el efecto directo más importante del forzamiento radiativo, aunque sus consecuencias sobre los climas regionales serán mucho más complejas que el simple calentamiento. Para simplificar la evaluación del forzamiento, tomamos como parámetro el incremento en la concentración de gases de invernadero equivalente al efecto de la duplicación del contenido de  $\text{CO}_2$  respecto a la época preindustrial (280 ppmv). En la estimación de la sensibilidad climática ante dicha duplicación se considera que si el contenido atmosférico del  $\text{CO}_2$  se duplicara repentinamente y todo lo demás continuara igual, la radiación térmica saliente se reduciría, promoviendo un calentamiento de la atmósfera global, con los consiguientes fenómenos de retroalimentación.

Para determinar el calentamiento presentado a la fecha, es necesario conocer los datos actuales y pasados del clima. Las variables climáticas actuales pueden medirse de manera directa utilizando instrumentos modernos, cuya información constituye lo que llamamos registro instrumental. Poseemos también información documentada anterior al registro instrumental aunque es menos cuantitativa. En el caso de los datos anteriores a la era de la escritura es necesario utilizar métodos físicos, biológicos y químicos para interpretar la información contenida en los anillos de los árboles, en las capas de hielo, y en los

sedimentos de océanos y lagos. Con estos datos paleoclimáticos es posible generar series de tiempo con la información del clima de hace varios miles de años.

Es difícil corroborar el calentamiento desde la época industrial observado a la fecha, debido a que no se dispone de periodos de registro suficientemente largos y las mediciones han sufrido modificación en su técnica y metodología, sin embargo, se calcula que el aumento global de la temperatura superficial desde 1890 es de  $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  con una incertidumbre de  $\pm 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . (Véase la gráfica 3)



Gráfica. 3. Anomalía de la temperatura superficial de 1860-1999 para el mes de abril con respecto a la media climatológica de 1961 a 1990 en  $^{\circ}\text{C}$ . a) Global, b) en el Hemisferio Norte y c) en el Hemisferio Sur.

Durante la última era glacial, hace 20,000 años, la temperatura media global debió ser unos  $5^{\circ}\text{C}$  menor a la actual. Esto significa que una variación de  $1^{\circ}\text{C}$  en la temperatura media global superficial representa alrededor del 20% del cambio de temperatura entre las condiciones de los periodos glaciales e interglaciales. El clima

actual es muy parecido al más caluroso observado en el último millón de años, el cual se



26

presentó desde hace 9000 hasta hace 6000 años y no debió ser ni siquiera 1°C más caliente que el clima actual. Así es que no tenemos una buena idea sobre cómo sería un mundo con un clima mucho más caliente.

# Capítulo 2

## Modelación del Clima

### 2.1 Introducción

La explicación y el pronóstico de las condiciones meteorológicas sólo es posible gracias a la incorporación de principios físicos en modelos matemáticos, apoyados en las observaciones de satélite y en las posibilidades de cálculo que brindan las poderosas computadoras modernas. El intrincado acoplamiento de procesos físicos, químicos, biológicos, y hasta sociales, que participan en el clima nos obliga a elegir únicamente sus componentes fundamentales así como sus interacciones principales en su modelación.

Es importante aquí diferenciar entre meteorología y climatología. La meteorología estudia el estado del tiempo, es decir, las condiciones atmosféricas en un momento y lugar determinados aplicándose a su evolución temporal en un lapso de horas o días. En cambio al ser el clima un promedio temporal de las condiciones meteorológicas, la climatología se relaciona con lapsos de tiempo del orden de un mes y mayores; y en

su escala espacial, puede extenderse a amplias regiones e incluso a la escala global. Estas características marcan una diferencia en el enfoque de ambas disciplinas, ya que el tiempo meteorológico está gobernado principalmente por procesos dinámicos y eminentemente adiabáticos, en cambio en el pronóstico climático los procesos más importantes son termodinámicos.

En la modelación climática coexisten sin embargo ambos enfoques, los Modelos de Balance de Energía (EBMs, por sus siglas en inglés) se centran en la termodinámica, al utilizar la ecuación de conservación de energía como base del pronóstico, subordinando las ecuaciones dinámicas. En cambio, los Modelos de Circulación General (GCMs) heredan las bases de los modelos computacionales de predicción meteorológica para unos días de anticipación, calculando explícitamente la evolución de los patrones de flujo de gran escala en la atmósfera y el océano a partir de su distribución inicial de velocidades. Los GCMs, dada su complejidad, requieren de las computadoras más poderosas y rápidas así como de las técnicas numéricas más sofisticadas. Son los más difundidos, por ello trataremos sus características a lo largo de este capítulo como punto de partida en la modelación climática.

Tanto en los modelos oceánicos como en los atmosféricos, es necesario contar con una malla espacial en la cual representemos y resolvamos las ecuaciones físicas. El globo se divide en regiones geográficas, cuyos lados suelen corresponder con los paralelos y meridianos. El tamaño y número de cajas en la malla está limitado por la capacidad de cálculo de las computadoras y por el período de tiempo sobre el que se aplicará el modelo. En los GCMs atmosféricos se utiliza una resolución vertical que consiste típicamente en 10 niveles, aunque en el caso de predicción meteorológica los

modelos llegan a utilizar 20 ó más niveles.

Los GCMs incluyen las ecuaciones de conservación de momento, masa, y energía para un fluido, además, de una ecuación de conservación del agua en la atmósfera para predecir la cantidad de vapor de agua presente, la formación de nubes y lluvia, y el calentamiento radiativo relacionado con su efecto invernadero.

## 2.2 Insolación

Las variaciones estacionales y latitudinales de temperatura dependen principalmente de las variaciones en la irradiancia solar y del *ángulo cenital* promedio del sol. Para obtener el valor de la insolación debe tomarse en cuenta que el flujo de radiación en la tierra es inversamente proporcional al cuadrado de su distancia al sol; también hay que considerar la inclinación de la superficie terrestre con respecto a la dirección de los rayos incidentes.

En la fórmula para la insolación se incluye la estación del año a través del *ángulo de declinación* solar, definido como la latitud del *punto subsolar*, es decir, el lugar de la superficie terrestre donde no hay sombra al mediodía. El ángulo de declinación ( $\delta$ ) varía entre  $+23.45^\circ$  y  $-23.45^\circ$ , del solsticio de verano en el hemisferio norte (junio 21) al solsticio de invierno (diciembre 21), respectivamente. El ángulo horario ( $\omega_0$ ) se define como la longitud del *punto subsolar*, medida de oeste a este, a partir del *meridiano cero*. Estas definiciones se incluyen en las fórmulas de geometría esférica para determinar la insolación en cualquier punto de la superficie terrestre a través de

la fórmula de Milankovitch,

$$I = \frac{I_0}{R_1^2} [\text{sen}\varphi \text{sen}\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos(\omega_0 + \psi)]$$

donde  $I$  es la insolación recibida, en ausencia de la atmósfera, por unidad de tiempo, en un área unitaria horizontal;  $I_0$  es la constante solar,  $\varphi$  y  $\psi$  son las coordenadas de latitud y longitud, respectivamente, del lugar considerado;  $R_1$  es la razón entre la distancia de la tierra al sol y su promedio anual;  $\omega_0$  es el ángulo horario y  $\delta$  es su declinación.

El flujo de energía solar absorbido por el sistema puede obtenerse de la insolación multiplicada por la absorptividad de la superficie, la cual se obtiene de restar el albedo al 100%; dado que las frecuencias de onda larga incidentes sobre la superficie y la radiación emitida por ésta son esencialmente las mismas, se puede considerar que la absorptividad es igual a su emisividad, por lo que la radiación saliente puede escribirse como,

$$F^\uparrow(0) = (1 - \alpha)F^\downarrow(0) + \alpha\sigma T_S^4$$

donde  $F^\uparrow(0)$  es la radiación saliente,  $(1-\alpha)$  es la absorptividad,  $F^\downarrow(0)$  es la radiación entrante, y  $\alpha\sigma T_S^4$  es la radiación emitida.

## 2.3 La capa atmosférica.

Los GCMs atmosféricos utilizan ecuaciones de movimiento simplificadas. Se utiliza el hecho de que la atmósfera es muy delgada en comparación con su extensión horizontal para aproximar el balance de su momento vertical con el balance hidrostático.

La atmósfera está sujeta a la atracción gravitatoria y a la presión. Ambas fuerzas se encuentran en equilibrio hidrostático en buena aproximación, por lo que podemos igualar la aceleración de la gravedad,  $g$ , con la aceleración causada por un incremento en la presión desde la superficie de la tierra si la gravedad no se opusiera a ella:

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}$$

Por otro lado, podemos aproximar el comportamiento térmico de la atmósfera con la ecuación de gas ideal, en la cual la presión,  $p$ , la densidad,  $\rho$ , y la temperatura,  $T$ , se relacionan según la fórmula

$$p = \rho RT$$

donde  $R$  es la constante específica del aire. Al combinar ambas expresiones obtenemos una ecuación para el campo de presión,

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{\beta}$$

donde

$$\beta = \frac{RT}{g}$$

es el *gradiente térmico* de la atmósfera, que en los GCMs se ajusta a través de un proceso radiativo convectivo en sus capas.

La aproximación del balance hidrostático permite utilizar coordenadas verticales relacionadas con la altura o con la presión. El sistema coordenado *sigma* utiliza la presión normalizada con la presión superficial,

$$\sigma = \frac{p}{p_s}$$

Las ecuaciones *primitivas* en coordenadas sigma pueden expresarse en notación vectorial como sigue.

Conservación del momento:

$$\frac{D\mathbf{V}}{Dt} + f\mathbf{k} \times \mathbf{V} + \nabla\Phi + RT\nabla \ln p_s = \mathbf{P}_v$$

Conservación de la energía:

$$\frac{DT}{Dt} - \frac{RT\omega}{c_p p_s \sigma} = P_T$$

Conservación del vapor de agua:

$$\frac{Dq}{Dt} = P_q$$

Conservación de la masa:

$$\frac{Dp_s}{Dt} - p_s \left( \nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \right) = 0$$

Balance hidrostático:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}$$

En estas ecuaciones  $D/Dt$  representa la derivada temporal en el sistema de movimiento del fluido, que en coordenadas sigma se escribe como:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma}$$

Donde  $\mathbf{V}$  es el vector de velocidad horizontal del viento con componente  $u$  hacia el este y  $v$  hacia el norte,  $\dot{\sigma}$  es la componente sigma de la velocidad,  $f$  es el parámetro de Coriolis,  $\mathbf{k}$  es el vector vertical unitario,  $\nabla$  es el operador gradiente bidimensional en una superficie de sigma constante,  $\Phi$  es el campo geopotencial (altura por gravedad),  $R$  y  $c_p$  son la constante de los gases y el calor específico del aire seco, y  $P_x$  representa la razón de cambio de la variable  $x$  como resultado de un proceso parametrizado.

## 2.4 Parametrizaciones

Las fuentes y sumideros de momento y calor se asocian con fenómenos que ocurren en escalas mucho menores a la resolución de la malla, por lo tanto no pueden ser simulados explícitamente, se conocen como fenómenos de sub-escala, y sus efectos deben especificarse a partir del conocimiento del estado de la atmósfera en la escala de la malla. Este proceso de incluir el efecto de fenómenos sin resolución en la gran escala, se llama *parametrización*. Las parametrizaciones clave en los modelos atmosféricos incluyen la radiación, los efectos de turbulencia, los de convección, humedad y momento. El comportamiento del modelo climático depende fuertemente de estos procesos parametrizados.

En el caso de la radiación atmosférica, no se suele incorporar cada línea de absorción, sino que se tratan los grupos de líneas o los sistemas de bandas de forma estadística o empírica considerando horizontalmente homogénea a la atmósfera en cada celda.

La parametrización de convección y nubes es necesaria debido a que los flujos



verticales de humedad y calor asociados con la convección de sub-escala presentan una contribución aún mayor que la de los flujos de gran escala, y el estado promediado de la atmósfera sobre el área de una celda puede ser estable en cuanto a la convección de humedad aún cuando exista una convección intensa en una parte de la celda.

Existen también fenómenos de rápida fluctuación vertical y horizontal entre la atmósfera y la superficie del planeta que son mucho menores que la malla y que determinan flujos de calor, momento y humedad en esta región. Estos flujos determinan la transferencia de calor sensible y latente a través de la fluctuación caótica de la velocidad del viento.

Existen varios métodos para estimar los flujos de la superficie con las variables medias observadas. El más común consiste en utilizar las fórmulas aerodinámicas, las cuales relacionan los flujos turbulentos con promedios temporales o espaciales. Podemos hacer la hipótesis de que el flujo de calor sensible es proporcional a la diferencia entre las temperaturas de la superficie y del aire a cierta altitud  $z$ , y de la rapidez del viento ( $V$ ) a una altitud estándar:

$$CS = kV(T_a - T_s)$$

donde  $k$  es un parámetro que puede depender de la rapidez del viento y de la inestabilidad atmosférica, y el valor entre paréntesis representa la diferencia de temperatura entre el nivel considerado y la superficie.

El flujo de calor latente depende de la temperatura y el viento de modo similar, pero además, depende de la presión de saturación de vapor, por lo cual suele incluirse un parámetro conocido como *razón de Bowen*, que es el cociente del enfriamiento

sensible y el latente de la superficie.

## 2.5 Balance Energético

El balance de energía local de una columna atmosférica de área horizontal unitaria incluye los efectos de la radiación, el intercambio de calor sensible con la superficie, el calor de condensación y el flujo horizontal de energía en la atmósfera:

$$\frac{\partial E_a}{\partial t} = R_a + CS + CL - \Delta F_a$$

donde el término de la izquierda representa la razón de intercambio de energía térmica de la columna extendida en toda la capa atmosférica considerada,  $R_a$  es el calentamiento radiativo neto, en el cual participa solamente la capa que contiene los gases radiativamente activos,  $CS$  es el calor sensible transferido de la superficie a la atmósfera,  $CL$  es el calentamiento de la columna por el calor latente liberado durante la condensación del vapor de agua, y  $\Delta F_a$  es la divergencia horizontal de energía fuera de la columna, debida al transporte en la atmósfera.

El balance energético de la superficie de la tierra se obtiene al calcular la transferencia solar e infrarroja, así como los intercambios asociados con los flujos atmosféricos y oceánicos. El almacenamiento energético debajo de la superficie también es importante, principalmente en el océano, donde el balance de energía se puede escribir simbólicamente como:

$$\frac{\partial E_s}{\partial t} = R_s - LE - SH - \Delta F_{so}$$

donde el miembro de la izquierda representa el almacenamiento de energía,  $R_s$  es el flujo neto de radiación,  $LE$  es el flujo de calor latente a la atmósfera,  $SH$  es

el flujo de calor sensible, y  $\Delta F_{so}$  es el flujo horizontal saliente de la columna bajo la superficie. En la escala climática el término de almacenamiento es muy pequeño en el caso del continente y puede despreciarse, con lo que el balance de energía se establece entre el calentamiento radiativo y los procesos de remoción energética de la superficie:

$$R_S = LE + SH + \Delta F_s$$

El significado físico de esta ecuación es que el almacenamiento de energía debajo de la superficie es igual a la entrada neta de energía radiativa menos el calor cedido a la atmósfera por evaporación, calor sensible y transporte horizontal a otras latitudes o longitudes. El último término también puede ignorarse dado que el transporte de energía bajo la superficie continental es despreciable. En estas dos últimas ecuaciones ignoramos una multitud de términos que pueden ser importantes localmente o para períodos cortos como el calor latente de fusión necesario para derretir hielo y nieve durante la primavera, el cual puede representar el 10% del balance radiativo, la conversión de la energía cinética de vientos y oleaje en energía térmica, la cual suele ser pequeña; la transferencia de calor por la diferencia de temperatura entre la lluvia y la superficie; el almacenamiento de energía solar en los enlaces químicos formados durante la fotosíntesis, que representa menos del 1% global pero puede alcanzar cerca del 5% localmente en períodos cortos de tiempo; la liberación de calor por oxidación de materia viva, como sucede durante los incendios forestales, este proceso es inverso a la fotosíntesis, la liberación de energía geotérmica, o por movimientos telúricos, y por volcanes, que suelen ser pequeñas en la escala global; el calor liberado por la

quemado de combustibles fósiles o por energía nuclear, que tampoco son significativos en el balance energético global.

En el caso del almacenamiento de calor en la superficie, éste tiene gran importancia en el ciclo estacional de temperatura del océano. La descripción más simple es,

$$\frac{\partial E_o}{\partial t} = C_o \frac{\partial T_o}{\partial t}$$

donde  $C_o$  es la capacidad calorífica efectiva del océano, y  $T_o$  es su temperatura. La capacidad calorífica depende de la profundidad de la capa influenciada por la atmósfera en la escala de interés. Normalmente en el caso del continente, dicha capa tiene una profundidad despreciable, pero en el caso del océano la temperatura de los primeros 50 a 100 m cambia estacionalmente, por lo que su dependencia con su capacidad calorífica debe ser considerada.

La capacidad calorífica de la atmósfera se estima solamente con la energía asociada con el movimiento molecular, el cual se relaciona con la temperatura. Podemos aproximar el calor específico de la atmósfera entera por el calor específico a presión constante para el aire seco, integrado sobre la masa de la atmósfera,

$$C_a = c_v \frac{p_s}{g}$$

Podemos estimar la capacidad térmica del océano utilizando la capacidad térmica del agua pura a 0°C. La capacidad térmica para una capa de profundidad arbitraria,  $h$ , puede obtenerse de la densidad  $\rho_o$ , y el calor específico  $c_o$ ,

$$C_o = \rho_o c_o h_o$$

En el caso de la superficie, tanto continental como oceánica, se aplica la ecuación de balance de energía y se considera la criosfera, tomando en cuenta que cuando la temperatura superficial alcanza el punto de congelación del agua y los flujos de energía de la superficie continúan removiendo calor, entonces se forma una capa de hielo.

Las estimaciones obtenidas con los modelos climáticos actuales se encuentran razonablemente de acuerdo con las observaciones del clima actual, sin embargo la simulación de la variabilidad climática y de los cambios climáticos puede depender de las parametrizaciones introducidas, las cuales son difíciles de determinar a partir de principios fundamentales. Por ello, es importante validar las simulaciones en los casos en que se conocen las respuestas a los forzamientos, como en el caso del paleoclima o del pronóstico.

# Capítulo 3

## El Modelo Termodinámico del Clima (MTC)

### 3.1 Introducción

La predicción numérica del estado del tiempo basada en procesos dinámicos genera exitosamente resultados para plazos de unos días, sin embargo, para plazos de unas semanas el pronóstico presenta dificultades debido a que los flujos energéticos adquieren mayor relevancia. La termodinámica ofrece un enfoque más adecuado en esta escala, y más aún en el largo plazo, es decir en periodos de un mes, una estación o mayores.

El Modelo Termodinámico del Clima (MTC) fue desarrollado por el Dr. Julián Adem a principios de los años sesenta postulando la conservación de la energía térmica como ecuación de pronóstico, y subordinando a ésta las demás leyes de conservación utilizadas diagnósticamente; este enfoque, disminuye el número de pasos en el cálculo

con respecto a los GCMs, explicando a la vez la climatología, con el único inconveniente de que la evolución detallada de los periodos mucho más cortos no puede ser incluida.

La primera aplicación del MTC fue la simulación de la temperatura zonal, es decir de su promedio en cinturones latitudinales. Después se aplicó al hemisferio norte para predecir la temperatura mensual y estacional de la troposfera media y la superficie, con una distribución real de los continentes y océanos, desarrollándose un método para calcular las anomalías de temperatura y precipitación.

A lo largo de este capítulo se sientan las bases físicas del MTC, para abordar en el siguiente capítulo su método de aplicación y solución en el caso del calentamiento global.

El modelo consiste fundamentalmente en un sistema atmósfera-océano-continente aplicado al hemisferio norte que utiliza una malla de 800 km por lado en sus celdas. Cada componente se modela como una sola capa, es decir, su resolución vertical es de un sólo nivel en cada componente, tomando en cuenta únicamente el espesor representativo de su interacción en el sistema climático. En el caso de la atmósfera, se consideran los primeros 9 km (*troposfera*); y de 50 a 100 m de profundidad en el océano (*capa de mezcla*); en el caso del continente se considera que su capa de interacción posee un espesor despreciable. Sobre la capa oceánica y continental también se incluye la criosfera, y dentro de la atmósfera se considera una capa de nubes, con una extensión horizontal variable. La ecuación básica del pronóstico es la de conservación de energía térmica aplicada a este sistema atmósfera-océano-continente, las principales variables de salida son la temperatura troposférica y de las superficies

continental y oceánica, así como la precipitación.

Los retroalimentadores incluidos en el estudio de los cambios climáticos son el contenido atmosférico de vapor de agua, la extensión de la criosfera y de la cubierta de nubes.

## 3.2 Radiación

El sol se considera la única fuente de energía del sistema, la radiación de onda corta entrante se prescribe en el modelo a través de la fórmula de Milankovitch dada en el capítulo anterior.

Para calcular la radiación de onda larga absorbida por la atmósfera libre de nubes, se considera como hipótesis que su interacción sigue el modelo de cuerpo negro con ventanas escalonadas. La región del espectro de radiación terrestre comprendida entre 2 y  $8.3\mu m$  se parametriza como un solo intervalo, así como la que va de 8.3 a  $12\mu m$ , correspondiente a la ventana atmosférica. La región comprendida entre 12 y  $18\mu m$  se parametriza en seis intervalos de  $1\mu m$  para aumentar la resolución en la banda de  $CO_2$ .

Para incluir la contribución de cada región del espectro, se utiliza la fórmula de Boltzmann, la cual es una aproximación a la fórmula de emisión de cuerpo negro de Planck para valores pequeños de  $\lambda$ , calculándose la integral definida en cada intervalo,

$$\begin{aligned}
 F(T, \lambda_1, \lambda_2) &= \int_{\lambda_2}^{\lambda_1} c_1 \lambda^{-5} e^{-c_2/\lambda T} d\lambda \\
 &= \left[ c_1 e^{-c_2/\lambda T} \left( \frac{T}{C_2 \lambda^3} + \frac{3T^2}{C_2^2 \lambda^2} + \frac{6T^3}{C_2^3 \lambda} + \frac{6T^4}{C_2^4} \right) \right]_{\lambda_2}^{\lambda_1}
 \end{aligned}$$

donde  $\lambda$  es la longitud de onda;  $c_1 = 5.538 \times 10^5 \text{ cal}^4 \text{ cm}^{-2}$  y  $c_2 = 14350 \mu m K$ .



Con esta aproximación el error crece como  $\lambda$ , de tal manera, que es menor a 0.1%, 0.9%, 2.9% y 5.0% para  $\lambda$  menor que 8, 12, 16 y  $19\mu m$ , respectivamente.

De esta forma, la ecuación para la absorción atmosférica con cielo despejado a temperatura  $T^*$  se obtiene de restar a la curva de Boltzmann la parte no absorbida en cada intervalo:

$$E(T^*) = \sigma (T^*)^4 - (1 - a_1)F(T^*, 2\mu m, 8.3\mu m) \\ - (1 - a_2)F(T^*, 8.3\mu m, 12\mu m) \\ - \sum_{n=12}^{18} (1 - a_n)F(T^*, n\mu m, (n + 1)\mu m)$$

donde  $\sigma = 8.215 \times 10^{-10} \text{ cal cm}^{-2}(\text{K})^{-4}\text{min}^{-1}$  es la constante de Boltzmann, y los coeficientes  $a_1$  y  $a_2$  representan la absorptividad debida al vapor de agua calculados por Ramanathan (1976) para los intervalos  $(2\mu, 8.3\mu)$  y  $(8.3\mu, 12\mu)$ , respectivamente; y  $a_{12}$ ,  $a_{13}$ ,  $a_{14}$ ,  $a_{15}$ ,  $a_{16}$ ,  $a_{17}$  y  $a_{18}$  son las absorptividades debidas a  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$ , calculadas por Smith (1969) y Adem (1967) de la manera descrita por Garduño y Adem (1988).

Para linealizar la radiación de onda larga, se hace un desarrollo en series de potencias, tomando únicamente la suma de un valor constante más una desviación, la cual suele ser pequeña con respecto al primer valor para la temperatura absoluta, así

$$E(T) = E(T_o) + \left(\frac{\partial E}{\partial T}\right)_{T=T_o} T'$$

con

$$T = T_o + T', \quad T_o \gg T',$$

donde  $T_o$  es un valor constante, que suele ser del orden de 300K, mientras que la variación  $T'$  no excede unas decenas de grados Kelvin, con lo que la aproximación es aceptable.

### 3.3 Capa atmosférica

En esta capa asumimos válidas las ecuaciones de equilibrio hidrostático, de gas ideal y de continuidad para las variables promediadas mensualmente. Estas tres ecuaciones son importantes en la determinación de la presión, a las que hay que agregar una expresión para la temperatura en la capa atmosférica. Llamamos  $T^*$  al campo de temperatura atmosférica considerando un gradiente térmico constante ( $\beta$ ) según la ecuación:

$$T^*(\varphi, \psi, z, t) = -\beta[z - H(\varphi, \psi, t)] + T(\varphi, \psi, t)$$

donde  $T^*$  es el campo tridimensional de temperatura,  $\beta$  es el gradiente térmico vertical,  $T$  es el campo bidimensional de temperatura,  $\varphi$  es la latitud,  $\psi$  la longitud,  $z$  la altura desde la superficie de la tierra y  $t$  el tiempo. Cuando  $z = H$ , la temperatura es igual a  $T$ , es decir, se trata de la temperatura del tope de la atmósfera, fuera de la cual suponemos que no existen componentes que absorban energía radiativa.

Dado que el modelo incluye una sola capa para sus componentes, es conveniente elegir un valor representativo para toda la capa. Para obtener la temperatura media de la troposfera, se hace un promedio de la capa atmosférica considerada:

$$T_m = \frac{1}{H} \int_0^H T^* dz = T_{m_0} + T'_m$$

donde  $T_{m_0} = T_o + \frac{\beta H_0}{2}$  y  $T'_m = T' + \frac{\beta H'}{2}$ .

Combinando la ecuación de equilibrio hidrostático y de gas ideal se obtiene por integración la ecuación del campo de presión,

$$p^* = p \left( 1 + \frac{\beta(H-z)}{T} \right)^{\frac{g}{R\beta}}$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $R$  la constante del gas, y  $p$  la presión en el tope de la atmósfera.

Con lo anterior obtenemos una ecuación para el campo de densidad:

$$\rho^* = \rho \left( 1 + \frac{\beta(H-z)}{(T_m - \beta H/2)} \right)^{\frac{g}{R\beta} - 1}$$

### 3.4 Las ecuaciones de balance energético

La ecuación básica para el pronóstico es la de conservación de energía térmica, que integrada verticalmente en la capa atmosférica es (Adem, 1965a):

$$c_v a_0 \frac{\partial T'_m}{\partial t} + A_D + W_T = E_T + G_5 + G_2$$

El primer término de la izquierda representa la razón de intercambio de la energía térmica, obtenida al multiplicar el calor específico del aire a volumen constante ( $c_v$ ), por la masa que interactúa con la radiación y por la derivada de la temperatura. La masa de la columna integrada en toda la capa es:

$$a_o = \int_0^H \rho_o^* dz.$$

La divergencia horizontal de energía por transporte en la atmósfera se divide en dos términos,  $A_D$ , que corresponde a la advección por viento medio, y  $W_T$ , que representa el transporte horizontal de calor por remolinos transitorios, éstos son fenómenos cuya duración es menor que en el caso de las otras variables consideradas. Por ejemplo, si tomamos promedios en periodos de un mes, los elementos turbulentos del sistema corresponden a los ciclones y anticiclones, cuya duración no llega a los treinta días. Tanto los términos de calentamiento como los de transporte requieren el uso de leyes

físicas y de principios de conservación obtenidos de los datos observados, así que las fórmulas utilizadas son semiempíricas y dependientes únicamente de la variación de la temperatura en superficie ( $T'_s$ ) y en la troposfera media ( $T'_m$ ), o de sus primera y segunda derivadas respecto de las coordenadas  $x$  y  $y$  del mapa. Explícitamente la advección por vientos medios se parametriza de la siguiente manera:

$$A_D = c_\nu M_a \cdot \nabla T'_m,$$

donde  $\nabla$  es el operador gradiente bidimensional,

$$M_a = \int_0^H \rho_0^* v_H^* dz,$$

es la masa desplazada horizontalmente,  $v_H^*$  es la componente horizontal del viento y  $\rho_0^*$  es el valor del campo de densidad obtenido al remplazar  $T_m$  por  $T_{mo}$ .

El transporte horizontal turbulento es

$$W_T = -c_\nu a_0 K \nabla^2 T'_m$$

donde  $\nabla^2$  es el operador laplaciano bidimensional horizontal y  $K$  es el coeficiente de Austausch, el cual se toma como una constante igual a  $3 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ . Este valor de  $K$  da un transporte turbulento horizontal del mismo orden que el transporte generado por los ciclones y anticiclones migratorios en las latitudes medias. (Defant, 1921; Clapp, 1970).

En el miembro derecho de la ecuación de balance energético  $E_T$  es la razón con la que la energía es añadida por radiación,  $G_2$  es la razón con la que el calor sensible es añadido desde la superficie por el transporte vertical turbulento, y  $G_5$  es la razón con la que el calor es añadido por condensación del vapor de agua en las nubes.

En la parametrización de  $G_2$  y  $G_5$  se utilizan las fórmulas linealizadas deducidas por Clapp et al. (1965) modificadas en una versión simplificada para el modelo de la

manera siguiente:

$$G_2 = G_{2N} + K_3 |V_{a_N}| [(T'_s - T'_{sN}) - (T'_m - T'_{mN})]$$

Donde  $G_{2N}$ ,  $T'_{sN}$  y  $T'_{mN}$  son los valores normales de  $G_2$ ,  $T'_s$  y  $T'_m$  respectivamente,  $K_3$  es una constante y  $|V_{a_N}|$  es la magnitud de la velocidad del viento superficial normal.

$$G_5 = G_{5N} + b (T'_m - T'_{mN}) + d'' \left( \frac{\partial T'_m}{\partial x} - \frac{\partial T'_{mN}}{\partial x} \right) + c'' \left( \frac{\partial T'_m}{\partial y} - \frac{\partial T'_{mN}}{\partial y} \right)$$

Donde  $G_{5N}$  es el valor estacional normal,  $b$ ,  $d''$ , y  $c''$  son funciones de  $x$  y  $y$  que varían con la estación.

EN el océano se desprecian los transportes horizontales de calor por corrientes y remolinos turbulentos, por lo tanto, la ecuación utilizada (Adem, 1970a) es

$$h\rho_s c_s \frac{\partial T'_s}{\partial t} = E_s - G_2 - G_3$$

donde  $T'_s = T_s - T_{so}$  es la desviación de la temperatura absoluta de la superficie del océano  $T_s$  con respecto al valor constante  $T_{so}$ , donde  $T_{so} \gg T'_s$ ,  $\rho_s$  es la densidad, considerada constante, y  $c_s$  es el calor específico del agua,  $h$  es la profundidad de la capa,  $E_s$  es la razón con la que se añade energía por radiación, y  $G_3$  es la razón con la que se pierde calor por evaporación.

La parametrización de  $G_3$  es:

$$G_3 = G_{3N} + K_4 B |V_{a_N}| [0.981 (T'_s - T'_{sN}) - U_N (T'_m - T'_{mN})]$$

Donde  $K_4$  y  $B$  son constantes, y  $U_N$  es el valor normal de la humedad relativa superficial.

En el continente tanto el almacenamiento como el transporte horizontal de energía son pequeños y en una primera aproximación pueden considerarse iguales a cero. Por

tanto, su ecuación de balance de energía se reduce a

$$0 = E_s - G_2 - G_3$$

que indica que hay un balance entre la energía obtenida por radiación y el calor perdido por evaporación más el calor sensible cedido por la superficie a la atmósfera. En el caso del continente, utilizamos una parametrización para  $G_2$  similar a la del océano:

$$G_3 = G_{3N} + (1 - d_7)(E_s - E_{sN})$$

donde  $d_7$  es un valor estacional de las coordenadas del mapa y  $E_{sN}$  es el valor normal del exceso de radiación en la superficie continental  $E_s$  (Clapp et al., 1965).

También suponemos que la superficie de la Tierra radia como un cuerpo negro. Haciendo un balance de radiación para la superficie continental y oceánica, obtenemos el exceso de energía, linealizado con respecto a  $T'_m$  y  $T'_s$  para el continente:

$$E_T = A_2''T'_m + (A_3 + \epsilon D_3)T'_s + A_6 + \epsilon D_6' + (a_2' + \epsilon b_3)I$$

y para el océano,

$$E_s = B_2''T'_m + B_3T'_s + B_6 + \epsilon B_7 + (Q + q)_o [1 - (1 - k)\epsilon] (1 - \alpha)$$

donde  $A_2'', A_3, A_6, D_3, D_6', B_2'', B_3, B_6, B_7$  son constantes;  $a_2'$  y  $b_3$  son funciones de la latitud y la estación del año;  $(Q + q)_o$  es la radiación total recibida por la superficie con cielo despejado,  $k$  es función de la latitud,  $I$  es la insolación, y  $\alpha$  es el albedo de la superficie (Adem, 1962, 1964a, 1964b);  $\epsilon$  es la extensión de la cubierta nubosa, considerada como variable y dada por

$$\epsilon = \epsilon_N + D_2(G_5 - G_{5N})$$

donde  $\epsilon_N$  es el valor normal de la extensión, y  $D_2$  es una constante empírica.

En el caso de  $G_2$ ,  $G_3$  y  $G_5$ , el calor sensible, latente y de condensación, respectivamente, utilizamos las fórmulas

$$G_2 = G_{2N} + G_2DN$$

$$G_3 = G_{3N} + G_3DN$$

$$G_5 = G_{5N} + G_5DN$$

donde  $G_{2N}$ ,  $G_{3N}$  y  $G_{5N}$  son los valores normales prescritos para cada estación, y  $G_2DN$ ,  $G_3DN$  y  $G_5DN$  son las anomalías, las cuales se calculan internamente. Es necesario establecer en el modelo las condiciones de conservación de vapor de agua locales, es decir, que para cada columna de área unitaria la diferencia entre el calor perdido por evaporación y el ganado por condensación debe observarse como un almacenamiento o un transporte. Esto se representa en la ecuación,

$$G_3 - G_5 = LE'$$

donde  $L$  es el calor de vaporización y  $E'$  incluye el transporte horizontal y los términos de almacenamiento de vapor de agua, (Adem 1968) y que suponemos válida para sus valores normales, i.e.

$$G_{3N} - G_{5N} = LE'_N$$

Sustituyendo las ecuaciones de  $G_3$  y  $G_5$  en la ecuación anterior encontramos que

$$(G_{3N} - G_{5N}) + (G_3DN - G_5DN) = L(E'_N + E'DN)$$

donde  $E'$  se escribió también como la suma de un valor normal  $E'_N$  y una anomalía  $E'DN$ .

Restando la ecuación de valores normales de la ecuación que incluye los valores anormales obtenemos

$$G_3DN - G_5DN = LE'DN.$$

Y suponemos que

$$G_3DN = G_5DN.$$

Esta suposición implica que la anomalía del transporte y almacenamiento de vapor de agua se toma como cero. De cualquier forma, dado que  $G_3N$  y  $G_5N$  se prescriben de tal manera que se cumpla la ecuación de valores normales, la conservación de vapor de agua se satisface bajo la condición de que  $E'_N \gg E'DN$ .

Utilizamos la fórmula

$$G_3DN = 2G_2DN$$

por lo que el cociente del calor latente y el sensible, llamado razón de Bowen, es igual a 2 para las anomalías.

Para el viento horizontal utilizamos la siguiente fórmula (Adem, 1982):

$$\mathbf{V}_H^* = \mathbf{V}_{N_{ob}}^* + (\mathbf{V}^* - \mathbf{V}_N^*)$$

donde  $\mathbf{V}_{N_{ob}}^*$  es el viento geostrófico calculado a partir de la altura y temperatura observadas en 700 mb y  $\mathbf{V}^* - \mathbf{V}_N^*$  es la anomalía del viento, para la cual, las dos componentes de  $\mathbf{V}^*$  se calculan de las fórmulas

$$\mathbf{u}^* = -\frac{R}{fT} \left( T_0 + (H - z) \left( \beta - \frac{g}{R} \right) \right) \frac{\partial T'_m}{\partial y_1}$$



$$\mathbf{v}^* = -\frac{R}{fT} \left( T_0 + (H - z) \left( \beta - \frac{g}{R} \right) \right) \frac{\partial T'_m}{\partial x_1}$$

donde  $\mathbf{u}^*$  y  $\mathbf{v}^*$  son las componentes a lo largo de los ejes  $x_1$  y  $y_1$  ( $x_1$  hacia el este, y  $y_1$  al norte), y  $f$  es el parámetro de Coriolis, también  $T_o = T_{mo} - \beta H/2$ . Para calcular las componentes del viento horizontal normal  $\mathbf{V}_N^*$  se utiliza el valor normal  $T'_{mN}$  en lugar de  $T'_m$ .

La advección por viento medio ( $A_D$ ) se parametriza como (Adem 1970b):

$$A_D = (F_8)_0 J(-T'_m, p_{N_{ob}}) + (F''_8)_0 J(T'_m, T_{N_{ob}}) - (F'_8)_0 J(T'_m, T'_{mN})$$

donde  $(F_8)_0$ ,  $(F'_8)_0$  y  $(F''_8)_0$  son constantes;  $J$  es el operador jacobiano y

$$T_{N_{ob}} = -\beta(H - H_{7N_{ob}}) + T_{7N_{ob}}$$

$$p_{N_{ob}} = p_{7N_{ob}}(T_{N_{ob}}/T_{7N_{ob}}) + T_{7N_{ob}}$$

donde  $H_{7N_{ob}}$  es el valor normal observado de la altura de 700mb,  $T_{7N_{ob}}$  es la temperatura normal observada a 700mb y  $p_{7N_{ob}} = 700mb$ .

Las anomalías de precipitación se calculan externamente con la fórmula empírica (Clapp et al., 1965)

$$S = S_N + L \left[ b(T'_m - T'_{mN}) + d'' \left( \frac{\partial T'_m}{\partial x} - \frac{\partial T'_{mN}}{\partial x} \right) + c'' \left( \frac{\partial T'_m}{\partial y} - \frac{\partial T'_{mN}}{\partial y} \right) \right]$$

donde  $S_N$  es el valor normal estacional, y  $b$ ,  $d''$  y  $c''$  son funciones de  $x$ ,  $y$  y la estación, y  $L$  es el calor latente.

# Capítulo 4

## Calentamiento Global

### 4.1 Introducción

El MTC ha sido adaptado para simular climas de 18 000 años al presente; para estudiar el efecto de las capas de hielo y de las anomalías en la insolación y el contenido de  $\text{CO}_2$  en esos climas. También se utiliza en la predicción mensual de las anomalías de temperatura superficial y de precipitación. Las características que el tratamiento termodinámico le confiere al MTC lo hacen un instrumento muy eficiente en la simulación climática; es por esto que se aplica al caso de la duplicación del  $\text{CO}_2$ .

La clara relación entre la concentración de los gases de invernadero y la absorción de energía radiante nos lleva a pensar que el efecto más directo del incremento del  $\text{CO}_2$  atmosférico será un aumento en la temperatura media global. Sin embargo, no es posible pronosticar las tendencias locales, ni la compleja respuesta de los efectos de retroalimentación; es decir, no podemos hablar de un pronóstico sino acaso, de una estimación de la sensibilidad de las variables validadas actualmente en los modelos

climáticos, y tratamos el calentamiento global como su efecto más importante, sin incluir, otros que seguramente acompañarán al calentamiento. Entre éstos, destaca el aumento del nivel medio del mar, inducido principalmente por el derretimiento en los casquetes polares, y por la expansión térmica del océano.

Los fenómenos de retroalimentación juegan un papel crucial ante un calentamiento global, y en el MTC se incluyen los principales, la retroalimentación por el contenido de vapor de agua, y por la extensión de la criosfera y de la cubierta nubosa. Se genera la temperatura troposférica y superficial en continente y océano, así como la precipitación en la región de integración del MTC, que incluye casi todo el hemisferio norte.

## 4.2 Parametrización del vapor de agua.

Además del refinamiento del intervalo de  $12$  a  $18\mu$ , relacionado con las bandas de  $\text{CO}_2$ , se parametriza el contenido atmosférico del vapor agua, debido a que se trata del gas de invernadero más importante y a que representa un retroalimentador fundamental del sistema climático.

En la ecuación de absorción atmosférica para cielo despejado como función de la temperatura se determinan los coeficientes  $a_1$  y  $a_2$ , correspondientes a las longitudes de onda menores a  $12\mu$ , de acuerdo a la Ley de Kirchhoff, utilizando las fórmulas de Ramanathan (1976) para la emisividad:

$$a_1 = 0.59 \left( \frac{T_1}{T} \right)^{\frac{1}{4}} \left( 1 - \frac{0.5}{1+b_1\sqrt{U_1}} - \frac{0.5}{1+b_2\sqrt{U_1}} \right)$$

y

$$a_2 = [0.272 + d_2(T - T_2)] [1 - \exp(d_1 U_2)]$$

donde

$$U_1 = \int \frac{P}{P_0} \sqrt{\frac{T_1}{T}} dU_A$$

y

$$U_2 = \frac{1}{e_0} \int (e + cP) dU_A$$

Estas integrales se realizan verticalmente sobre toda la capa atmosférica considerada, aún cuando el integrando es significativo sólo en los primeros kilómetros.  $U_A$  es el contenido de agua en centímetros si se encontrara en su fase líquida bajo condiciones estándar de temperatura y presión (STP) (algunos autores llamas a estas unidades cm-atm: ambas unidades son iguales numéricamente a  $\text{g cm}^{-2}$ ).  $U_A$  también es conocida como agua precipitable;  $T$  y  $P$  son la temperatura y la presión atmosféricas, respectivamente;  $e$  es la presión parcial del vapor de agua,  $P_0$  es la presión en condiciones STP ( $1.013 \times 10^6 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-2}$ ); y  $T_1, T_2, b_1, b_2, c, d_1, d_2$  y  $e_0$  son constantes.

Con el fin de evaluar  $U_1$  y  $U_2$ , expresamos todas las variables en términos de  $T$ , para lo cual utilizamos las siguientes ecuaciones del MTC (Adem, 1967; Adem y Garduño, 1988):

$$dU_A = R_1 F(T) dT$$

y

$$P = P_a \left( \frac{T}{T_a} \right)^{\gamma},$$

donde

$$F(T) = \left( 0.5\epsilon + \sum_{i=0}^2 f_i T^i \right) \sum_{i=-1}^3 n_i T^i$$

$T_a$  y  $P_a$  son la temperatura y la presión en la base de la atmósfera.

$$R_1 = \frac{0.622}{\rho_a R \beta}$$

$$f_0 = \sum_{i=0}^2 A_i \left( \frac{T_a}{\beta} \right)^i$$

$$f_1 = -\frac{1}{\beta} \left( A_1 + 2A_2 \frac{T_a}{\beta} \right)$$

$$f_2 = \frac{A_2}{\beta^2}$$

$\rho_a, A_0, A_1, A_2, n_{-1}, n_0, n_1, n_2$  y  $n_3$  son constantes.

Además,

$$e(T) = F(T)T$$

Sustituyendo  $P$  y  $dU_A$  en  $U_1$  obtenemos:

$$U_1 = k_1 \int_{T_H}^{T_a} T^\eta F(T) dT$$

donde

$$k_1 = R_1 \sqrt{T_1 T_a^\gamma}$$

$$T_H = T_a - \beta H$$

$$\eta = \gamma - 0.5$$

Sustituyendo  $dU_A$ ,  $P$ , y  $F(T)$  en la ecuación para  $U_2$  obtenemos

$$U_2 = \frac{R_1}{\epsilon_0} \int_{T_H}^{T_a} \left[ cP_a \left( \frac{T}{T_a} \right)^\gamma + F(T)T \right] F(T) dT$$

las unidades de  $U_1$  y  $U_2$  se presentan en cm.

### 4.3 Parámetros Climáticos

Los parámetros climáticos se toman como los promedios globales anuales; estos valores

(normales) son:

$$T_a = 288K$$

$$P_a = P_0$$

$$\beta = 6.5 \times 10^{-5} K cm^{-1}$$

$$\epsilon = 0.5$$

$$H = 9 \times 10^5 \text{ cm}$$

En las ecuaciones de  $a_1$  y  $a_2$  se utiliza el valor de la temperatura "equivalente" para el  $\text{H}_2\text{O}$ , calculado por Garduño y Adem (1988), que es 275.6K.

Los valores de  $U_1$  y  $U_2$  obtenidos se sustituyen en las ecuaciones de  $a_1$  y  $a_2$  para obtener la absorptividad de 2 a 12  $\mu$ . Estos valores de  $a_1$  y  $a_2$  proporcionan el espectro normal atmosférico en ese intervalo, el cual es representativo de toda la tierra en todo el año, y corresponde a los promedios presentes de los parámetros climáticos globales y anuales. Este espectro interactúa con el clima a través los cinco parámetros. Cuando se presenta un cambio climático los parámetros  $T_a$ ,  $\beta$ , y  $\epsilon$  se dejan libres para que puedan incrementarse. Para calcular los incrementos (anomalías)  $T_a DN$ ,  $\beta DN$  y  $\epsilon DN$  asumimos que  $P_a$  y  $H$  quedan fijos; de cualquier manera se permite que  $P$  se incremente a través de su dependencia con  $T_a$ . Utilizando el valor incrementado (anormal) para  $T_a$ ,  $\beta$  y  $\epsilon$ , se calculan los valores incrementados (anormales) correspondientes de las absorptividades  $a_1$  y  $a_2$ .

Los espectros de absorción atmosférica, calculados, se muestran en el siguiente capítulo (gráfica 4) para los contenidos presente y duplicado de  $\text{CO}_2$ . La Parte A es el espectro del  $\text{CO}_2$  solo, B es para  $\text{H}_2\text{O}$  y la parte C para los dos gases combinados.

#### 4.4 Retroalimentación.

El cálculo de los coeficientes  $a_i$  ( $i=1, 2, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18$ ) que incluye la retroalimentación por vapor de agua, se obtiene por un promedio anual sobre la

región de integración en el año en lugar de en cada uno de los puntos de la malla y para cada mes.

Primero obtenemos los coeficientes  $a_i$  para el cálculo del caso normal, utilizando la fórmula de Smith (1969) para  $i = 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18$  como se describe en Garduño y Adem (1988).

Los valores para calcular  $a_i$  son

$$U_{BN} = 260 \text{ cm}$$

$$U_{AN} = 2.4 \text{ cm}$$

$$T_{SN} = 288 \text{ K}$$

$$P_{SN} = P_o$$

$$\beta_N = 6.5 \text{ K km}^{-1}$$

$$H = 9 \text{ km}$$

$$\epsilon_N = 0.5$$

donde  $U_{BN}$  es el contenido normal (presente) de  $\text{CO}_2$ .  $U_{AN}$  es el contenido atmosférico normal de  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $T_{SN}$  es la temperatura normal del aire en la superficie;  $P_{SN}$  es la presión normal del aire en la superficie,  $\beta_N$  es el gradiente de temperatura normal, y  $\epsilon_N$  es la cubierta fraccional normal nubosa. Los coeficientes  $a_1$  y  $a_2$  son calculados utilizando la aproximación de Ramanathan (1976).

Para el caso anormal, calculamos  $a_i$  para  $i$  de 12 a 18, utilizando la fórmula de Smith (1968) con los valores

$$U_B = 2U_{BN}$$

$$U_A = U_{AN} + U_{ADN}$$

$$T_S = T_{SN} + T_{SDN}$$

$$P_S = P_{SN} + P_S DN$$

$$\beta = \beta_N + \beta DN$$

$$\epsilon = \epsilon_N + \epsilon DN$$

donde  $U_B$  es el doble del contenido presente de  $\text{CO}_2$  atmosférico, y  $U_A DN$ ,  $T_S DN$ ,  $P_S DN$ ,  $\beta DN$ , y  $\epsilon DN$  son los incrementos de la temperatura superficial, la presión superficial, el gradiente térmico y la extensión nubosa horizontal, respectivamente, debidos a la duplicación del  $\text{CO}_2$ , de el  $\text{H}_2\text{O}$  atmosférico.

La cubierta de nubes  $\epsilon$  se incluye como

$$\epsilon = \epsilon_N + \epsilon DN$$

donde  $\epsilon_N$  es la nubosidad normal observada y  $\epsilon DN$  es la anomalía interna calculada, dada por

$$\epsilon DN = -1.26 T_m DN$$

donde  $\epsilon DN$  se da en porcentaje y  $T_m DN$  está en grados Kelvin, esta ecuación es semiempírica y se basa en la idea de que la humedad relativa permanece constante. La derivación detallada se da en Garduño y Adem (1993). Esto provee la retroalimentación por nubes, la cual se evalúa como un promedio sobre la región de integración y sobre el año.

El albedo superficial  $\alpha$  se genera internamente en el modelo al combinar la isoterma superficial a  $0^\circ\text{C}$  (continental u oceánica) con la frontera la cubierta de hielo-nieve, como se describe en Adem (1981,1982), esta combinación genera el retroalimentador de nieve-hielo-temperatura utilizado en los experimentos actuales.



## 4.5 Método de Solución

En la ecuación de balance de energía para la atmósfera  $\partial T'_m / \partial t$  se reemplaza por  $(T'_m - T'_{mp}) / \Delta t$ , donde  $T'_{mp}$  es el valor de  $T'_m$  en el mes anterior y  $\Delta t$  es el intervalo de tiempo, tomado como un mes. De manera análoga,  $\partial T'_s / \partial t$  es reemplazado por  $(T'_s - T'_{sp}) / \Delta t$  donde  $T'_{sp}$  es el valor de  $T'_s$  en el mes anterior. Utilizando estas diferencias finitas y sustituyendo las parametrizaciones para los calentamientos obtenemos una ecuación diferencial elíptica de segundo orden en  $T'_m$  :

$$K \nabla^2 T'_m + F_1 \frac{\partial T'_m}{\partial x} + F_2 \frac{\partial T'_m}{\partial y} + F_3 T'_m = F_4$$

donde  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  y  $F_4$  son funciones de las coordenadas y de  $\alpha$ ; y  $F_4$  es también función de  $T'_{mp}$  y  $T'_{sp}$ .

Primero calculamos el caso normal, utilizando la normal inicial y las condiciones de frontera; luego el caso anormal, utilizando los valores anormales iniciales, las condiciones de frontera, y los campos normales calculados, en los cuales, de acuerdo a las ecuaciones de  $G_2$  y  $AD$ , hay dependencia respecto a las variables anormales, es decir, de  $T'_{sN}$ ,  $T'_{mN}$ ,  $\partial T'_{mN} / \partial x$  y  $\partial T'_{mN} / \partial y$ .

Dada la forma de las parametrizaciones, en el caso normal la ecuación anterior se reduce a una ecuación del mismo tipo pero con coeficientes  $F_{1N}$ ,  $F_{2N}$ ,  $F_{3N}$  y  $F_{4N}$ , que son diferentes de  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  y  $F_4$ . Más aún, en el caso normal,  $G_2$ ,  $G_3$ ,  $G_5$ ,  $\epsilon$  y  $\mathbf{V}^*$  son prescritos como los valores normales observados  $G_{2N}$ ,  $G_{3N}$ ,  $G_{5N}$ ,  $\epsilon_N$  y  $\mathbf{V}^*_{N_{ob}}$ ; por lo tanto, el modelo calcula sólo las anomalías de estas variables. Para los casos anormales  $T'_m$ ,  $T'_s$ ,  $E_s$ ,  $E_T$ ,  $A_D$  y  $\alpha$  son generadas como variables completas, excepto por  $T'$  en los océanos donde sólo se calcula la anomalía, y donde los valores

normales observados se utilizan para el caso normal.

La condición de frontera para la ecuación elíptica es  $T'_m = T'_{m_{ob}} + (T'_{m_B} - T'_{m_{NB}})$  donde  $T'_{m_{ob}}$  es la temperatura normal observada a la mitad de la capa atmosférica del modelo; y  $T'_{m_B}$  y  $T'_{m_{NB}}$  son respectivamente, la solución anormal y normal cuando los términos de transporte horizontal son despreciados (i.e.,  $T'_{m_B} = F_4/F_3$  y  $T'_{m_{NB}} = F_{4N}/F_{3N}$ ). Por lo tanto, una condición de frontera variable, que incluye una anomalía calculada, se utiliza en lugar de una fija con anomalía cero.

Prescribimos, en lugar de las condiciones de frontera, la temperatura de la superficie del océano y de 700 mb en el intervalo anterior ( $T'_{sp}$  y  $T'_{mp}$ ) y el albedo superficial inicial ( $\alpha_p$ ).

Los cálculos se inician para agosto. En ambos casos, el normal y el anómalo, utilizamos la condición inicial observada de julio en sus valores normales para la temperatura de la superficie del océano y en 700 mb ( $T'_{sp}$  y  $T'_{mp}$ ), y el albedo superficial de agosto. Para el mes  $i$ -ésimo ( $i > 1$ ) utilizamos para  $T'_{mp}$  y  $\alpha_p$  la temperatura de 700 mb y el albedo calculado en el  $i$ -lésimo mes; y para  $T'_{sp}$  utilizamos  $[(T_{sN_{ob}})_{i-1} + (T_s)_{i-1} - (T_{sN})_{i-1}]$  donde  $(T_{sN_{ob}})_{i-1}$  es la temperatura normal observada en la superficie del océano en el mes  $i$ -lésimo, y  $(T_s)_{i-1}$  y  $(T_{sN})_{i-1}$  son los valores normal y anómalo de la temperatura oceánica calculadas en el mes previo, respectivamente.

Los datos, coeficientes, región de integración y puntos de la malla utilizados en los cálculos se describen en Adem 1964a,c;1965b,1970a,c. Para obtener  $T'_m$ , la ecuación elíptica se resuelve como una ecuación en diferencias finitas por el método de relajación de Liebmann (Thompson, 1961).  $T'_s$  y las otras variables son obtenidas por sustitución

directa de  $T'_m$  en las ecuaciones correspondientes descritas anteriormente.

El cálculo del efecto de retroalimentación por vapor de agua atmosférico, requiere un proceso de iteración entre la anomalía climática y el incremento espectral; primero se calcula la anomalía climática debida a la duplicación de  $\text{CO}_2$  sin el retroalimentador de vapor de agua, el cual se utiliza para calcular el incremento espectral; luego se calcula una nueva anomalía incluyendo este incremento, y así sucesivamente, hasta que ambas, la anomalía y el incremento alcanzan un valor estable. Para agilizar esta iteración, intentamos con un valor de la anomalía esperado, y luego probamos para el incremento espectral consistente; si no es bueno ese valor intentamos con otro valor.

Como hemos visto, los parámetros climáticos requeridos para calcular el espectro atmosférico de onda larga, i.e. las absorptividades  $a_1, a_2, a_{12}, \dots, a_{18}$  debidos al  $\text{H}_2\text{O}$  y al  $\text{CO}_2$ , son  $T_a, P_a, \beta$ , y  $H$ . Además, sólo el contenido de  $\text{CO}_2(U_A)$  es necesario para calcular el espectro. Utilizando los valores normales presentes de estos 6 parámetros (denotados con el subíndice N) el espectro básico es calculado.

Cuando el cambio climático es forzado externamente, las absorptividades se modifican debido al cambio en el contenido del  $\text{H}_2\text{O}$  atmosférico ( $U_A$ ). Entonces, el cambio climático se caracteriza completamente por la anomalía en la temperatura superficial ( $T_s DN$ ), debido a los incrementos  $T_a DN, \beta DN$  y  $\epsilon DN$  son funciones únicamente de  $T_s DN$ , cuando  $P_a$  y  $H$  permanecen fijas.

Nuestro forzamiento externo es la duplicación del  $\text{CO}_2$ , i.e.  $U_B DN = U_{B_N}$ , o bien  $U_B = 2U_{B_N}$ , donde las variables sin subíndice significan valores anómalos. Con el fin de encontrar la anomalía de equilibrio  $T_s DN$ , intentamos un primer valor  $\langle T_s DN_{1g} \rangle$ , donde  $\langle \rangle$  denota el promedio anual sobre la región total de integración. Calculamos

los valores correspondientes de  $\langle T_a DN_{1g} \rangle$ ,  $\langle \beta DN_{1g} \rangle$  y  $\langle \epsilon DN_{1g} \rangle$ , y los introducimos en las fórmulas de Adem 1967, Smith 1969 y Ramanathan 1976, para calcular las absorptividades  $a_i$ ; este espectro se utiliza para calcular  $T_s DN_1$ . Si  $\langle T_s DN_1 \rangle \neq \langle T_s DN_{1g} \rangle$ , entonces tratamos un nuevo valor  $\langle T_s DN_{2g} \rangle$  utilizando una interpolación lineal, y así sucesivamente hasta que  $\langle T_s DN_i \rangle = \langle T_s DN_{1g} \rangle$ .

# Capítulo 5

## Resultados y Conclusiones

### 5.1 Introducción

La validación de los resultados de los modelos climáticos en el caso de la simulación de climas futuros sólo es posible a través de la comparación entre los modelos. El Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) fue establecido conjuntamente con la Organización Meteorológica Mundial y el Programa del Medio Ambiente de las Naciones Unidas en 1988 organizándose en tres grupos con el fin de 1) evaluar la información científica sobre el cambio climático, 2) determinar sus impactos socio-económicos, y 3) formular las estrategias de respuesta. El Primer Reporte de Evaluación del IPCC fue publicado en agosto de 1990 y sirvió como base para la Convención Marco sobre el Cambio Climático de la ONU. El IPCC publicó en 1994 una evaluación de los escenarios de emisiones atmosféricas y en 1995 presentó su segunda evaluación.

En este capítulo se presentan los resultados del MTC en el cambio climático

y se comparan con otros modelos similares haciendo hincapié en el efecto de los retroalimentadores. También se toman en cuenta los resultados del grupo 1 del IPCC (1995) enfocado a la ciencia del cambio climático.

## 5.2 Resultados

Con el fin de evaluar los efectos de retroalimentación y el efecto del  $H_2O$  en la banda de  $CO_2$ , se presenta un estudio comparativo de los promedios anuales del hemisferio norte para el incremento de temperatura superficial calculado (tabla 2). La segunda columna en la tabla especifica los mecanismos retroalimentadores, el caso 1 no incluye ningún retroalimentador y el caso 8 los incluye a todos, es decir, los incrementos de  $H_2O$ , criosfera y nubes. Los otros casos incluyen uno o dos mecanismos retroalimentadores. La tercera columna muestra el incremento calculado utilizando el modelo con  $H_2O$  presente en todas las longitudes del espectro de emisión, denotado por  $MTC1$ . Cuando no hay retroalimentación el incremento de temperatura es  $0.3^\circ C$ , y cuando se incluyen los tres mecanismos, el incremento es de  $1.2^\circ C$ ; para un solo retroalimentador el incremento es de  $0.4^\circ C$  en los tres casos. Cuando se incluyen dos retroalimentadores el incremento es de  $0.8^\circ C$  para la combinación de  $H_2O$  y nubes,  $0.5^\circ C$  para  $H_2O$  y criosfera, y  $0.6^\circ C$  para nubes y criosfera.

En la siguiente columna, llamada  $MTC2$ , se presentan los valores correspondientes para un modelo en el cual el  $H_2O$  está ausente en la banda de  $CO_2$ . El incremento es  $0.8^\circ C$  sin ningún retroalimentador y  $3.5^\circ C$  con los tres mecanismos. Donde sólo hay un retroalimentador el incremento es 1.1, 1.3 y  $1.2^\circ C$  para el  $H_2O$  (sólo presente

en las bandas  $0-12\mu$  y  $19\mu-\infty$ ), nubes y criosfera respectivamente. Donde hay dos retroalimentadores, el incremento es 1.7, 1.8 y  $2.2^{\circ}\text{C}$  para los casos  $\text{H}_2\text{O}$  y nubes,  $\text{H}_2\text{O}$  y criosfera, y nubes y criosfera, respectivamente. En la quinta y sexta columnas se presentan los valores correspondientes al incremento de temperatura calculado por Hansen *et al.* (1984) denotado por MH, y por Schlesinger (1986), denotado por MS.

Tabla 2. Comparación de los promedios anuales del hemisferio norte para el incremento de temperatura superficial calculado. Los retroalimentadores se denotan por su incremento (delta).

Caso	retroalimentadores incluidos	$\Delta T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )				factor de retroalimentación				
		MTC1	MTC2	MH	MS	MTC1	MTC2	MH	MS	MTC2/MTC1
1	delta $\text{CO}_2$	0.3	0.8	1.2	1.35	1	1	1	1	2.7
2	delta $\text{H}_2\text{O}$	0.4	1.1	2.0	1.94	1.3	1.4	1.7	1.4	2.8
3	delta nubes	0.4	1.3	1.6	1.38	1.3	1.6	1.3	1.0	3.3
4	delta criosfera	0.4	1.2	1.3	1.56	1.3	1.5	1.1	1.2	3.0
5	delta $\text{H}_2\text{O}$ +delta nubes	0.8	1.7	3.2	1.81	2.7	2.1	2.7	1.3	2.1
6	delta $\text{H}_2\text{O}$ +delta criosfera	0.5	1.8		2.39	1.7	2.3		1.8	3.6
7	delta nubes +delta criosfera	0.6	2.2			2.0	2.8			3.7
8	delta $\text{H}_2\text{O}$ +delta nubes +delta criosfera	1.2	3.5	4.2		4.0	4.4	3.5		2.9

En la séptima, octava, novena y décima columnas se encuentran los factores de retroalimentación definidos como el cociente del incremento de la temperatura en cada caso, dividido por el valor del caso 1 para los modelos MTC1, MTC2, MH y MS, respectivamente. Una comparación de los cuatro modelos muestra que los factores son similares. Por lo tanto, las soluciones son casi proporcionales a los incrementos de temperatura para el caso 1 (en el cual los retroalimentadores son excluidos), es decir, 0.3, 0.8, 1.2 y 1.35°C para el MTC1, MTC2, MH y MS, respectivamente.

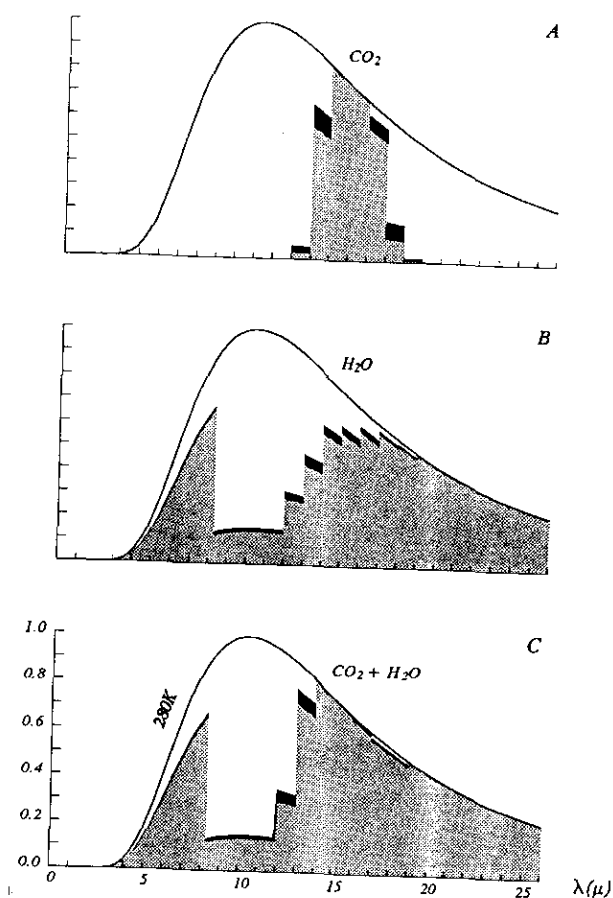
En los casos 5, 6 y 7 donde tenemos la combinación de dos retroalimentadores, la inclusión de la criosfera (6 y 7) implica los factores más altos para el MTC2 y los más bajos para el MTC1, lo que sugiere que el efecto de criosfera depende del cambio de temperatura de una forma no-lineal, dado que se obtienen factores de retroalimentación mucho más altos para incrementos de temperatura mayores.

El factor de retroalimentación total, que incluye los tres mecanismos y corresponde al caso 8 es 4.0 y 4.4 para nuestros modelos MTC1 y MTC2, respectivamente, y 3.5 para MH.

La última columna muestra la razón  $MTC2/MTC1$ . Cuando el  $H_2O$  está ausente de la banda de  $CO_2$ , el incremento de temperatura es cerca de tres veces mayor que cuando está presente. Esta fuerte diferencia se debe a la interacción radiativa del  $H_2O$  con el  $CO_2$ , la cual reduce el efecto neto de la duplicación del  $CO_2$ . Esta reducción puede verse por el espectro de emisión atmosférico utilizado en el modelo (gráfica 4), donde el área sombreada es la energía emitida por la atmósfera con el contenido actual de  $CO_2$ , y el área negra es el incremento debido a la duplicación del  $CO_2$ .



Gráfica 4. Espectro normalizado de emisión atmosférica utilizado en el MTC. El área sombreada corresponde a la energía emitida por la atmósfera para la concentración actual de  $\text{CO}_2$ , el área negra es el incremento debido a la duplicación de  $\text{CO}_2$ . Las partes A y B son los espectros para  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  solos, respectivamente, y la parte C es el espectro para ambos gases combinados. El espectro se ilustra con la curva de Planck para 280K, aún cuando esta temperatura es una variable en el modelo.

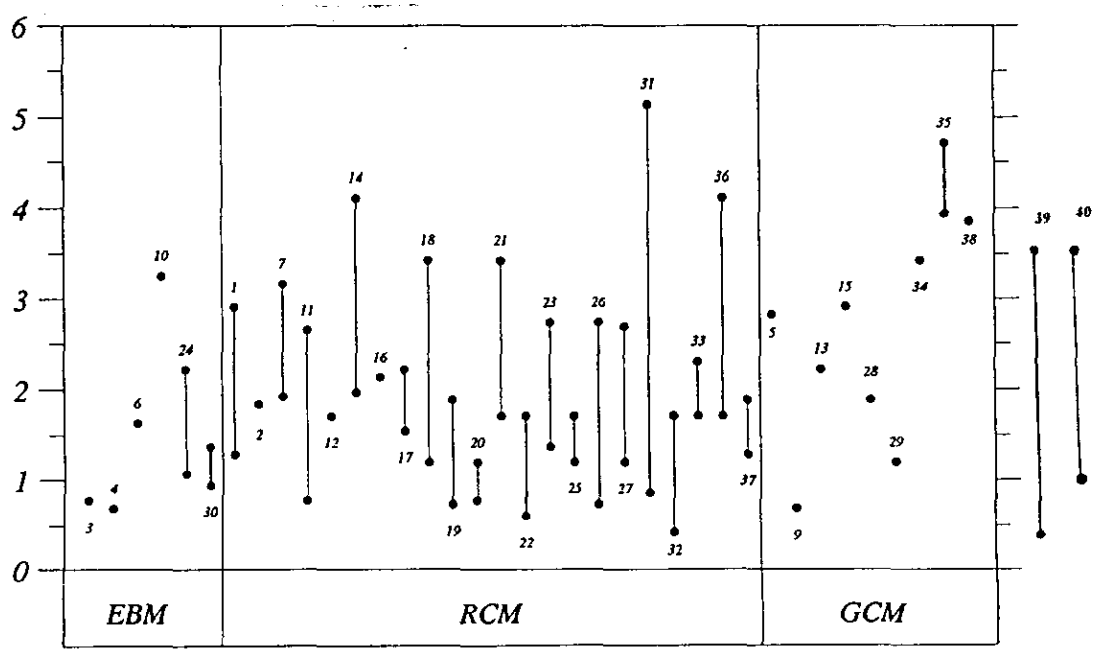


Las partes A y B son los espectros de emisión del CO<sub>2</sub> solo y del H<sub>2</sub>O solo, respectivamente, y la parte C es el espectro correspondiente al efecto combinado de ambos gases. El área negra en la banda de CO<sub>2</sub> (12-19 $\mu$ ) es mayor en el espectro de CO<sub>2</sub> solo (parte A) que para el CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O combinados (parte C), como la presencia de H<sub>2</sub>O en este intervalo reduce el efecto de la duplicación del CO<sub>2</sub>, debido a que el espectro de CO<sub>2</sub> combinado con H<sub>2</sub>O se acerca más a la curva de Planck, y entonces hay menos espacio para incrementos en el espectro. Este efecto de saturación limita el incremento de temperatura debido al incremento de CO<sub>2</sub>, como lo mencionan otros autores (Kiehl y Ramanathan, 1982; Ellsaesser, 1984, 1990; Lindzen, 1990)

La figura 3 presenta los valores obtenidos por varios autores utilizando diferentes modelos. El resultado de Hansen et al. (1984) corresponde al número 35 y es uno de los mayores; el resultado anterior del MTC (Adem y Garduño, 1984) es el número 30, y los nuevos valores que incluyen retroalimentación caen dentro de este mismo rango.

La mayor parte de los valores se encuentra dentro de los nuevos resultados obtenidos con el MTC, dependiendo de si el H<sub>2</sub>O está presente o ausente en el intervalo de CO<sub>2</sub>, i.e., 1.2° a 3.5°C. Considerando que "la absorción en el continuo de 12-18 $\mu$  por H<sub>2</sub>O se desprecia en la mayoría de los modelos" (Kiehl y Ramanathan, 1982), concluimos que la interacción de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> en esta banda podría ser una causa de las discrepancias entre los valores mostrados en esta figura.

Fig. 3 Cambio de la temperatura superficial en grados centígrados debido a la duplicación de CO<sub>2</sub> atmosférico calculado con modelos de balance de energía (EBMs), modelos radiativos convectivos (RCMs) y modelos de circulación general (GCMs). Esta figura fue modificada por Tricot y Berger (1987) de la figura de Schlesinger (1984). Los resultados se enumeran cronológicamente: 1 Manabe & Weatherald (1967), 2 Manabe (1971), 3 Rasool & Shneider (1971), 4 Weare & Snell (1974), 5 Manabe & Weatherald (1975), 6 Temkin & Snell (1976), 7 Augustsson & Ramanathen (1977), 8 Rowntree & Walker (1978), 9 Ohring & Adler (1978), 10 Ramanathan *et al* (1979), 11 Hunt & Wells (1979), 12 Ackerman (1979), 13 Potter (1980), 14 (Wang & Stone), 15 Manabe & Weatherald (1980), 16 Ramanathan (1981), 17 Charlock (1981), 18 Hansen *et al* (1981), 19 Hummel & Kuhn (1981a), 20 Hummel & Kuhn (1981b), 21 Hummel & Reck (1981), 22 Hunt (1981), 23 Wang *et al* (1981), 24 Chou *et al* (1982), 25 Hummel (1982a), 26 Hummel (1982b), 27 Lindsen *et al* (1982), 28 Schlesinger (1983), 29 Washington & Meehl (1983), 30 Adem & Garduño (1984), 31 Wang *et al* (1984), 32 Somerville & Remer (1984), 33 IAL & Ramanathan (1984), 34 Washington & Meehl (1984), 35 Hansen *et al* (1984), 36 Ou & Liou (1985), 37 Gutowski *et al* (1985), 38 Weatherald & Manabe (1986), 39 Adem & Garduño (1992), 40 IPCC (1995).

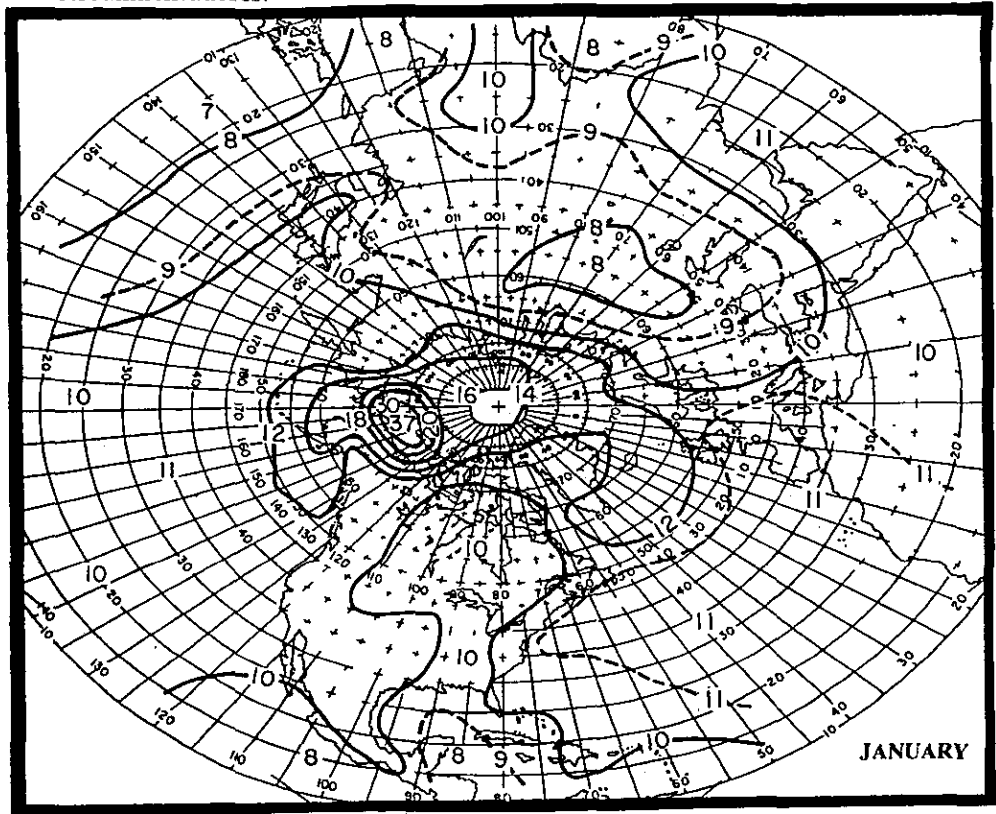


El IPCC desarrolló y publicó en 1990 un conjunto de escenarios de las concentraciones futuras de gases de invernadero y de aerosoles para el periodo 1990 a 2100 correspondiente a la duplicación de  $\text{CO}_2$ , incluyendo estimaciones del aumento de temperatura, cuyos valores disminuyeron en un tercio en el reporte de 1995. En este reporte la mejor estimación de la sensibilidad climática ante la duplicación de  $\text{CO}_2$  incluyendo los efectos de los aerosoles es de  $2^\circ$ , calentamiento que se presentaría en el año 2100. Combinando el escenario de emisiones más bajo con el menor valor de sensibilidad climática y los efectos de cambios futuros en las concentraciones de aerosoles implica un incremento de  $1^\circ$  para 2100. El valor correspondiente al escenario de emisiones más alto combinado con un alto valor en la sensibilidad climática produciría un calentamiento de  $3.5^\circ\text{C}$ .

La salida del MTC consiste en una docena de mapas mensuales de anomalías de temperatura superficial y precipitación debidas a la duplicación de  $\text{CO}_2$ . Se muestran en las figuras 4A a 5D los mapas para enero, abril, julio y octubre, calculados por medio del modelo completo incluyendo todos los retroalimentadores.

Fig. 4 Incremento en la temperatura superficial para enero (parte A), abril (B), julio (C) y octubre (D), en décimas de °C, debido a la duplicación de CO<sub>2</sub> atmosférico, calculado con el MTC1 (en el que el H<sub>2</sub>O actúa en todas las longitudes de onda del espectro atmosférico) para el caso 8, que incluye los tres retroalimentadores.

**A**



**B**

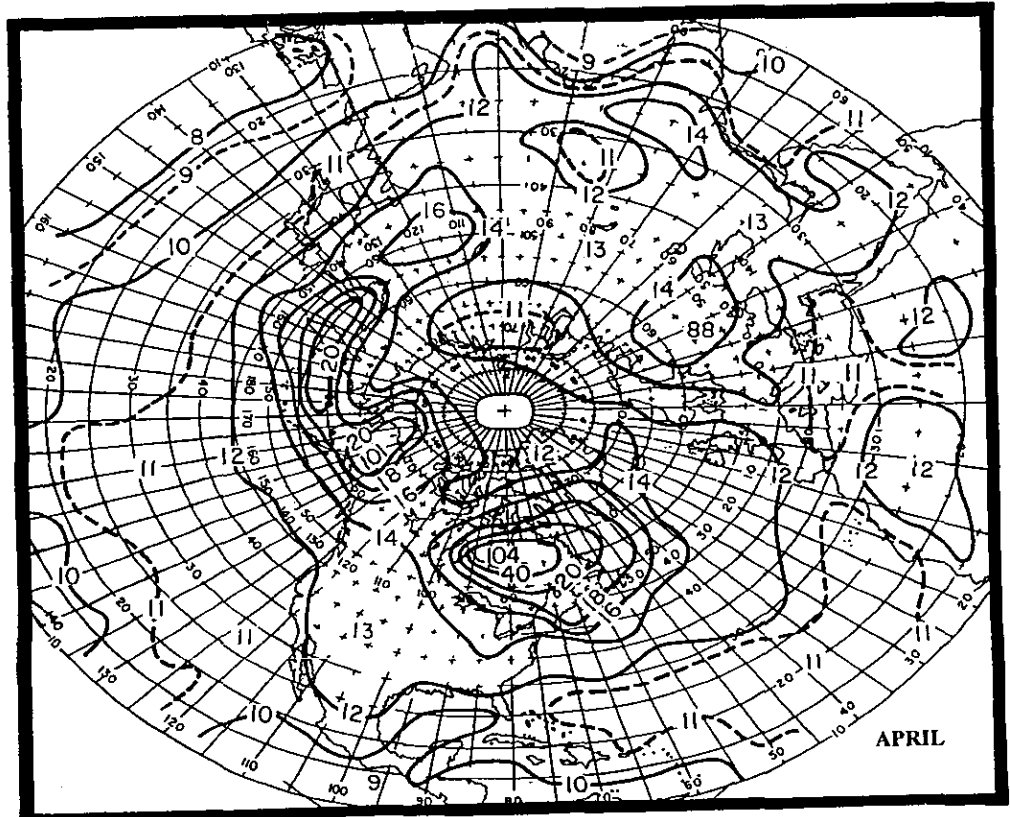
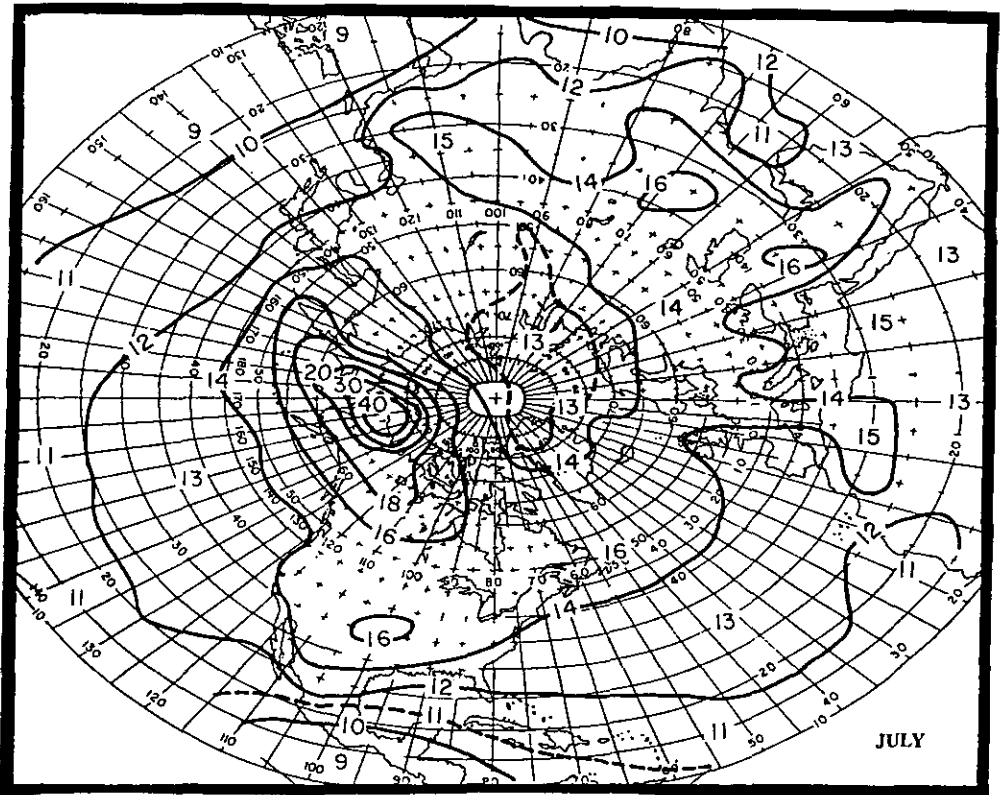


Fig. 4 (continuación)

C



D

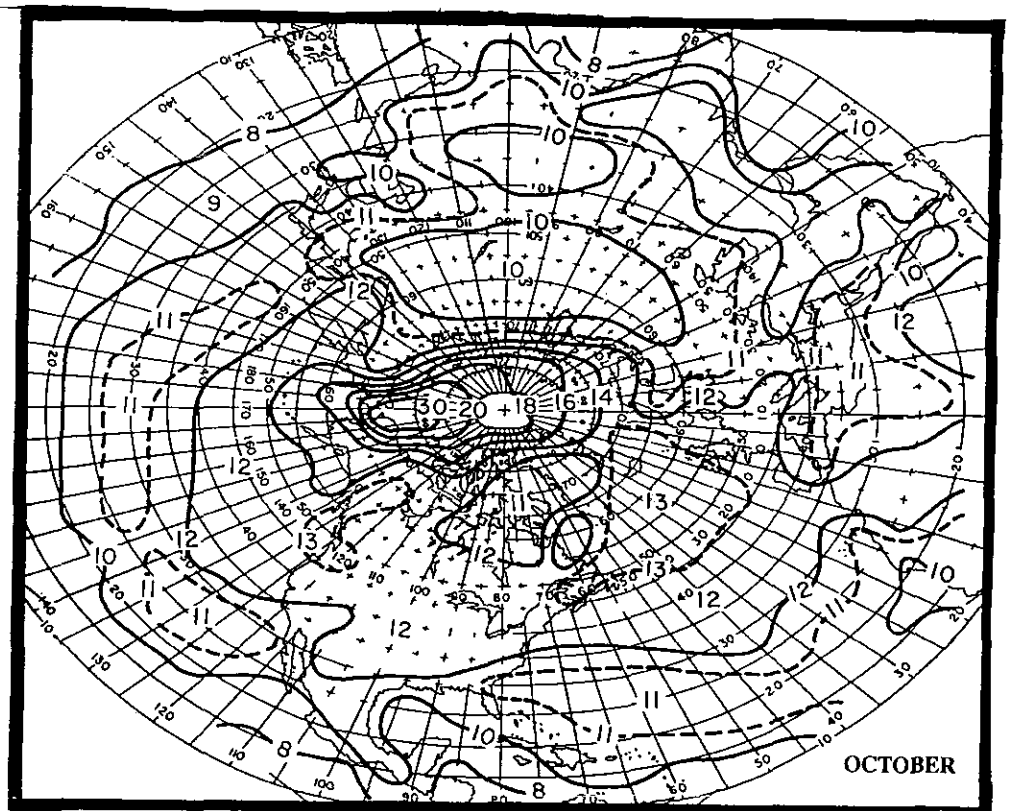
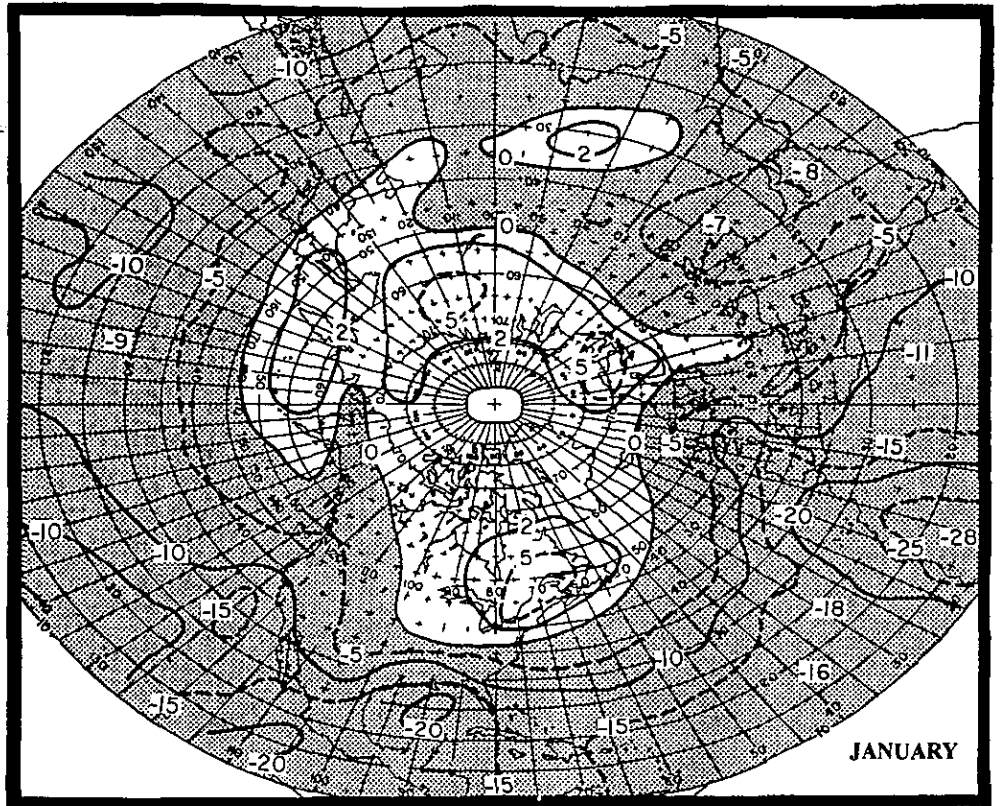


Fig 5 Incremento en la precipitación para enero (parte A), abril (B), julio (C) y octubre (D), en mm/mes, debido a la duplicación de CO<sub>2</sub> atmosférico, calculado con el MTC1 (en el que el H<sub>2</sub>O actúa en todas las longitudes de onda del espectro atmosférico) para el caso 8, que incluye los tres retroalimentadores.

**A**



**B**

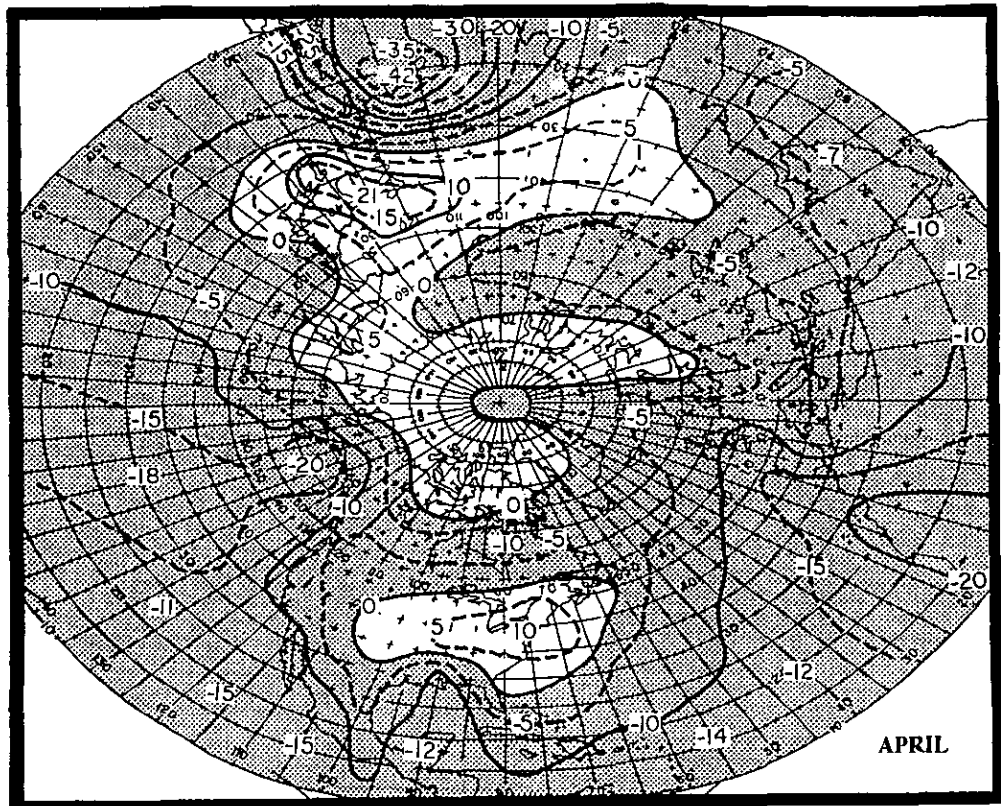
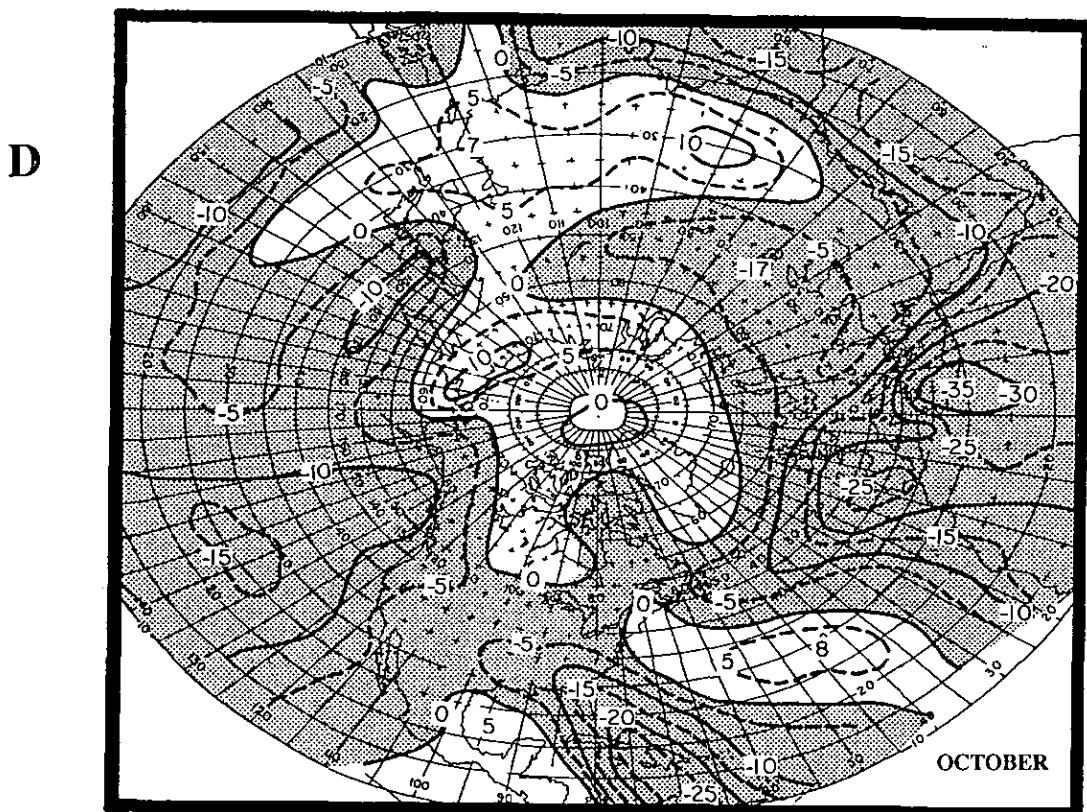
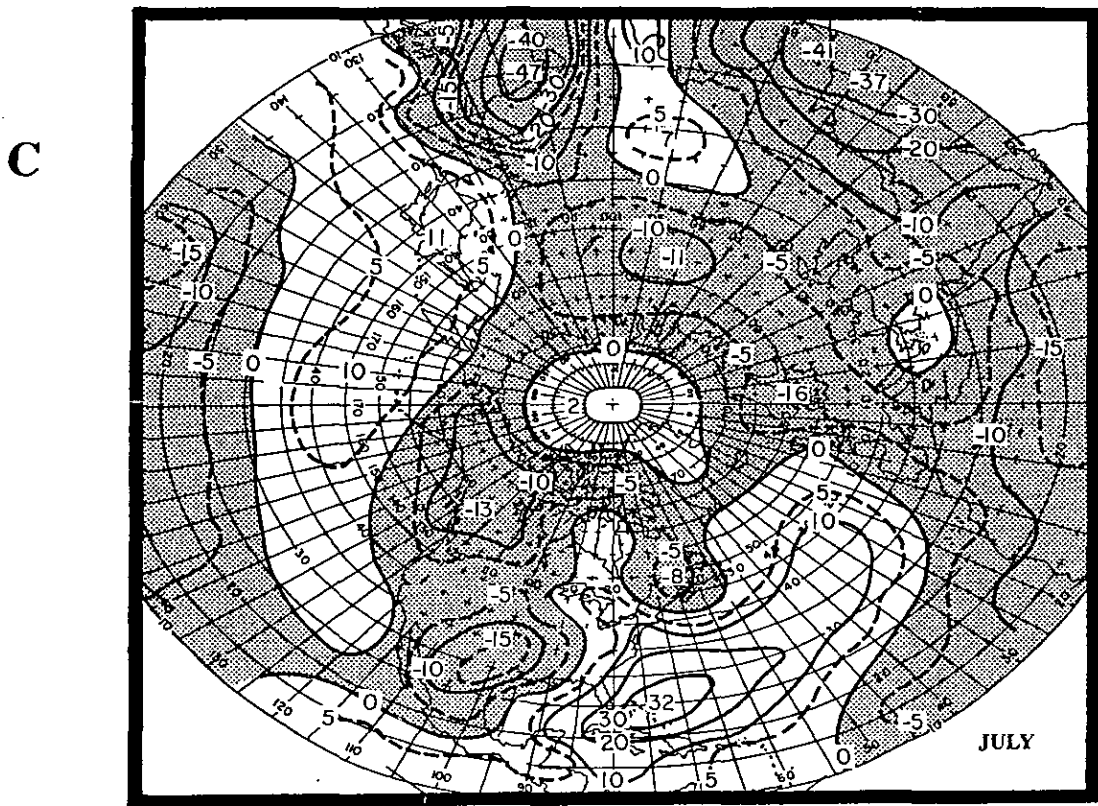


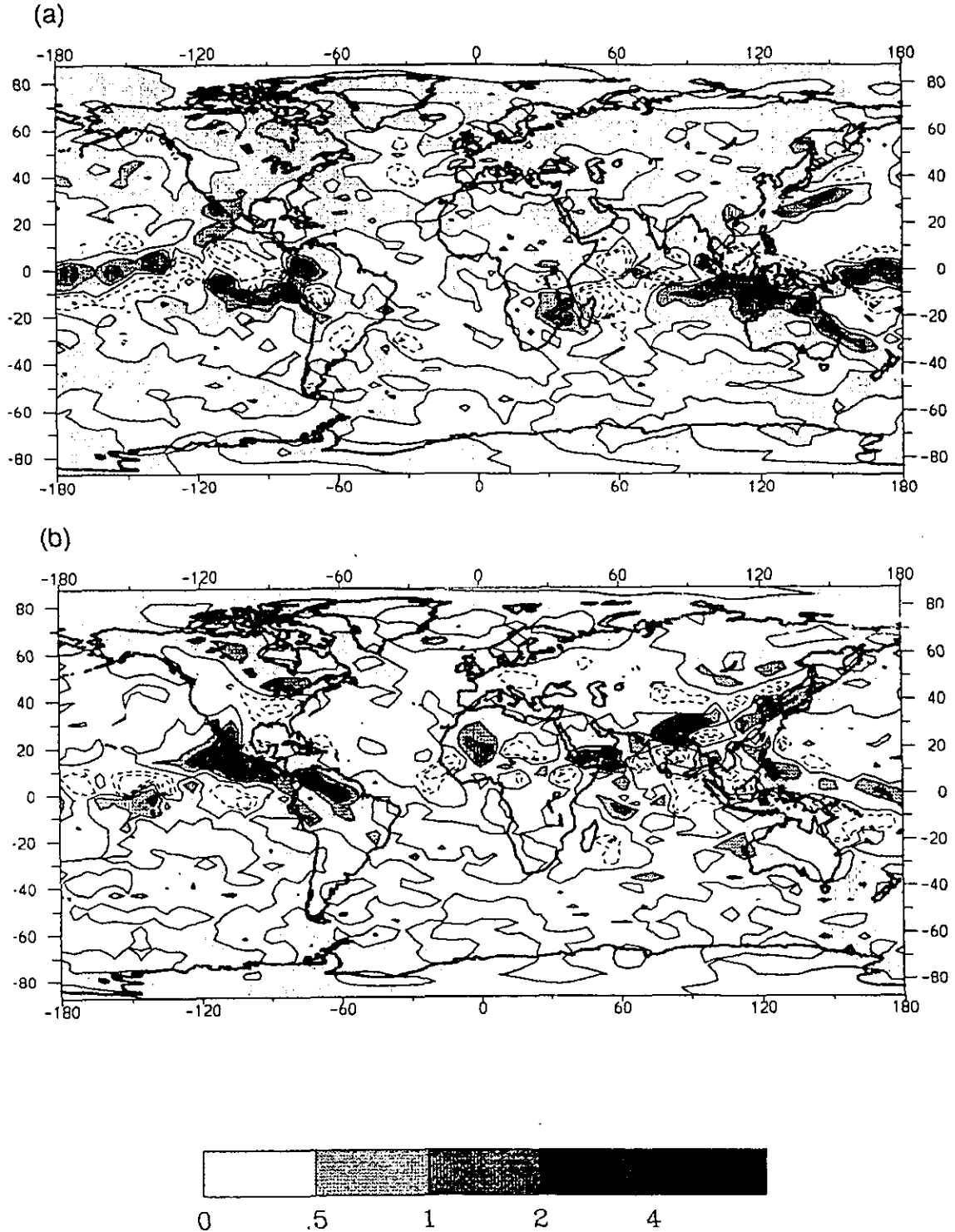
Fig. 5 (continuación)





En la figura 6 se presentan las anomalías estacionales de precipitación durante la duplicación de Colman *et al.*, 1995 presentada por el IPCC 1995.

Fig. 6 Anomalías estacionales de precipitación por la duplicación de  $\text{CO}_2$  atmosférico (Colman *et al.*, 1995). Se presentan los contornos de  $\pm 0.5, 1, 2, 4$  mm/día, los contornos negativos se presentan en líneas punteadas, (a) diciembre, enero y febrero, (b) junio, julio y agosto.



## 5.3 Conclusiones

1. Los factores de retroalimentación del MTC son similares a aquéllas de Hansen et al. (1984), y Schlesinger (1986), excepto por el factor de nubosidad de Schlesinger, el cual es cercano a la unidad, y produce un efecto relativamente pequeño. El factor de retroalimentación debido a los tres mecanismos ( $H_2O$ , hielo-nieve y nubes) es 4.0 y 4.4 para nuestro modelo, y 3.4 para Hansen et al.

2. La presencia de  $H_2O$  en la banda de  $CO_2$  de ( $12-19\mu$ ) previene el incremento de temperatura debido a la saturación de la banda, debido a que el efecto combinado de  $CO_2$  y  $H_2O$  propicia una absorptividad que se acerca a la unidad, como en el caso de un cuerpo negro.

3. Mientras los factores de retroalimentación son similares, el incremento de temperatura debido a la duplicación del  $CO_2$  es igual a  $1.2^\circ C$  cuando está presente  $H_2O$  en la banda de  $CO_2$ , y de  $3.5^\circ C$  cuando no se incluye  $H_2O$ . El valor correspondiente de Hansen et al. es de  $4.2^\circ C$ . La gran diferencia entre estos valores parece depender en los valores correspondientes ( $0.3$ ,  $0.8$  y  $1.2^\circ C$ ), obtenidos antes de que se apliquen los tres retroalimentadores, lo cual depende crucialmente del contenido de  $H_2O$  en la banda de  $CO_2$ . En conclusión, una causa posible de la fuerte diferencia en las soluciones obtenidas por diferentes modelos pueden ser las discrepancias en la cantidad y distribución de  $H_2O$  en la atmósfera, y especialmente en el tratamiento del efecto de  $H_2O$  en la banda de  $CO_2$  de  $12$  a  $19\mu$ .

4. Se observa un mayor calentamiento sobre los continentes respecto a los océanos debido a los efectos de retroalimentación así como en las latitudes altas debido

principalmente al efecto de la criosfera.

5. Se observa un incremento mayor en la precipitación en las latitudes altas durante el invierno debido a que el calentamiento de la atmósfera promueve un mayor contenido de  $H_2O$ , incrementándose el transporte latitudinal de  $H_2O$  hacia el polo y por lo tanto también la precipitación.

## 5.4 Bibliografia

ADEM, J., 1962. On the theory of the general circulation of the atmosphere. *Tellus*, 14, 102-115

ADEM, J., 1964a. On the normal thermal state of the troposphere-ocean-continent system in the northern hemisphere. *Geofis. Int.*, 4, 3-32

ADEM, J., 1964b. On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperature in the troposphere-ocean-continent system. *Mon. Wea. Rev.*, 92, 91-104

ADEM, J., 1965a. Experiments aiming at monthly and seasonal numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 495-503.

ADEM, J., 1965b. Preliminary model for computing tropospheric and surface temperature from satellite data. *J. Geophys. Res.*, 70, 376-386

ADEM, J., 1967. Parametrization of atmospheric humidity using cloudiness and temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 83-88

ADEM, J., 1968. Parametric method for computing the mean weather budget of the atmosphere. *Tellus*, 20, 621-632.

ADEM, J., 1970a. On the prediction of mean monthly ocean temperature. *Tellus* 22, 410-430.

ADEM, J., 1970b. Incorporation of advection of heat by mean winds and ocean currents in the thermodynamic model for long range weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 776-786

ADEM, J., 1981. Numerical simulation of the annual cycle of climate during the

ice ages. *J. Geophys. Res.*, 86, 12015-12034.

ADEM, J., 1982. Simulation of the annual cycle of climate with a thermodynamical model. *Geophys. Int.*, 21, 229-243.

ADEM, J. and R. Garduño, 1982. Preliminary experiments on the climatic effect of an increase of the atmospheric CO<sub>2</sub> using a thermodynamic model. *Geophys. Int.*, 21, 309-324.

ADEM, J. and R. Garduño, 1984. Sensitivity studies on the climatic effect of an increase of the atmospheric CO<sub>2</sub>. *Geophys. Int.*, 23, 17-35

Clapp, P.F., S.H. SCOLNIK, R.E. TAUBENSEE, and F.J. WINNINHOFF, 1965. Parametrization of certain atmospheric heat source 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. (copies available for interested persons)

Clapp, P.F. 1970. Parametrization of macroscale transient heat transport for use in a mean motion model of the general circulation. *J. Appl. Meteorol.*, 9, 554-563.

Defant, A., 1921. Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde. *Geog. Ann.*, 3, 209-266.

Elsaesser, H.W., 1984. The climatic effect of CO<sub>2</sub>: a different view. *Atmos. Environ.*, 18, 431-434.

Elsaesser, H.W., 1990. A different view of climatic effect of CO<sub>2</sub>. Updated. *Atmósfera* 3, 3-29.

R. Garduño y Adem, 1988. Interactive long wave spectrum for the thermodynamic model. *Atmósfera*, 1, 157-172

ESTE LIBRO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

R. Garduño y Adem, 1993. Parametrization of cloudiness as a function of temperature for use in a thermodynamic model. *World Resource Review*, 5, 246-253.

Hansen J., A. Lacis, D.Rind, G.russel, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy and J. Lerner, 1984. Climate sensitivity> analysis of feedback mechanisms. InL Climate processes and climate sensitivity. Eds.> J.E. Hansen and T Takahashi, Maurice Ewing series 5. American Geophysical Union, Wasington, D.C. 130-163.

Kiehl, J.T. and V. Ramanathan, 1982. Radiative heating due to increased CO<sub>2</sub> > the role of H<sub>2</sub>O continuum absorption in the 12-18  $\mu$ m region. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2923-2926.

Lindzen, R.S. 1990. Some coolness concerning global warming. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 71, 288-299.

Ramanathan. V., 1976. A radiative transfer within the Eart's troposphere and stratosphere> a simplified radiative-convective model. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1330-1346.

Schlesinger, M.E., 1983. A review of climate model simulations of CO<sub>2</sub>-induced climatic change, Rep. 41, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis.

Smith, W.L., 1969. A polynomial representation of carbon dioxide and water vapor transmission. ESSA tech. Rep. NES-47.

Thompson, P.D., 1961. Numerical weatheranalysis and prediction, Macmillan, New York.

Tricot, Ch. and A. Berger, 1987. Modelling the equilibrium and transient responses of global temperature to past and future trace gas concentrations. *Clim. Dyn.*, 2 39-61.

