

LAS NUBES Y SUS EFECTOS EN EL SISTEMA CLIMATICO

Jeffrey Kiehl

National Center for Atmospheric Research, US

CUBRIENDO LA TIERRA EN ESCALAS QUE ALCANZAN HASTA MILLONES DE KILOMETROS CUADRADOS, LAS PARTICULAS DE AGUA EN EL AIRE, QUE FORMAN LAS NUBES, TRANSPORTAN ENERGIA Y AFECTAN EL BALANCE DE LA RADIACION QUE ENTRA A LA TIERRA PROCEDENTE DEL SOL Y LA QUE EMITE AL ESPACIO.

El balance entre la radiación solar entrante y la radiación infrarroja saliente determina el clima de la Tierra en un grado significativo. Las nubes juegan un papel importante en la determinación del balance neto de radiación, de manera que cualquier cambio en la cobertura de las nubes o de las propiedades ópticas conduce a un nuevo estado climático. Para estudiar los estados presente y futuro del clima se usan las herramientas mas completas con que contamos hasta la fecha, estas son las soluciones numéricas de los modelos climáticos globales. La precisa representación de las nubes en estos modelos representa un gran reto para mejorar estos modelos.

LAS NUBES Y LA CIRCULACION ATMOSFERICA.

Para comprender el papel que juegan las nubes en el sistema climático, usaremos los resultados de un modelo tridimensional de circulación general: El Modelo Climático del National Center for Atmospheric Research (Hack et al., 1994). Este modelo fue forzado a ajustarse a las temperaturas superficiales del mar observadas en un periodo de diez años, 1979 - 1988, y los resultados fueron promediados durante todo el periodo. La figura 1 muestra el promedio zonal (en la dirección oeste-este) de la estructura térmica de la atmósfera mas baja de la Tierra (troposfera). Las temperaturas mas calientes, de alrededor de 300° K, se encuentran en las latitudes mas bajas con temperaturas decrecientes hacia los polos. En la vertical, la temperatura desciende uniformemente desde la superficie hasta los 10 - 15 kilometros de altura. Esta región de temperatura decreciente, la Troposfera, es mas gruesa en los trópicos y mas delgada en los polos. ¿Que es lo que mantiene ésta estructura y que papel juegan las nubes en su mantenimiento?

La fuente de radiación de energía para el sistema superficie-atmósfera de la Tierra esta determinada por el balance entre la radiación solar de onda corta que absorbe la Tierra - con longitudes de onda entre 0.2 y 4 micrones - y la radiación de onda larga que se radia hacia el espacio - con longitudes de onda entre 4 y algunos cientos de micrones (ver figura 2) -. La figura 3

nos presenta este balance en la parte superior de la atmósfera, tal como se produce en el modelo de circulación general. $N(T)$ es la radiación neta de onda corta que entra menos la radiación de onda larga que sale. Como puede verse, hay una ganancia neta de energía entre los 40° N y 40° S, con un pico de 70 W/metro cuadrado en el ecuador. De los 40 grados a los polos hay una perdida neta, ya que la emisión de onda larga que sale al espacio excede a la radiación de onda corta absorbida. Estos resultados indican por qué las temperaturas tropicales exceden a las de las latitudes altas.

Sin embargo, un simple análisis que supone que la estructura térmica está determinada unicamente por procesos de radiación, da como resultado temperaturas tropicales demasiado altas (por lo menos 30° K mas de lo observado) y temperaturas polares demasiado bajas (40° K menos de lo observado). Esto indica que el estado de la atmósfera no está determinado unicamente por procesos de radiación. Los movimientos convectivos a pequeña escala transportan de una manera eficiente calor y humedad en la vertical, mientras que los movimientos horizontales a gran escala transportan calor de los trópicos hacia latitudes mas altas. Estos movimientos son forzados por procesos radiativos, y de intercambio de calor tanto latente como sensible.

El transporte atmosférico de energía estática seca (dry static energy) F_a o energía latente F_q se puede describir mediante las siguientes dos ecuaciones:

$$\nabla \cdot F_a = N(A) + LP + SH \quad (1)$$

$$\nabla \cdot F_q = LH - LP \quad (2)$$

La ecuación 2 es la forma de energía del balance de masa para el vapor atmosférico. LP es el calor latente producido por energía del vapor de agua, el cual forma las nubes, SH es el flujo de calor sensible en la superficie, y LH es el calor latente de la evaporación que va de la superficie a la atmósfera (ver figura 2). $N(A)$ es

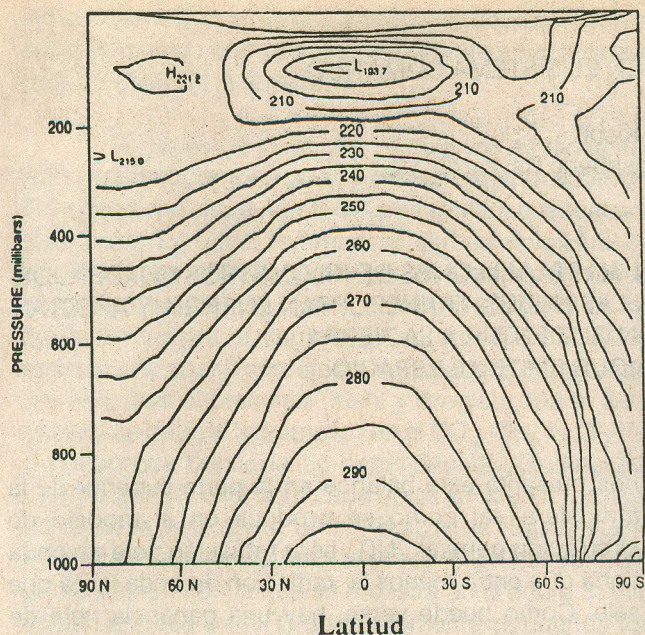


Fig.1.- Temperaturas en la atmósfera. Los contornos muestran la temperatura promedio anual para las diferentes latitudes y altura. Las temperaturas están en grados Kelvin y corresponde al modelo climático del Nat. Center for Atmosph. Res.

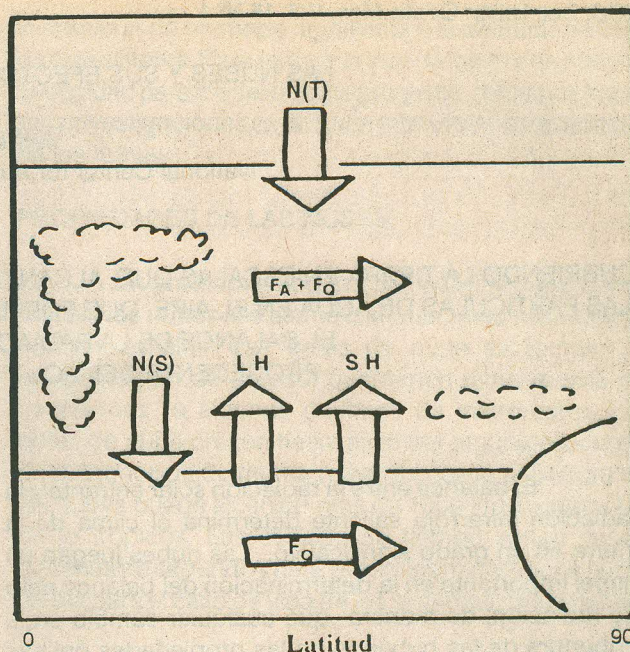


Fig.2.- Transporte de energía en la atmósfera. El esquema muestra los flujos verticales de energía radiativa en la parte superior de la atmósfera $N(T)$ y en la Superficie Terrestre $N(S)$; los flujos de calor latente LH y calor sensible SH y el transporte horizontal de la energía estática húmeda $F_A + F_Q$ y el calor del océano F_Q .

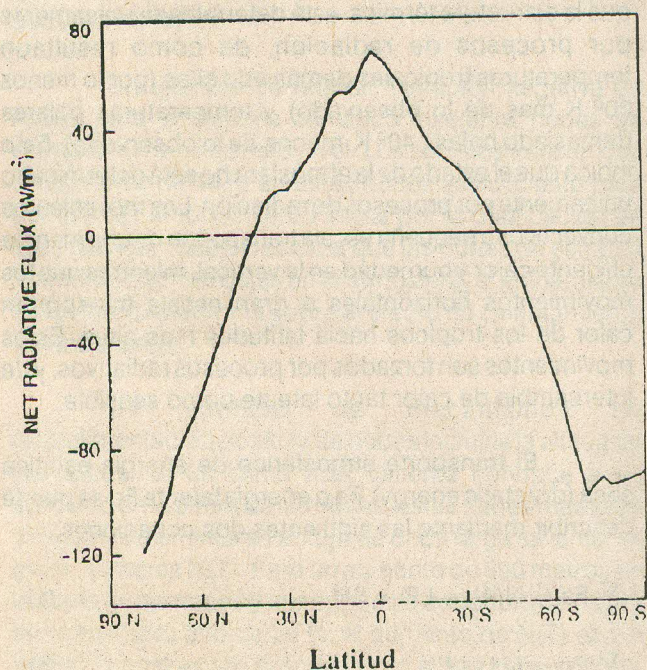


Fig.3.- Flujo radiativo neto $N(T)$ en la parte superior de la Atmósfera. La gráfica muestra el flujo radiativo neto anual por zonas, el cual es igual al flujo de onda corta absorbida menos el de onda larga liberado.

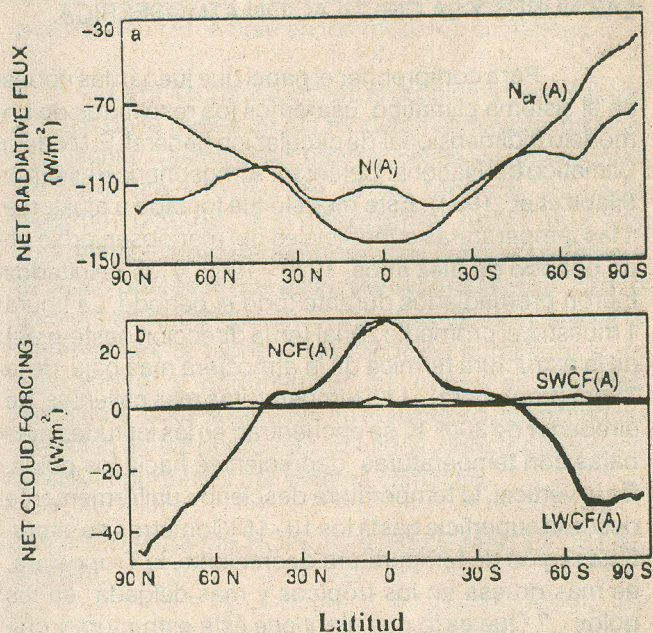


Fig. 4.- Forzamiento por flujo y por nubes. a) Flujo radiativo neto anual que entra a la Atmósfera $N(A)$ y componente del mismo en cielo despejado $N(cir(A))$. b) Forzamiento por nubes neto $NCF(A)$ y sus componentes de onda corta $SWCF$ y onda larga $LWCF$.

el flujo radiativo neto en la atmósfera:

$$N(A) = N(T) - N(S) \quad (3)$$

donde $N(S)$ es el flujo radiativo neto hacia la superficie de la Tierra. En la superficie, la energía (F_o) también puede ser transportada en los océanos:

$$\nabla \cdot F_o = N(S) - LH - SH \quad (4)$$

Aquí la energía disponible para conducir el transporte de calor del océano es un balance entre la energía radiativa entrante neta - la de onda corta menos la de onda larga - y la pérdida del océano a la atmósfera debido a la transferencia de calor latente y sensible. La transferencia total de calor para el sistema atmósfera-océano se obtiene sumando las ecuaciones (1), (2) y (4):

$$\nabla \cdot [F_a + F_q + F_o] = N(T) \quad (5)$$

Es importante notar que el sistema atmosférico está acoplado con el sistema oceánico a través de las relaciones dadas en las ecuaciones 1 a 5. Este artículo se centra en el componente atmosférico, pero debemos tener siempre en mente que la atmósfera y la superficie deben ser tratadas juntas como un solo sistema.

¿ Que papel juegan las nubes para definir la magnitud y distribución de los términos arriba definidos que dictan el transporte de energía latitudinal ? Para contestar a esta pregunta, es mejor separar los flujos radiativos en componentes "despejada" y "nublada". En esta forma el flujo radiativo neto es:

$$N(A) = N_{clr}(A) + N_{CF}(A) \quad (6)$$

donde N_{clr} es el flujo radiativo neto en cielo despejado y N_{CF} es el forzamiento radiativo de nubes neto. La figura 4a nos muestra la media anual zonal de $N(A)$ y N_{clr} del modelo de circulación general. Notese que su magnitud es de mas de 100 W/m^2 en la mayoría de las latitudes y que es negativa; N_{clr} es también grande en magnitud y negativa. Por último, la figura 4b muestra $N_{CF}(A)$. Este resultado indica que las nubes calientan la atmósfera en latitudes entre 50 grados norte y 50 sur, y enfrian la atmósfera cercana a los polos mas alla de los 50 grados. El calentamiento máximo se localiza cerca de los 5° N . Como se muestra en la figura 4b, $N_{CF}(A)$ está dominado por la componente de onda larga del forzamiento de las nubes, ya que los modelos actuales de las propiedades de las nubes indican poca absorción de onda corta. Sin embargo, como veremos adelante, estos modelos pueden estar subestimando seriamente la absorción de onda corta de las nubes.

El N_{clr} ampliamente negativo, y

consecuentemente el ampliamente negativo $N(A)$, resulta de la significativa penetración de flujo de onda corta a través de la atmósfera a la superficie, lo cual se toma como una pérdida de energía para la atmósfera. La máxima absorción de onda corta atmosférica en cielo despejado es 85 W/m^2 en los trópicos, comparado con un flujo incidente de 420 W/m^2 en la parte superior de la atmósfera. En la onda larga, la atmósfera emite radiación tanto al espacio como a la superficie terrestre. Esta pacífico obedece la ley de Stefan-Boltzman y es proporcional a la temperatura elevada a la cuarta potencia. Así, la atmósfera pierde energía radiativamente.

Desde luego, la atmósfera también transporta energía en forma de calor latente (como se describe en la ecuación 2), así que el transporte total de energía en forma de calor latente mas la estática seca (cuya suma se denomina estática húmeda) se rige por:

$$\nabla \cdot [F_a + F_q] = N(A) + LH + SH \quad (7)$$

El lado derecho de esta ecuación se ilustra en la figura 5. Ahora vemos que el forzamiento de nubes tropicales, principalmente la radiación de onda larga de 30 W/m^2 , es apenas la mitad del total de forzamiento de 60 W/m^2 debido al transporte hacia los polos de energía estática húmeda. Por esta razón, los cambios en el forzamiento de nubes tropicales de onda larga pueden conducir a cambios importantes en la circulación a gran escala. Un estudio, basado en el Modelo de Circulación General investigó el papel del forzamiento de nubes de onda larga separandolo de la atmosfera (Randall et al., 1989). Si se elimina el forzamiento de nubes de onda larga se reduce la fuerza de la circulación a gran escala, reduciendo la celda de Hadley en un factor de dos. Por lo tanto, el forzamiento atmosférico de nubes de onda larga es un componente importante del forzamiento en la circulación atmosférica.

Un análisis similar en la superficie de la Tierra indica que los flujos de onda corta son el factor dominante en $N(S)$, ya que de acuerdo con la ecuación (4), estos juegan un papel importante en el transporte de calor del océano. En la superficie, el forzamiento de las nubes de onda corta domina los trópicos, con un forzamiento de -60 a -70 W/m^2 , mientras que en los extratrópicos, entre 40 y 60 grados de latitud, el forzamiento de las nubes de onda corta y larga en la superficie es igualmente importante, del orden de 20 a 50 W/m^2 . En latitudes altas, el forzamiento de las nubes de onda larga predomina, con una magnitud de 60 W/m^2 . En comparación, el flujo de calor latente de la superficie está en un rango de 160 W/m^2 en los trópicos hasta alrededor de 60 W/m^2 en los extratrópicos. Estos valores

indican que el forzamiento de nubes de onda corta en la superficie es un componente importante en el balance total de calor de la superficie.

A través de la ec. (5), el balance de radiación $N(T)$ se definió como el forzamiento del sistema climático. Si se hace una alteración al sistema climático actual por aumento en los gases invernadero, aerosoles volcánicos o variaciones solares, entonces el sistema climático alterado buscará un nuevo estado de equilibrio. La figura 6 muestra el cambio inicial en $N(T)$ debido al aumento de gases con efecto invernadero del periodo pre-industrial al presente (Kiehl y Bregleb, 1993). Este cambio se debe al incremento en el CO_2 , CH_4 , N_2O y los clorofluorocarbonados. La dependencia latitudinal del cambio en $N(T)$ está dominada por la emisión T^4 , la cual obedece la relación de Stefan-Boltzman. Nótese que la magnitud de este cambio aparece muy pequeña en comparación con la que se muestra en la figura 3; son estos cambios en $N(T)$ aparentemente pequeños los que conducen a un cambio de clima. Los procesos de las nubes dentro del sistema climático pueden responder a la alteración inicial. Los cambios en estos procesos determina la retroalimentación del sistema climático (Cess y Potter, 1988). Una medida cuantitativa para la retroalimentación se define por $[\Delta N(T)/\Delta T_s]^{-1}$, el llamado parámetro de sensibilidad climática. Así pues, el forzamiento climático se determina por $N(T)$, mientras que la retroalimentación climática es determinada por la derivada de $N(T)$.

Un ejemplo de retroalimentación negativa de nubes para el sistema climático involucra nubes de estratos marinos de bajo nivel. Los cálculos indican que un aumento de 14 % en estas nubes es suficiente para compensar el forzamiento inicial por la duplicación de CO_2 (Slingo, 1990). Debido a que las nubes de estratos marinos están tan bajas en la atmósfera, el enfriamiento de onda corta domina sobre el efecto de calentamiento de onda larga.

Un ejemplo de mecanismos de retroalimentación positivo de nubes incluiría la altitud de las nubes. Si un clima mas caliente conduce a un aumento en la altura de las nubes, estas nubes mas altas y mas frias disminuirán el flujo de onda larga saliente, es decir, aumenta $N(T)$. Para un aumento de 500 metros en la altura de las nubes y una supuesta cobertura de nubes en el nivel alto alto de 20 %, el aumento de $N(T)$ es 2.4 W/m^2 , lo cual es tan grande como el forzamiento tropical debido al aumento inicial en los gases traza como se muestra en la figura 6.

Las nubes son importantes para los procesos radiativos y latentes que controlan el transporte de energía, hacia los polos, del sistema climático actual. La retroalimentación de las nubes puede también aumentar

o disminuir de un modo significativo la alteración inicial de este sistema. Para reducir la incertidumbre en nuestra capacidad para modelar estos procesos, debemos hacer más investigaciones en un buen número de propiedades de las nubes.

PROPIEDADES DE LAS NUBES.

Un problema fundamental para modelar como afectan las nubes al sistema climático está relacionado con las escalas. Las gotas de nube se forman en condensación de aerosol que tienen dimensiones de centésimos a algunos décimos de micrometro. Las gotas de nube crecen hasta alcanzar algunas decenas de micrones de diámetro, mientras que la cobertura de las nubes puede alcanzar mas de 1000 km de diámetro en lo trópicos. Las escalas de tiempo varían desde decenas de segundos para procesos microfísicos hasta un día para el ciclo de vida de los sistemas de las nubes.

Entonces, las propiedades de las nubes que afectan el balance de energía radiativa se extienden 14 ordenes de magnitud en espacio y mas de 3 ordenes de magnitud en tiempo. Los modelos climáticos numéricos actuales pueden resolver escalas espaciales del orden de algunos cientos de km y escalas de tiempo del orden de decenas de minutos. Por lo tanto, hay una considerable disparidad de tiempo y espacio entre los procesos físicos que generan y mantienen las nubes y las escalas que pueden resolverse en los modelos climáticos.

La única solución para el problema de incluir los efectos de la nubes en los modelos climáticos ha sido representar a estos detallados procesos físicos en forma paramétrica, mediante una tecnica llamada parametrización. Es importante notar que las parametrizaciones deben incorporar la física fundamental de los procesos que están siendo modelados. El reto en muchas investigaciones de nubes-clima es utilizar la observación, la teoría y los modelos numéricos para comprender y parametrizar las nubes en modelos climáticos, pues solamente en el contexto de un modelo climático global podrán ser incluidos todos los procesos físicos importantes del sistema climático.

PROPIEDADES MICROFÍSICAS RELEVANTES DE LAS NUBES.

Las nubes están compuestas por partículas de agua en la fase partículas o solida. Las gotitas de nube se forman en partículas de aerosol en la atmósfera, las cuales actúan como sitios para la condensación del vapor de agua. La eficiencia con la que una partícula de aerosol puede nuclear o iniciar el crecimiento de una gota de nube depende tanto de su forma como de su solubilidad. La condensación continúa hasta que las partículas son suficientemente grandes (20 micrones)

como para comenzar una interacción de colisión, la cual conduce a gotas aun mas grandes. En un lugar y en un momento dado, el número de gotas de cada tamaño particular puede ser descrito por medio de una distribución $n(r)$. Las gotitas líquidas de la nube tienen una forma esférica, sin embargo, las partículas de hielo por lo general no son esféricas. La valorización del efecto de la forma no esférica en la transferencia de radiación de onda corta y onda larga es un importante problema en la investigación de nubes-clima.

Si las partículas son esféricas y se conoce su índice de refracción, entonces se pueden usar las soluciones de las ecuaciones de Maxwell para calcular la eficiencia con la que dispersan o absorben energía (Bohnen y Huffman, 1983). Estas soluciones arrojan tres cantidades fundamentales que definen las propiedades ópticas de las nubes: La profundidad óptica de extinción (T_{ext}), la función de fase $P(O, O')$ (donde O define el ángulo sólido de la radiación incidente y O' define el ángulo sólido para la radiación dispersada) y el albedo de dispersión unico W_o . La profundidad óptica de extinción describe la eficiencia con la que la radiación es dispersada o absorbida por las gotas de la nube; para radiación de onda corta, es proporcional al total del área proyectada por las gotitas, tenemos que:

$$T_{ext} \propto \int_0^{\infty} n(r) r^2 dr \quad (8)$$

La función de fase define la probabilidad de que los fotones sean dispersados en un ángulo sólido unitario. Comúnmente, mientras mas grande es la partícula, mas probable será que el fotón sea dispersado en dirección del fotón incidente ("dirección hacia adelante"). El albedo de dispersión único mide la fracción de radiación dispersada relativa a la extinción total de la partícula.

No se necesita información detallada acerca de la distribución $n(r)$ cuando las partículas son relativamente grandes comparadas con la longitud de onda de la radiación. Las propiedades ópticas de las nubes dependen entonces de dos cantidades microfísicas importantes: La concentración de agua líquida de la nube:

$$LWC = 4/3 \pi \rho \int_0^{\infty} n(r) r^3 dr \quad (9)$$

y el tamaño efectivo de la gota

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} n(r) r^3 dr}{\int_0^{\infty} n(r) r^2 dr} \quad (10)$$

Combinando las ecuaciones (8), (9) y (10), tenemos:

$$T_{ext} \propto \frac{LWC}{r_e} \quad (11)$$

ASPECTOS NUBE-CLIMA

Tres puntos son particularmente importantes para entender el efecto de las nubes sobre el clima:

1) Nubes tipo yunque (anvil) tropicales.- Las temperaturas mas calientes de la superficie del oceano ocurren en el tropical occidental. Grandes sistemas de nubes convectivas, formando grandes yunques, se encuentran encima de estas superficies oceánicas. Las nubes tipo yunque son eficientes tanto para reflejar la radiación de onda corta entrante como para absorber la radiación de onda larga saliente emitida desde la superficie del oceano. Recientemente se han externado hipótesis de que la reflexión de onda corta por estas nubes tipo yunque actua como un fuerte regulador para estabilizar las temperaturas de la superficie del mar (Ramanathan y Collins, 1991). Las temperaturas de la superficie del mar pueden ser reducidas por un aumento en la reflexión o un aumento en el flujo de evaporación desde la superficie oceánica. Los datos de campo estan siendo analizados actualmente para ver cual de estos procesos domina en el pacífico tropical. La relevancia de este mecanismo en el cambio del clima aun no se comprende bien, pero puede ser importante para comprender la pequeña variabilidad de la temperaturas de la superficie del mar en escalas de tiempo geológicas.

2) Núcleos de condensación en nubes tipo stratus de latitudes medias.- El incremento de emisión de partículas de aerosol por la utilización de combustibles fósiles puede afectar los albedos de las nubes. Estas partículas higroscópicas pueden aumentar el número de núcleos de condensación de nubes y conducir a un aumento en el número de gotitas de nube. Para la concentración constante de agua, habrá un cambio en el tamaño efectivo de la gota (decrecerá) y habrá un aumento en la profundidad óptica de la nube (ver ecuacion 11), lo cual conducirá hacia un aumento en el albedo de la nube (Twomey, 1977). Este fenómeno ha sido observado sobre los oceanos (Coakley et al., 1987). Actualmente, los detalles de los procesos altamente no lineales que relacionan los núcleos de condensación de las nubes debajo de la nube con la nueva formación de gotas de nube aún no se conocen bien. Las mediciones muestran una relación entre estas dos cantidades (Martin et al., 1994). También puede ser que la suposición de que la concentración de agua líquida permanece fija no se mantenga en general. El problema de relacionar el

aumento de aerosoles con el aumento teórico del albedo de la nube está bajo estudio teórico, de modelación y de observación.

3) Absorción de la nube.- Aunque la reflexión de las nubes es el principal determinante del forzamiento de nubes de onda corta, la absorción de onda corta puede ser no despreciable. Dos estudios recientes de observación indican que la cantidad de absorción de onda corta puede ser mucho mas grande de lo que los modelos previos sugieren y que este efecto es un fenomeno global (Cess et al., 1994; Ramanathan et al., 1994). Estos estudios indican que la absorción de onda corta por las nubes en la atmósfera es de cerca de 50 % del forzamiento de onda corta de las nubes en la parte superior de la atmósfera. Este resultado implica que la absorción es aproximadamente 40 W/m^2 , en vez de los 2 W/m^2 indicados en nuestro análisis de balance de energía. Si estos estudios son confirmados, el termino NCF (A) en nuestro análisis de balance de energía se convertirá en el principal determinante de la transferencia de calor hacia los polos en la ecuación (7).

OBSERVACION, MODELOS, TEORIA.

Los progresos para comprender los problemas de Nube-Clima se han centrado en observaciones, modelos y teoria. A diferencia de la física experimental, la observación de las nubes debe llevarse a cabo en un sistema abierto y sin control: La atmósfera terrestre.

OBSERVACION.- Los progresos en muchos de los problemas de nubes-clima actuales están limitados por la escasez de datos observacionales. Las observaciones de los procesos de radiación de las nubes pueden ser realizadas desde tres puntos: Desde la superficie terrestre, In Situ y desde arriba de la atmósfera por medio de sensores remotos via satélite. La ventaja de la observaciones en tierra firme es que los instrumentos pueden ser calibrados y mantenidos por largos periodos de tiempo, permitiendo observaciones de nubes por largos periodos y en una gran cantidad de lugares; en cualquier momento pueden introducirse nuevos instrumentos que complementen los ya existentes. El programa de Mediciones de Radiación Atmosférica del DOE es un ejemplo de un programa a largo plazo basado en tierra firme para obtener datos acerca de los procesos radiativos de las nubes (Stokes y Schwartz, 1994). La limitación de estas mediciones es que ciertas características de las nubes, como las propiedades microfísicas, no pueden ser observadas desde tierra firme, aunque alguna información puede ser recogida por sensores remotos de instrumentos con base en tierra firme, tales como sensores de microondas de la columna de agua de la nube. Además, hay muchas regiones, como el oceano, donde logisticamente es difícil apoyar las observaciones con instrumentos de

superficie.

Las observaciones In Situ desde aviones o globos son muy valiosas para obtener información de los procesos microfísicos en las nubes. Por ejemplo, se necesitan instrumentos In Situ para medir la distribución del tamaño de las gotas de nube $n(r)$. Los instrumentos en aviones también pueden medir los flujos radiativos en la parte superior y en el fondo de la nube, y aún dentro de la nube. Así, este tipo de mediciones es el mas conveniente para estudiar los procesos microfísicos detallados que tienen lugar dentro o cerca de un sistema de nubes. La limitación de este tipo de acercamiento es la dificultad para obtener bases de datos grandes para la parametrización del clima. Además, la información no es completa debido a limitaciones de tripulación y potencia que restringen el número de instrumentos en un avión dado. Sin embargo, la información In Situ puede ser utilizada para probar los métodos de recolección de los satélites y los modelos microfísicos. El costo de la mediciones In Situ es frecuentemente prohibitivo. Aunque las observaciones In Situ son importantes para comprender un determinado proceso de las nubes, están limitados en cuanto a su aplicación directa en la investigación del clima.

Los satélites espaciales proveen de una cobertura casi global. Los instrumentos para determinar el balance de radiación de la Tierra han medido flujos en escalas de apenas 30 km, mientras que otros instrumentos, como el radiómetro avanzado de alta resolución, puede medir la radiación en una longitud de onda específica hasta una escala de cerca de 1 km. Las escalas mas pequeñas observables desde el espacio usando imágenes del Landsat son de un rango de decenas de metros. Por lo tanto, la información por satélite abarca un amplio rango de escalas espaciales.

La información sobre el balance de radiación de la Tierra, que mide el flujo radiativo neto en la parte superior de la atmósfera $N(T)$, es extremadamente importante para los modelos globales. Cada modelo global debe ser validado con la información precisa del balance de radiación de la Tierra. El experimento que coordinó la NASA, para determinar dicho balance desde octubre de 1985 hasta abril de 1989, proporcionó información muy valiosa con la cual se hicieron calibraciones, pero actualmente no se están tomando observaciones del balance de radiación de la Tierra. Ya que los datos del balance de radiación de la Tierra arrojan poca información acerca de la distribución vertical de energía radiante, otros instrumentos de satélite, como los radiómetros, a bordo de satélites geoestacionarios, deben utilizarse conjuntamente con los modelos de radiación. Sin embargo, la interpretación de tales mediciones resulta difícil, debido a la necesidad de hacer suposiciones acerca de las propiedades de las

nubes que aun no se conocen bien. Para mejorar estos métodos de recuperación se requiere acoplar las observaciones por satélite con las observaciones In Situ y las de tierra firme. Otras limitaciones para el uso de los métodos por satélite son las restricciones de costo, pilotaje y potencia. La NASA está planeando lanzar un conjunto de instrumentos para investigación de las nubes como parte del Sistema de Observación de la Tierra.

Lo que se requiere a corto plazo es utilizar los instrumentos de satélite existentes para el estudio de la nubes. La calibración de muchos instrumentos de los satélites actuales puede llevarse a cabo con ayuda de los instrumentos in situ. Tal calibración es, tal vez, la necesidad de mayor prioridad para los investigadores del clima.

MODELADO. - La elaboración de modelos numéricos de sistemas de nubes a diferentes escalas es parte integral en un programa coherente de investigación. Los recursos computacionales actuales son capaces de representar un arreglo o conjunto de nubes con escalas que varían de 1 Km hasta 1000 Km. Las simulaciones numéricas de sistemas de nubes pueden hacerse rutinariamente en dos dimensiones (cortes verticales y horizontales) y, en casos mas limitados, pueden llevarse a cabo en tres dimensiones. Tipicamente, estos modelos imponen condiciones de frontera específicos, tales como vientos horizontales a gran escala, para representar el forzamiento a gran escala del sistema climático (con escalas de movimiento mayores a 1,000 km). Deberían de hacerse intentos que permitan la interacción entre conjuntos de nubes y la gran escala. De este modo, el modelo de nubes a escala menor podrá ser forzado con las condiciones atmosféricas a gran escala predichas por un modelo climático. Los modelos globales necesitan ser probados cuantitativamente. En el presente, para la validación de los modelos de circulación general se utiliza normalmente la media mensual de los datos de satélite para evaluar el balance de radiación de la Tierra. Aunque esto es importante, los modelos deberían también probarse con los datos de tiempo variable. Se requiere de la comparación de modelos con observaciones a escalas de tiempo mas largas y mas cortas que la media mensual.

Por ejemplo, las temperaturas tropicales de la superficie del mar muestran una variación cada dos o tres años llamada El Niño. Esta variación de 2 a 3 grados centígrados en la temperatura de la superficie del mar provoca cambios en la cobertura de las nubes y por lo tanto en los flujos radiativos asociados. La respuesta de modelos forzados con los patrones de temperatura superficial durante El Niño pueden ser probados contra los datos del balance de radiación de la Tierra. Los modelos también deberían ser probados en escalas de

tiempo mas cortas, tales como la escala diurna. La comparación de las propiedades de las nubes modelada con la información recogida cada tres horas del programa internacional climatológico de nubes por satélite es de gran valor (Rossow y Schiffer, 1991).

TEORIA. - La investigación teórica es necesaria para cuestiones fundamentales de escala. ¿ Como se relacionan las multiples escalas de nubes ? ¿ Como es que esta multitud de escalas afectan la transferencia de la radiación dentro de las nubes ? ¿ Como se pueden incorporar los procesos relevantes de pequeña escala, mediante una parametrización de las nubes, en un modelo de circulación general ? Un punto central en la investigación de estas cuestiones es el estudio de la naturaleza fractal de las nubes (Cahalan et al., 1994). Pero se requiere de un esfuerzo adicional para relacionar los actuales estudios con el problema de parametrización del clima. Los modelos de circulación general actuales asumen que las nubes son geoméricamente paralelas-planas y, por lo tanto, omiten la entrada o salida de la radiación por sus lados. Además, las interacciones radiativas nube a nube horizontales son ignoradas. Las técnicas Montecarlo revelan diferencias importantes en las propiedades radiativas de las nubes obtenidas de un conjunto de nubes finitas y de nubes paralelas-planas (Welch y Wielicki, 1985).

Para propósitos de parametrización, la pregunta es: ¿ Como incluimos estos efectos radiativos de nubes finitas en escalas de cientos de kilómetros ? Los estudios teóricos de la geometría de las nubes y de la no-homogeneidad de las nubes son necesarios, sobre todo dando énfasis en la relación entre los descubrimientos teóricos y el problema climático a gran escala (del orden de cientos de kilómetros). Se necesitan conocimientos teóricos adicionales sobre los procesos microfísicos, en particular, sobre el papel de los aerosoles en la distribución del tamaño de las gotas de nube. Por último, debido a la extrema falta de conocimiento sobre las nubes tipo yunque tropicales, especialmente en relación a los procesos microfísicos, se necesita con urgencia trabajo teórico adicional.

La observación, elaboración de modelos y la teoría no pueden darse aisladamente. La continuidad del progreso en el conocimiento y comprensión de como afectan las nubes al sistema climático depende de un activo intercambio entre estas actividades.

Artículo publicado por Physics Today, noviembre de 1994

REFERENCIAS

Bohren C.F. and Huffman D.R. 1983. Absorption and Scattering of light by small particles. Wiley

Cahalan et al., 1994. Atmos. Sci. 51:2434
 Cess R.D. and Potter G.L. 1988. J. Geophys. Res. 93:8305
 Cess R.D. et al., 1994. Submitted to Science
 Coakley J.A. et al., 1987. Science 237:1020
 Hack J.J. et al., 1994. J. Geophys. Res. 99:29785
 Kiehl J.T. and Briegleb B.P. 1993. Science 260:311
 Martin G.M. et al., 1994 J. Atmos. Science 51:1823
 Ramanathan V. and Collins W. 1991 Nature 351:27

Ramanathan V. et al., 1994 submitted to Science
 Randall D.A. et al., 1989 J. Atmos. Sci. 46:1946
 Rossow W. and Schiffer R.A. 1991 Bull. Am. Meteorol. Soc. 72:2
 Slingo A. 1990 Nature 343:49
 Stokes G.M. and Schwartz S.E. 1994 Bull. Am. Meteorol. Soc. 75:1201
 Twomey S.A. 1977 J. Atmos. Sci. 34:1149
 Welch R.M. and Wielicki B.A. 1985 J. Atmos. Sci. 42:2888

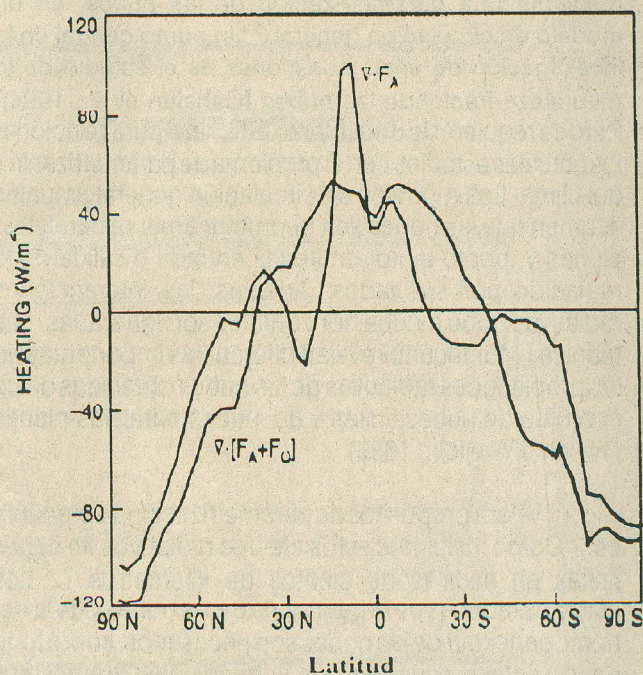


Fig. 5.- Transporte de calor atmosférico hacia los polos de la Energía estática seca $\nabla \cdot F_A$ y la húmeda $\nabla \cdot (F_A + F_Q)$. F_Q representa la energía latente.

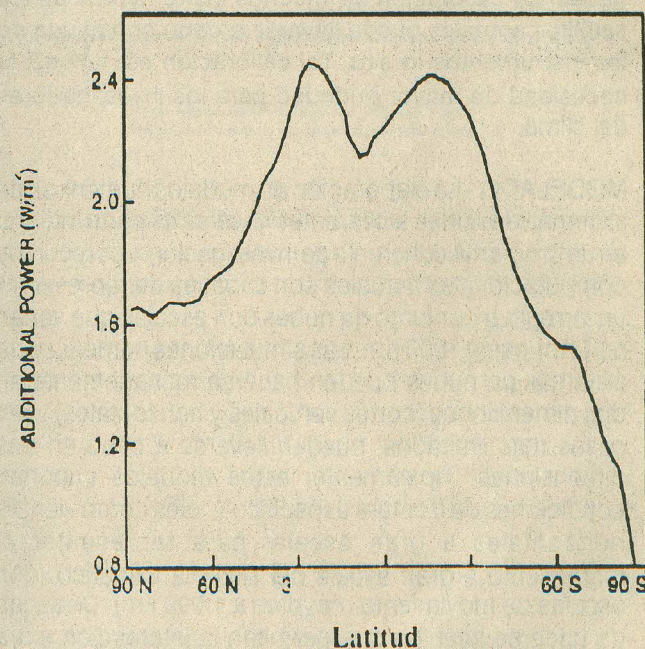


Fig. 6.- Forzamiento invernadero. La gráfica indica el cambio en el forzamiento radiativo neto en la parte superior de la atmósfera $N(T)$ debido al incremento en gases invernadero desde la época preindustrial.