

EVALUACIÓN DEL ESQUEMA DE RADIACION DE ONDA LARGA USADO EN EL MODELO CPTEC/COLA

BERLIN AVELES SEGURA CURI

*Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Nacional Mayor de San Marcos
berlin@chavin.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Pablo Lagos
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima*

RESUMEN

En el presente trabajo se hace un estudio de los procesos de radiación que son parametrizados en el modelo atmosférico CPTEC/COLA. Se hace énfasis en la radiación de onda larga, se calcula los flujos radiativos, así como la razón de calentamiento, usando el código de radiación en corridas cero dimensionales. Como corrida de control se efectúa una corrida con la Atmósfera Tropical Estándar.

Además se presentan algunos resultados preliminares de los cálculos realizados con datos de radiosondeo para la estación de Rondonia en Brasil (09° S/65° W); se efectúan pruebas cero dimensionales (simulación con las rutinas que parametrizan la radiación en el modelo CPTEC/COLA pero aislados del modelo evitando incluir fuentes de no linealidad) con la atmósfera estándar en diferentes niveles de presión en la altura. También se usaron datos de análisis de AVN de la estructura vertical de la atmósfera para la ciudad de Iquitos (03° S/73° W) y datos de radiosondeo para la misma ciudad.

Los resultados obtenidos sobre los flujos radiativos y la razón de calentamiento se compararon utilizando los datos de análisis de AVN y los datos del radiosondeo, son similares. Estos resultados indican que el vapor de agua es el mayor contribuyente para el enfriamiento de onda larga en la tropósfera, mientras que el ozono contribuye en menor grado. Es importante que los datos de entrada de radiosondeo o de análisis de AVN sean de buena calidad, principalmente la del vapor de agua. También es necesario que el modelo de Radiación cuente con un mayor número posible de niveles en altura ya que al disminuir los niveles se generan errores.

INTRODUCCIÓN

La parametrización de los procesos físicos en los modelos numéricos del Tiempo y Clima constituye uno de los temas más importantes, y entre ellas se encuentra la parametrización de Radiación de Onda Corta y Radiación de Onda Larga (ROL). Para que los modelos atmosféricos puedan resolver los fenómenos meteorológicos que en ella ocurren, es necesario que los procesos físicos estén bien representados, para ello se debe realizar un estudio de cada uno de estos procesos independientemente y luego incorporar en el modelo.

En el presente trabajo, se hace primero una descripción de los procesos de transferencia radiativa en la atmósfera, luego una descripción de la parametrización de radiación en el modelo de circulación general de la atmósfera

CPTEC/COLA, se presentan algunos resultados preliminares obtenidos con el programa que calcula ROL en condición de cielo claro, este programa es un módulo del modelo CPTEC/COLA.

El objetivo del presente trabajo fue evaluar el esquema de Parametrización de radiación de onda larga del modelo CPTEC/COLA LWRAD aislado del modelo, evitando así incluir fuentes de no-linealidad. Calcular los flujos radiativos tanto en el tope de la atmósfera como en la superficie, así como también la razón de calentamiento.

Debido a la carencia de una buena red de sondeos en el Perú se decidió utilizar los datos de análisis de AVN para suministrar perfiles de temperatura y densidad de vapor de agua en diferentes puntos del Perú. Pudimos observar que al comparar los perfiles obtenidos con los datos de

AVN y un sondeo realizado en la ciudad de Iquitos, los datos de AVN consiguen obtener valores bastante próximos a los obtenidos con el sondeo. En este trabajo presentamos un caso de estudio en el cual comparamos los resultados obtenidos al introducir en el modelo CPTEC/COLA los perfiles de una atmósfera patrón, sondeo y datos de análisis de AVN.

RADIACION ATMOSFERICA

La Tierra de manera similar a otros planetas, recibe del sol virtualmente toda su energía en forma de radiación electromagnética. El calor total contenido en el planeta no varía significativamente con el tiempo, indicando un justo balance entre la radiación solar absorbida y la radiación termal emitida (Goody y Yung, 1989)

Balance Radiativo

La irradiancia a una distancia media solar, llamada constante solar es igual a 1368 W/m^2 , dando un flujo promedio de energía solar por unidad de área en la superficie de la Tierra igual a 342 W/m^2 (el factor 4 en este cálculo es la razón del área superficial por la sección transversal de una esfera). De esta energía: el 31.28% es dispersada y reflejada al espacio (107 w/m^2 , de los cuales: 77 W/m^2 es reflejada por las nubes, los aerosoles y la atmósfera y el 30 w/m^2 por la superficie). Solo el 49.12% es absorbida por la superficie de la Tierra (168 w/m^2) y el 19.6% por la atmósfera (67 w/m^2) (ver Figura 1).

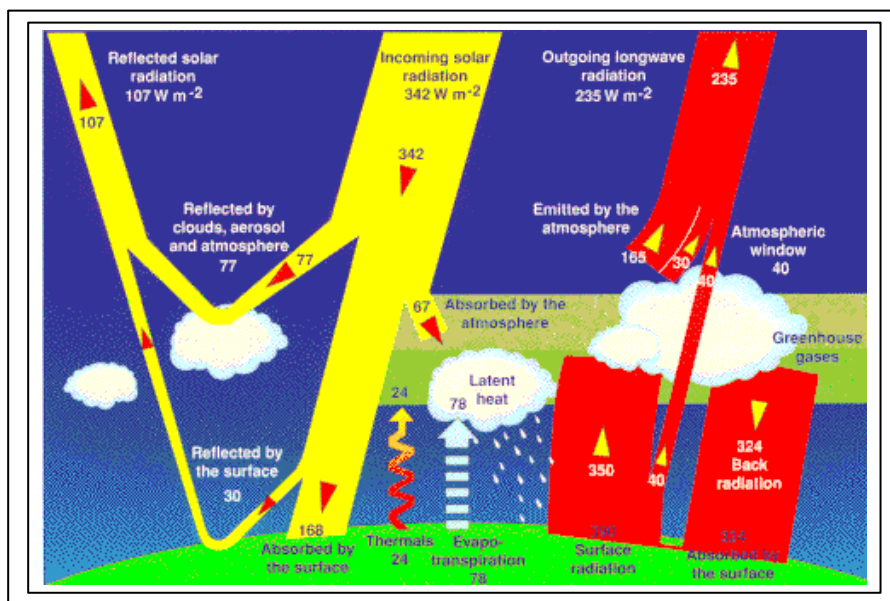


Figura 1: Balance radiativo (según Kiehl and Trenberth)

Radiación de Onda Larga (ROL)

Llamada también radiación termal o radiación infrarroja debido a que su espectro corresponde al rango infrarrojo (4 - 100 μm). Es emitido por la Tierra, la atmósfera y las nubes.

Radiación de Onda Corta

Llamada también radiación solar, es emitida por el sol y su rango en el espectro

corresponde al ultravioleta, el visible y el infrarrojo cercano.

- De 0.2 a 0.7 μm (ultravioleta y visible), donde la radiación ultravioleta es absorbida por el ozono.
- De 0.7 a 4 μm (próximo al infrarrojo), donde la radiación es absorbida principalmente por el vapor de agua.

Flujo Radiante

Es la cantidad de energía radiante por unidad del tiempo emitida, recibida o transmitida a través de una superficie, su unidad es $\text{Js}^{-1} = \text{W}$ (Vatio).

Irradiancia (Densidad del flujo radiativo)

Es el flujo radiante que incide sobre una superficie (si fuera un flujo radiante que sale de la superficie se llamaría exitancia), su unidad es W/m^2 .

Razón de calentamiento radiativo

Se define como la variación de la temperatura con el tiempo, ($^{\circ}\text{K}/\text{día}$), es decir:

$$R_r = \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{c_p} * \frac{\partial [F_d - F_a]}{\partial p}, \quad (1)$$

Donde: g - es la aceleración de la gravedad

c_p - calor específico del aire a presión constante

F_d - flujo radiativo descendente, es igual a:

$$F_d = \int_0^1 B(T) d\epsilon_d$$

Donde ϵ_d es la función de emisividad, el cual representa al espectro de absorción de frecuencia - integrada del vapor de agua, la integración está realizada ascendentemente a través de las capas del modelo, la cantidad $d\epsilon_d$ esta calculada en cada capa, para ello se usa la temperatura (T) de la capa y la función de Planck de frecuencia - integrada $B = \epsilon_{\text{SB}} T^4$, donde ϵ_{SB} es la constante de Stefan-Boltzmann (según Grell, et al, 1994; Harshvardhan, et al, 1987)

F_a - flujo radiativo ascendente, es igual a:

$$F_a = \int_0^1 B(T) d\epsilon_a$$

PARAMETRIZACION DE LA RADIACION

Es el procedimiento por medio del cual los procesos físicos en escala de subgrilla (como la radiación) son deducidos de las variables de gran escala (como el viento, temperatura y humedad) pronosticadas por el modelo atmosférico.

Parametrización de la radiación atmosférica en el Modelo de Circulación General Atmosférico (MCGA) de CPTEC/COLA

La parametrización de la radiación en el MCGA fue originalmente desarrollado por Harshvardhan (1987) y luego incorporado por Sato (1989) y Hou (1990) al MCGA de COLA y luego al CPTEC/COLA.

Las pruebas han demostrado la falta de precisión en la parametrización de la radiación (Fels-Kaplan, 1975; Ramanathan, 1983); sin embargo, lograr una buena precisión requiere mucho mas tiempo de calculo, esto representa un incremento substancial en el tiempo de calculo en la simulación numérica. Esto es particularmente cierto para la radiación terrestre, ya que la interacción de cada una de las capas del modelo con las otras deben ser consideradas y las propiedades de absorción de los constituyentes atmosféricos varían considerablemente con el número de onda (según Harshvardhan, et al, 1987). Es una necesidad que el esquema de radiación sea de calculo rápido y lo más preciso posible. La parametrización en discusión esta aplicada a los Modelos de Circulación Atmosférica incluyendo aquellas usadas para estudios del Clima y para la predicción numérica del Tiempo a escala regional y global y está particularmente adecuado para el estudio de las nubes, por que se ajusta a los datos de la fracción de nube variable y a las propiedades de las nubes.

Se considera que la absorción de onda larga puede darse por:

- El vapor de agua, donde se usa la aproximación de la transmisión de banda ancha de Chou (1984)
- El dióxido de carbono (CO₂), según Chou y Peng (1983)
- El ozono (O₃), donde se usa el método de Rodgers (1968)

La parametrización de onda corta, por otro lado, sigue la aproximación de Lacis and Hansen (1974) para el ozono y vapor de agua. En este trabajo solo se tratará la parametrización de onda larga.

Parametrización de ROL

El calentamiento por onda larga esta calculado por la parametrización de Banda-Ancha formulada por Harshvardhan (1987). Se incluye el calentamiento atmosférico debido a la

absorción de la radiación termal por el vapor de agua, dióxido de carbono, ozono y por las nubes.

La razón de mezcla del vapor de agua se obtiene de la humedad especifica la cual esta dada como una variable pronosticada en las ecuaciones del modelo.

La parte principal de la radiación termal es la región espectral desde 3 a 50 μ m. Este espectro esta dividido en 10 rangos (ver Figura 2) donde se toma en cuenta la absorción lineal molecular por: el vapor de agua, ozono y el dióxido de carbono.

Las bandas del vapor de agua y de CO₂ están fuertemente agrupadas en dos regiones:

- Banda central (center)
- Banda extrema (wing)

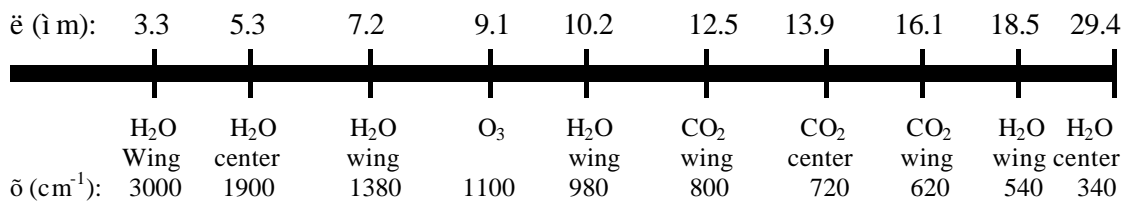


Figura 2: Rango espectral (cm⁻¹, μ m) usado en el cálculo de ROL

La absorción por el vapor de agua de tipo-e es tomada en cuenta en un rango espectral de banda-extrema de 400 – 580 cm⁻¹ (el efecto de la absorción de tipo-e en las bandas de vapor de agua se usa en atmósferas húmedas es decir en atmósferas tropicales, para reducir la transmitancia y de esta manera la razón de enfriamiento es 0.15°C/día en la región de 900 a 1000 mb, pero para los niveles sobre los 900 mb el efecto es muy pequeño, según Chou y Arking, 1980) y en las bandas de longitud de onda de 15 y 9,6 μ m.

Programa de Radiación en el Modelo CPTEC/COLA

De la Figura 3 solamente se ha considerado el lado derecho, que representa el cálculo de la radiación de onda larga en condición de cielo claro.

En este trabajo se ha usado el esquema LWRAD mediante el cual se calcula la

radiación de onda larga, primero prepara los parámetros de entrada como la presión, temperatura, densidad del vapor de agua y de ozono y añade dos capas en el tope de la atmósfera, calcula la cantidad de ozono y vapor de agua, la cantidad de vapor de agua escalada por absorción de tipo-e en las regiones de banda central y extrema (donde la cantidad de vapor de agua escalada es la cantidad de vapor de agua en la trayectoria de la radiación, utilizada en el calculo de la absorción de tipo-e, según Chou (1984)) y llama a la subrutina LWFLUX para calcular el flujo radiativo de onda larga y la razón de calentamiento en condición de cielo claro, quien a su vez llama a la subrutina CRUNCH para calcular las funciones de transmisión del vapor de agua, ozono y dióxido de carbono (CO₂) en diferentes regiones del espectro.

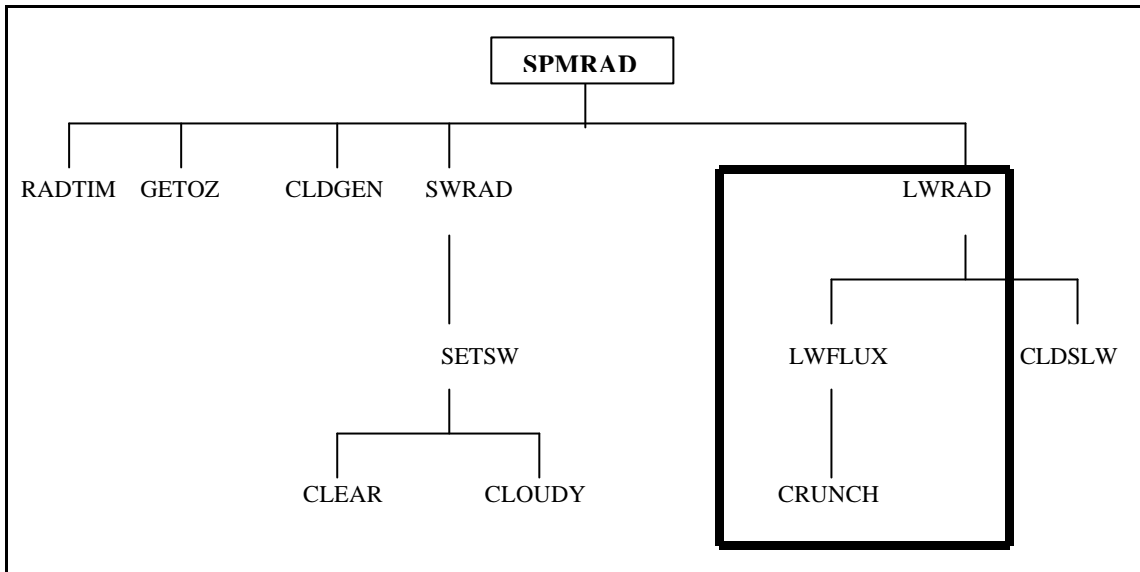


Figura 3: Componentes del esquema de radiación

Atmósfera Estándar

Se tienen los siguientes tipos: MLS (Latitud media en verano), MLW (Latitud Media en Invierno), SWA (Sub-Ártico en Invierno), SSA (Sub-Ártico en Verano) y AT (Atmósfera Tropical).

En este trabajo, se ha escogido la atmósfera tropical estándar de 33 niveles de presión cuyos parámetros son: altura, presión, temperatura, densidad del vapor de agua y ozono.

EXPERIMENTOS REALIZADOS USANDO EL PROGRAMA DE RADIACIÓN DEL MODELO CPTEC/COLA LWRAD.

Primero se considera como ejemplo al introducir a la rutina LWRAD los datos de radiosondeo para la estación de Rondonia - Brasil (09°S/65°W) para el 27 de Agosto de 1999 12 UTC y como control el perfil de la atmósfera tropical estándar, donde se tienen 45 niveles de presión. El resultado son las razones de calentamiento que se muestran en las Figuras 4 y 5.

En segundo lugar se ha trabajado con Radiación de Onda Larga (LWRAD) en

condición de cielo claro (LWFLUX) introduciendo datos de AVN, radiosondeo en Iquitos y ATE.

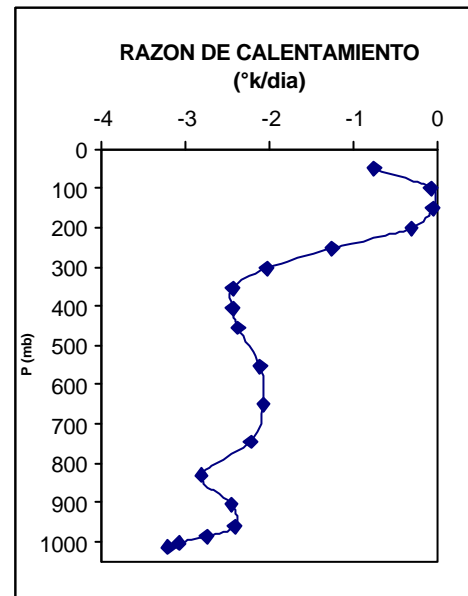


Figura 4: Atmósfera tropical

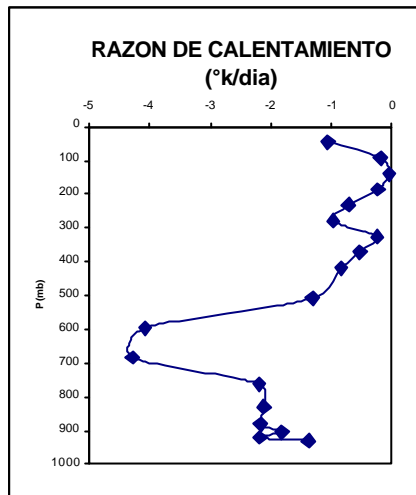


Figura 5: Estación de Rondonia - Brasil (9°S/65°W)

Con estos datos se han calculado los flujos ascendentes y descendentes en el tope de la atmósfera y superficie terrestre (w/m^2) y la razón de calentamiento ($^{\circ}K/día$).

Prueba cero-dimensional

Para los experimentos se realizó una prueba denominada cero-dimensional, que consiste en una simulación usando las rutinas que parametrizan la radiación en el Modelo Atmosférico de CPTEC/COLA pero aislado del Modelo, evitando así incluir fuentes de no-linealidad.

Se han tomado los siguientes datos:

Datos de entrada para una Atmósfera Tropical Estándar (ATE)

Se han usado datos del Instituto Kurchatov para la atmósfera tropical estándar (Fomin y Gershanov, 1996), con 19 niveles de presión, donde se tienen los siguientes datos: altura, presión, temperatura, densidad del vapor de agua y ozono. Los perfiles de temperatura, vapor de agua y ozono se muestran en las Figuras 6, 7 y 8.

Datos de análisis de AVN

Se usaron datos de la estructura vertical de la atmósfera de análisis de AVN para Iquitos (3°S/73°W). Las variables usadas fueron presión atmosférica (mb), altura geopotencial (m), temperatura del aire ($^{\circ}K$) y razón de mezcla del vapor de agua (kg/kg) en 12 niveles, ver Figuras 9 y 10

Datos de radiosondeo

Para el radiosondeo en Iquitos, los datos que se usaron fueron: altura geopotencial (m), presión atmosférica (mb), temperatura del aire ($^{\circ}C$) el cual se transformó a Kelvin ($^{\circ}K$) y depresión del punto de rocío que es igual a la diferencia entre la temperatura del aire (T) y la temperatura del punto de rocío (T_d) ($T - T_d$), ver Figuras 9 y 10. Como se conoce T y la depresión entonces se obtendría T_d , se calcula la razón de mezcla del vapor de agua (q) por la siguiente fórmula:

$$q = \frac{e}{p - e_s} \text{ en kg/kg, (2)}$$

$$e = e_s(T_d)$$

$$e_s(T) = 6.11 e^{\frac{L_v(T)}{R_v(1/273.15 - 1/T)}}$$

es la presión del vapor de saturación en mb donde:

$$L_v(T) = 2.5008 \cdot 10^6 - 2.3 \cdot 10^3 (T - 273.15)$$

$$R_v = 461.5 \text{ J/kg} \cdot ^{\circ}K \text{ y } \theta = R_a/R_v = 0.622$$

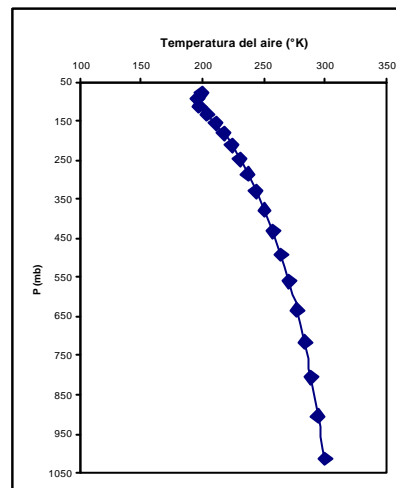


Figura 6: Perfil de temperatura para ATE

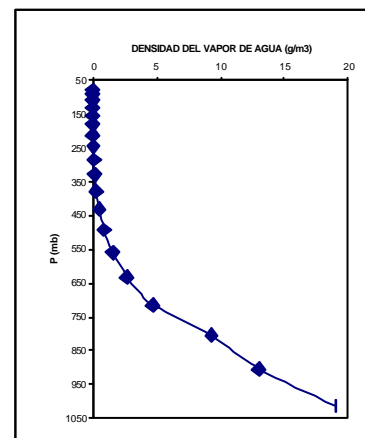


Figura 7: Perfil de la densidad del vapor de agua para ATE

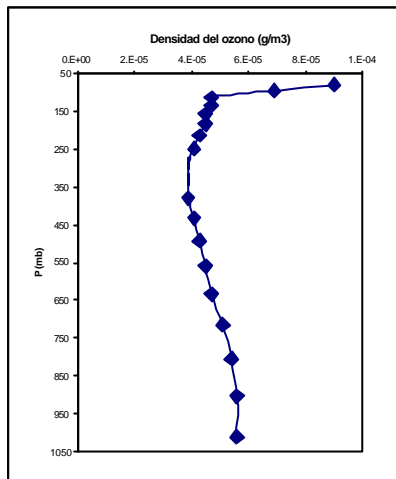


Figura 8: Perfil de la densidad del ozono para ATE

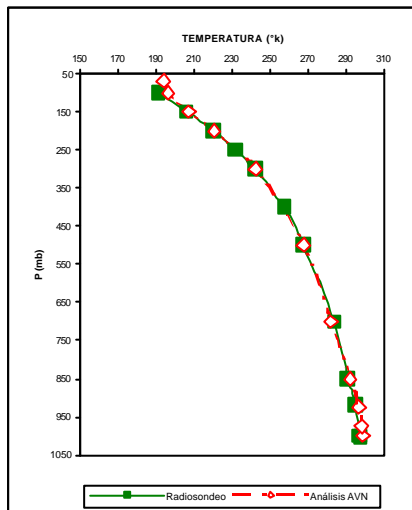


Figura 9: Perfil de Temperatura del radiosondeo y análisis de AVN

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Flujos radiativos

Se conoce que la temperatura promedio de la Tierra es aproximadamente 288°K, de la tabla 1 se tiene que la temperatura para los datos de análisis de AVN (298.6°K) es mayor por 1.6°K que la temperatura del

Radiosondeo (297.0°K). Debido a esto se tiene que el flujo ascendente obtenido con los datos de análisis de AVN es mayor que el obtenido con datos de radiosondeo por 7.9 W/m^2 (ver tabla 2) y el flujo descendente obtenido con los datos de análisis de AVN es menor que el obtenido con datos de radiosondeo por 10.3 W/m^2 , además se observa que el flujo ascendente en el tope de la atmósfera para el análisis de AVN (276.0 W/m^2) es menor que la atmósfera tropical estándar (299.6 W/m^2) por 23.6 W/m^2 .

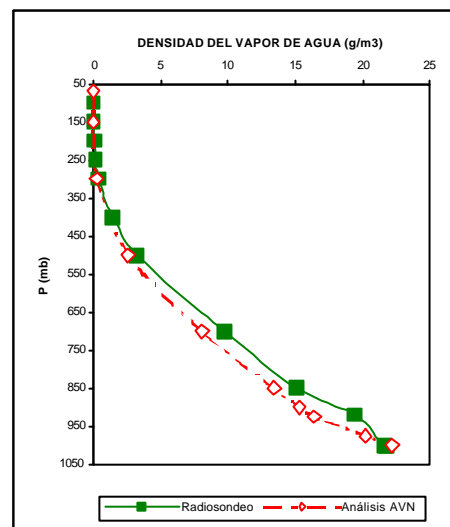


Figura 10: Perfil de la densidad del vapor de agua del radiosondeo y análisis de AVN

También se observa que el flujo neto en la superficie (21.1 W/m^2) calculado con datos del radiosondeo es menor que el obtenido con los datos de análisis de AVN (40.6 W/m^2) y mucho menor aun que el obtenido con los datos de la atmósfera tropical (67.8 W/m^2).

Tabla 1

	Cantidad total de vapor de agua (cm)	Cantidad total de ozono (cm)	Temperatura de la Tierra (K)
Atmósfera Tropical Estándar	4.245991	4.0373836E-02	300.0
Análisis de AVN	6.199144	4.0996350E-02	298.6
Radiosondeo	7.421875	3.5151847E-02	297.0

Tabla 2

	Flujo ascendente en el tope de atmósfera (W/m ²)	Flujo neto en la superficie (W/m ²)	Flujo descendente en la superficie (W/m ²)
Atmósfera Tropical Estándar	299.6	67.8	391.5
Análisis de AVN	276.0	40.6	409.9
Radiosondeo	268.1	21.1	420.2

Razón de calentamiento para la Atmósfera Tropical Estándar, datos de análisis de AVN y radiosondeo, en condición de cielo claro

La razón de calentamiento, tal como fue definida en la ecuación (1), cuantifica la variación local de la temperatura debido a flujos de radiación. Valores negativos (positivos) significan que la capa superior esta radiando más (menos) con respecto a la capa inferior. En la Figura 11 podemos apreciar que en niveles por debajo de los 10Km, la principal pérdida se da por radiación en onda larga debido al vapor de agua H₂O (en promedio para las capas debajo de 10Km es de -0.5°K/día); el segundo que contribuye a esta pérdida es la radiación de onda larga emitida por el CO₂ (en promedio para las capas inferiores a 10Km es de -0.1°K/día). El máximo de esta pérdida se ubica aproximadamente a los 5km, como también se puede observar en la misma Figura 11. Esto esta de acuerdo con la ley de Stefan Boltzmann para la radiación de cuerpo negro. La Tierra en comparación con el Sol se considera como un cuerpo negro, que para balancear la radiación solar entrante (onda corta) debe irradiar a 255°K (-18.0°C) onda larga. Considerando que la temperatura promedio de la superficie terrestre es 288°K (15°C) y que la razón de caída verticalmente es de 6°K/km, la radiación de la Tierra como un cuerpo

negro debe ocurrir a una altura aproximada de 5km. Sin embargo esto puede variar de acuerdo a condiciones locales.

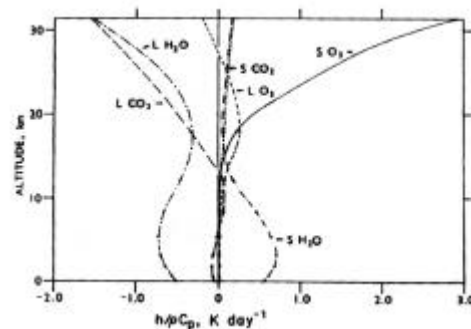


Figura 11: Contribución para el balance radiativo, según Manabe y Möller, (1961)

En la Figura 12 para la atmósfera tropical estándar se ve que desde los 1050mb hasta los 350mb la razón de calentamiento tiene dos máximos, uno próximo a la superficie terrestre (1000mb) y otro a 820mb. El máximo cerca de la superficie puede estar asociado con altas temperaturas en los trópicos (aprox. 300°K) y el segundo máximo asociado a la distribución del vapor de agua. Como se sabe, la atmósfera tropical es más húmeda en niveles bajos, siendo el vapor de agua el mayor contribuyente al enfriamiento en la tropósfera (según Goody y Yung, 1989).

Utilizando los datos de sondeo para la ciudad de Iquitos para el 21 de noviembre del 2001 7am hora local, se ha calculado la razón de calentamiento (Figura 13). Como puede verse, prácticamente decrece monotonicamente (disminuye lentamente) a lo largo de la columna (entre 850mb – 450mb), el esquema no consigue reproducir el mínimo valor esperado a los 830mb tal como se aprecia en la Figura 12. Al calcular la razón de calentamiento con los datos de análisis de AVN, de la misma manera como fue realizado con los datos del sondeo (para el mismo punto y fecha), vemos que el esquema LWRAD tampoco consigue obtener el mínimo esperado a los 830mb

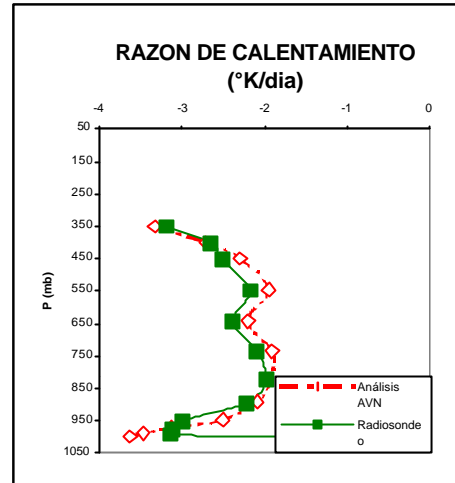


Figura 13: Razón de calentamiento para Iquitos (03°S/73°W) para el 21 .11. 2001 12UTC

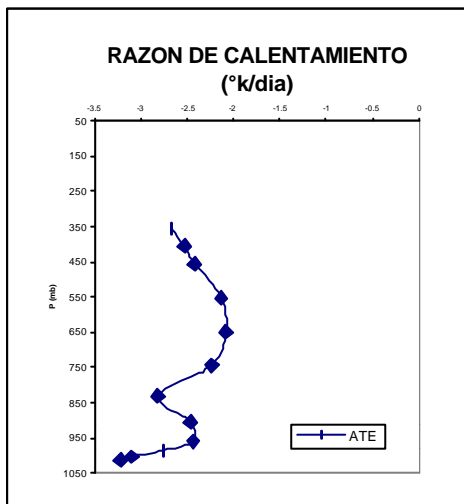


Figura 12: Razón de calentamiento para una Atmósfera Tropical Estándar

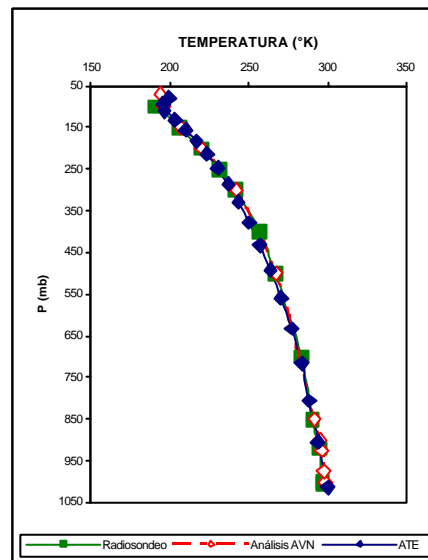


Figura 14: Perfil de Temperatura del radiosondeo, análisis de AVN y ATE

Al comparar los tres datos de entrada para la: atmósfera tropical estándar, radiosondeo y análisis de AVN, vemos que la mayor diferencia entre los datos se da en la densidad de vapor de agua, en general ATE se presenta más seco en comparación con el análisis de AVN y el radiosondeo (Figura 15). En cambio la distribución de la temperatura es similar en los tres casos (Figura 14) y la distribución de ozono fue mantenida constante para los tres casos.

Comparación de los resultados obtenidos usando el esquema LWRAD y los obtenidos por el Instituto Kurchatov

En 1996 se realizaron cálculos del balance radiativo, razón de calentamiento y otros parámetros con un modelo lo más realista posible en el Instituto Kurchatov llevado a cabo por B. A. Formin e Yu. V. Gershanov (a estos cálculos también se le conocen como cálculos línea por línea). En la Figura 16 mostramos los resultados obtenidos considerando 300 ppm de CO₂,

(H₂O, O₃, O₂ y N₂ de la atmósfera tropical estándar) introducidos al modelo del Instituto Kurchatov, y 360ppm de CO₂ (H₂O y O₃ de la atmósfera tropical estándar), introducidos al esquema LWRAD. Si bien el cálculo línea por línea es más completo e incluye otros gases, como el oxígeno y el nitrógeno además de la concentración de CO₂ fue diferente en ambos casos, puede observarse que el esquema LWRAD tiende a enfriar más la atmósfera comparado con el cálculo línea por línea. A simple vista observamos que ambos perfiles difieren sin embargo debemos tener en cuenta que las simplificaciones en el esquema LWRAD fueron hechas para la obtención de un cálculo más rápido. En función a los resultados esperados (deberíamos haber obtenido perfiles similares) el esquema LWRAD se muestra ineficiente. Sin embargo es necesario evaluar el impacto de la ineficiencia del esquema LWRAD en otras simulaciones cero dimensionales y también al estar implementado en el modelo CPTEC/COLA.

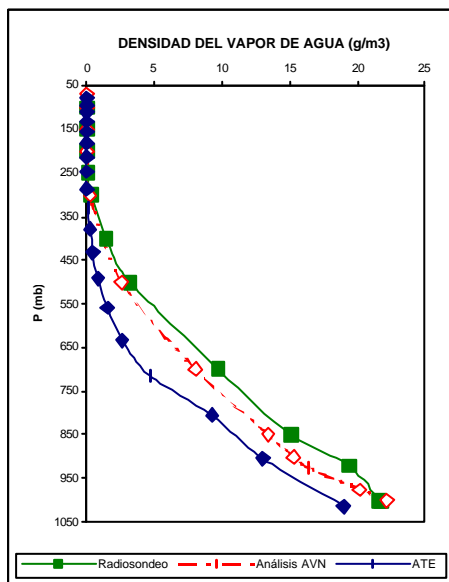


Figura 15: Perfil de la densidad del vapor de agua del radiosondeo, análisis de AVN y ATE

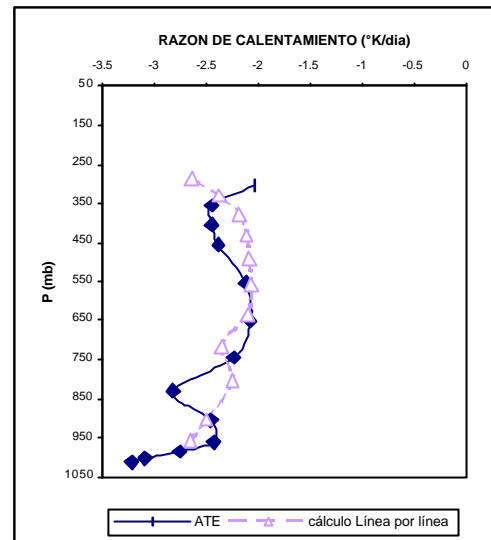


Figura 16: Razón de calentamiento para ATE y el cálculo línea por línea

CONCLUSIONES

Se observó que el esquema es sumamente sensible a la distribución de agua en la columna, además se ha notado que la sensibilidad es principalmente a la densidad de puntos distribuidos en la vertical. Esto también se justifica pues el vapor de agua es el mayor contribuyente para el enfriamiento de onda larga en la tropósfera, mientras que el CO₂ y el ozono contribuyen en menor grado (según Goody y Yung, 1989)

Se observó que los datos de AVN brindan datos bastante próximos a los datos observados.

Los perfiles generados con el esquema LWRAD no son realistas.

RECOMENDACIONES

Realizar el experimento comparando el esquema LWRAD y el cálculo Línea por línea en una misma concentración de CO₂. Evaluar el impacto que tiene la razón de calentamiento radiativo.

Se ha visto también que al disminuir el número de niveles de presión, el modelo de Radiación tiende a generar errores, por ello es recomendable trabajar con el mayor número posible de niveles en la vertical,

aunque esto genere mayor tiempo de cálculo.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. Pablo Lagos Enríquez, Director Científico el Centro de Predicción Numérica del Tiempo y el Clima (CPNTC). A todo el equipo del área de Clima y en especial a la Dra. Yamina Silva por su asesoramiento. Al Físico Enver Ramírez por haberme proporcionado el programa de radiación del Modelo de Circulación General Atmosférico CPTEC/COLA. Así mismo, agradezco por su apoyo a Raúl Chavez, Nicolás Cruz, Javier Viglazoni, Kobi Mosquera, José Manuel Chavarry y Ken Takahashi. Finalmente, agradezco al Instituto Geofísico del Perú (IGP) por haber abierto sus puertas para así de esta manera realizar el presente estudio.

BIBLIOGRAFIA

Chou, M. y Arking, A. (1980): Computation of the infrared cooling rates in the water vapor bands. *J. Atmos. Sci.*, 37: 855-867.

Chou, M. (1984): Broad band water vapor transmission function for atmospheric IR flux computations, *J. Atmos. Sci.*, 41: 1775-1778.

Chou, M. y Peng, L. (1983): A parameterization of the absorption in the 15 μ m CO₂ spectral region with application to climate sensitivity studies, *J. Atmos. Sci.*, 40: 2183-2192.

Fomin, B. y Gershonov, V. (1996): Tables of the Benchmark calculations of atmospheric fluxes for the ICRCCM tests cases, Russian Research Centre Kurchatov Institute IAE-598/1.

Goody, R. y Yung, L. (1989): *Atmospheric Radiation (Theoretical Basis)*, Oxford University Press.

Harshvardhan; D. y Corsetti, T. (1987): A fast radiation parameterization for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 92: 1009-1016.

Rodgers, C. (1968): Some extension and applications of the new random model for molecular band transmission, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 94: 99-102.

Tarasova, T. y Santos, J. (1996): Parameterization of Atmospheric Radiation in the CPTEC/COLA Atmospheric General Circulation Model, INPE/CPTEC.

Terminología:

MM5 - Modelo Mesoescala de Quinta Generación
SENAMHI - Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología
PSU - Penn State University, USA
NCAR - National Center for Atmospheric Research, USA
COLA - Center for Ocean Land and Atmospheric Studies, USA
CPTEC - Centro de Predicción del Tiempo y Estudios del Clima, Brasil
MCGA - Modelo de Circulación General Atmosférico
ATE - Atmósfera Tropical Estándar
AVN - Modelo de Aviación

