

## PARAMETRIZACION DE LA RADIACION EN MODELOS DE CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA

Sandra C.B. Barreira \*

*Depto. de Meteorología. Fac. de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires  
Buenos Aires, República Argentina*

### Resumen

El presente trabajo muestra los resultados alcanzados al incluir en un modelo de circulación general de la atmósfera hemisférico de cinco niveles, los procesos físicos de radiación solar y terrestre. El análisis se limitó a los campos de temperatura resultantes de integrar el modelo durante cinco días, aunque no se descartan las influencias producidas por la radiación sobre otros campos, tales como presión de superficie o geopotencial de los niveles y, por lo tanto, en las velocidades del aire. Se realizaron varios experimentos incluyendo o no procesos radiativos y procesos de difusión vertical del viento y la temperatura. El efecto medio producido tanto por la radiación como por la difusión vertical no es constante en todos los niveles. Los niveles  $\sigma = 0,1$  y  $0,9$  se enfrían por efecto radiativo y se calientan por efecto difusivo. En los demás niveles ocurre lo contrario. Tanto el mayor calentamiento como el mayor enfriamiento obtenido se registraron en  $\sigma = 0,3$  y ascienden a  $1,2^\circ$  / día y  $-0,1^\circ$  / día respectivamente. Estos resultados deben tomarse en forma cualitativa, ya que el modelo pudo integrarse por un período de solo 5 días y la radiación solar es la correspondiente al mediodía del lugar.

### Abstract

The results of including the physical processes of solar and terrestrial radiation in an hemispheric five level general circulation model of the atmosphere are shown in the present paper. The analysis was limited to the temperature fields resulting after a five days integration of the model, but it is known that the radiation affects others fields like surface pressure or  $\sigma$  - level geopotential, and, for this reason, the air velocity. Several experiments including or not the radiation and the diffusion of temperature and velocity were developed. The mean effects of radiation and diffusion are not constant with height. The  $\sigma$  levels 0.1 and 0.9 are cooled by radiation and warmed by diffusion while in the others levels the opposite occurs. The biggest heating and cooling rates obtained were registered at  $\sigma = 0.3$  with values of  $1.2^\circ$  / day and  $-0.1^\circ$  / day. This results must be taken in a qualitative way, because the model could only be integrated during five days and the incident radiation is the corresponding to the local noon.

### 1. Introducción

El presente trabajo muestra los resultados alcanzados al incluir en un modelo de circulación general de la atmósfera (MCGA) hemisférico de cinco niveles en la vertical los procesos físicos de radiación solar y terrestre. El MCGA que se utiliza, desarrollado por M. Nuñez (1980) sobre la base del modelo de la Oficina Meteorológica Inglesa, se basa en la integración de una forma discreta de las ecuaciones llamadas primitivas, utilizando como coordenada vertical  $\sigma$  (sigma), que es la presión normalizada por la presión de superficie. La región de integración abarca el Hemisferio Sur. El reticulado es de  $5^\circ$  de latitud por  $10^\circ$  de longitud. Los niveles verticales del modelo corresponden a 0,1, 0,3, 0,5, 0,7 y 0,9.

## 2. Ecuaciones del modelo

Las ecuaciones sobre una esfera, con la aproximación hidrostática, pueden escribirse para este modelo como sigue:

### 2.1. Ecuaciones de movimiento

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^*u)}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial(p^*uu)}{\partial \lambda} + \frac{(p^*uv \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] + \frac{\partial(p^* \bar{u}u)}{\partial \sigma} + \\ + p^*v \frac{(f + u \tan \varphi)}{a} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left[ p^* \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + RT \frac{\partial p^*}{\partial \lambda} \right] = F_u \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^*v)}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial(p^*uv)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(p^*vv \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] + \frac{\partial(p^* \bar{v}v)}{\partial \sigma} + \\ + p^*u \frac{(f + u \tan \varphi)}{a} + \frac{1}{a} \left[ p^* \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + RT \frac{\partial p^*}{\partial \varphi} \right] = F_v \end{aligned} \quad (2)$$

### 2.2. Ecuación de continuidad

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial(p^*u)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(p^*v \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] + \frac{\partial(p^* \bar{v})}{\partial \sigma} = 0 \quad (3)$$

### 2.3. Ecuación termodinámica

$$\frac{\partial(p^*T)}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial(p^*uT)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(p^*vT \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] + \frac{\partial(p^* \bar{v}T)}{\partial \sigma} = 0 \quad (4)$$

$$-\frac{XTW}{\sigma} = Ft + \left[ \frac{\partial(p^*T)}{\partial t} \right] \text{ Rad}$$

#### 2.4. Ecuación hidrostática

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} + \frac{RT}{\sigma} = 0 \tag{5}$$

Los símbolos y letras empleados en las ecuaciones anteriores son los usuales en meteorología:  $u$  y  $v$  son las componentes zonal y meridional del viento, respectivamente;  $p^*$  es la presión en la superficie del suelo;  $\sigma$  es la presión normalizada por la presión de superficie  $\sigma = p/p^*$ ;  $T$  es la temperatura;  $\Phi$  es la altura geopotencial (en este caso de una superficie de valor constante para  $\sigma$ );  $\varphi$  es la latitud;  $\lambda$  es la longitud;  $a$  es el radio medio terrestre;  $f$  es el parámetro de Coriolis;  $R$  es la constante de los gases para el aire;  $C_p$  es el calor específico a presión constante;  $X = R/C_p$ ;  $\bar{w} = d\sigma/dt$  es la velocidad vertical en coordenadas  $x$ ,  $y$ ,  $p$  y  $F_u$ ,  $F_v$  y  $F_t$  son las tasas de cambio en la cantidad de movimiento para  $u$ , para  $v$  y para  $T$ , respectivamente como resultado de la difusión lateral. El término  $[d(p^*T)/dt]\text{Rad}$  se explicará en la próxima sección.

Los términos de difusión lateral se expresan mediante una simple formulación lagrangeana, con coeficientes de difusión constantes. Por lo tanto, los términos nombrados pueden evaluarse a partir de las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} F_u &= K \nabla \cdot (p^* \nabla u) \\ F_v &= K \nabla \cdot (p^* \nabla v) \\ F_t &= K \nabla \cdot (p^* \nabla T) \end{aligned} \tag{6}$$

donde  $\nabla$  es el operador gradiente para una superficie  $\sigma$  constante.

Si se especifican los valores de  $F_u$ ,  $F_v$  y  $F_t$  como funciones de las variables independientes o dependientes y se dan las condiciones de frontera adecuadas, el conjunto de ecuaciones (1) a (5) forma un sistema cerrado. La figura 1 ilustra la distribución espacial de las variables para el presente modelo.

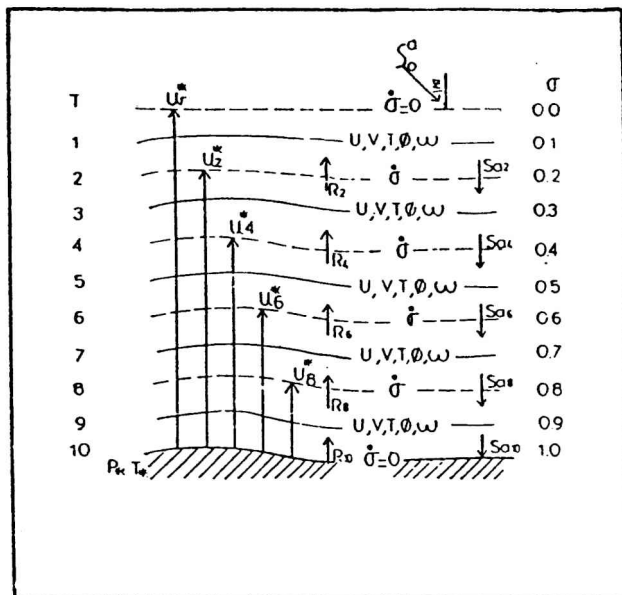


Fig. 1: Distribución espacial de las variables del modelo

El esquema de diferencias finitas elegido para resolver el sistema de ecuaciones discretizadas, hace que todas las variables sean definidas en los mismos puntos del reticulado en el plano horizontal. En la vertical, todas las variables se definen en el centro de cada capa, excepto la velocidad vertical  $\sigma$ , que se define en los bordes de las capas. En el caso de incluir la radiación, los flujos radiativos  $R_i$  y  $S_i$  también se definen en los bordes de las capas. Para una mayor descripción del modelo y de la aproximación en diferencias finitas utilizadas, consultar a Nuñez (1980).

### 3. Descripción del modelo de radiación utilizado

La inclusión de la radiación en el modelo de circulación general se hace a través de la parametrización desarrollada previamente y descrita en Nuñez y Barreira (1985) y la misma está representada por el término  $[d(p^*T)/dt]_{\text{Rad}}$  que aparece en la ecuación (4). El mismo, siguiendo a Manabe y Strickler (1964) tiene la forma:

$$\left[ \frac{\partial p^* T}{\partial \alpha} \right]_{\text{Rad}} = \frac{p^* Q}{C_p} \quad (7)$$

donde Q es el calentamiento debido a los procesos radiativos y  $C_p$  es el calor latente a presión constante. El término Q puede separarse en dos parte; esto es:

$$Q = Q_{rl} + Q_{rs} \quad (8)$$

donde  $Q_{rs}$  y  $Q_{rl}$  son los calentamiento o enfriamientos debidos a la absorción de radiación solar y de radiación de onda larga respectivamente.

$Q_{rl}$  se computa usando la siguiente ecuación:

$$Q_{rl} = \frac{g}{p^*} \frac{\partial R_o}{\partial \sigma} \quad (9)$$

en esta ecuación tenemos que  $R_o$  es el flujo neto hacia arriba de radiación de onda larga en el nivel  $\sigma$  y se obtiene como función de la temperatura y de la distribución vertical de los absorbentes.

$Q_{rs}$  está representado por:

$$Q_{rs} = \frac{-g}{p^*} \left[ \frac{\partial S_o}{\partial \sigma} - \frac{\partial RS_o}{\partial \sigma} \right] \quad (10)$$

donde  $S_o$  es la insolación en el nivel y  $RS_o$  es la radiación solar reflejada en el mismo nivel  $\sigma$ . g en las ecuaciones (9) y (10) es la gravedad.

Por lo tanto la ecuación (7) resulta:

$$\left[ \frac{\partial p^* T}{\partial \alpha} \right]_{\text{Rad}} = \frac{g}{C_p} \left[ \frac{\partial R_o}{\partial \sigma} - \frac{\partial S_o}{\partial \sigma} + \frac{\partial RS_o}{\partial \sigma} \right] \quad (11)$$

Para computar la transferencia radiativa en la tropósfera, se eligió el esquema desarrollado por A. Katayama (1972) que presenta una forma simplificada de calcular los flujos de onda corta y onda larga (para cielos claros y nublados). En el mismo se define una función de transmisión media pesada para la radiación de onda larga. Los factores de interpolación que se necesitan para calcular la función de transmisión, se parametrizan como función de parámetros físicos tales como espesor de la capa, presión y relación de mezcla en el nivel de referencia.

El proceso para calcular la radiación solar esta significativamente simplificado por la introducción de dos conceptos básicos. El primero es que el espectro de radiación solar puede dividirse en una parte dispersada para la cual la dispersión de Rayleigh es importante pero la absorción del vapor de

agua es despreciable, y una parte absorbida para la cual la absorción del vapor de agua es importante pero la dispersión de Rayleigh es despreciable. El segundo concepto es el de una cantidad de vapor de agua equivalente a una nube, la que absorbe la misma cantidad de radiación que la nube.

En los experimentos de acople del modelo de radiación al de circulación general, no se han considerado días con nubosidad, ya que el modelo de circulación general no contempla a la humedad como una variable del mismo. También posee variaciones diarias y latitudinales de la radiación.

### 3.1. Ecuaciones para un modelo de cinco niveles sin nubosidad

#### 3.1.1. Onda Corta

$$\begin{aligned} Sa2 &= So^* (1 - A(DT2)) \\ Sa4 &= So^* (1 - A(DT4)) \\ Sa6 &= So^* (1 - A(DT6)) \\ Sa8 &= So^* (1 - A(DT8)) \\ Sa10 &= So^* (1 - A(DT10)) \\ Ss10 &= So^* (1 - \alpha_o)/(1 - \alpha_o \alpha_s) \\ S10 &= (1 - \alpha_s)(Sa10 + Ss10) \end{aligned}$$

donde

$$\begin{aligned} DT2 &= (u_1^* - u_2^*) \sec Z \\ DT4 &= DT2 + (u_2^* - u_4^*) \sec Z \\ DT6 &= DT4 + (u_4^* - u_6^*) \sec Z \\ DT8 &= DT6 + (u_6^* - u_8^*) \sec Z \\ DT10 &= DT8 + (u_8^* - u_{10}^*) \sec Z \end{aligned}$$

#### 3.1.2. Onda Larga

$$\begin{aligned} R2 &= \sigma T_c^4 \Upsilon_{\rightarrow 2} + \tau_{\rightarrow 2} \Delta B_{c2} + \frac{1 + m_2^+ \tau_{24}}{1 + m_2^+} \Delta B_{24} + \frac{\tau_{42} + \tau_{62}}{2} \\ &\quad \Delta B_{46} + \frac{\tau_{62} + \tau_{82}}{2} \Delta B_{68} + \frac{\tau_{82} + \tau_{102}}{2} \Delta B_{810} \\ R4 &= \sigma T_c^4 \Upsilon_{\rightarrow 4} + \tau_{\rightarrow 4} \Delta B_{c2} + \frac{1 + m_4^- \tau_{24}}{1 + m_4^-} \Delta B_{24} + \frac{1 + m_4^+ \tau_{64}}{1 + m_4^+} \end{aligned}$$

$$\Delta B_{46} + \frac{\tau_{64} + \tau_{84}}{2} \Delta B_{68} + \frac{\tau_{84} + \tau_{104}}{2} \Delta B_{810}$$

$$R6 = \sigma T_c^4 \Upsilon_{\infty 6} + \tau_{\infty 6} \Delta B_{c2} + \frac{\tau_{26} + \tau_{46}}{2} \Delta B_{24} + \frac{1 + m_6^- \tau_{46}}{1 + m_6}$$

$$\Delta B_{46} + \frac{1 + m_6^+ \tau_{86}}{1 + m_6^+} \Delta B_{68} + \frac{\tau_{86} + \tau_{102}}{2} \Delta B_{810}$$

$$R8 = \sigma T_c^4 \Upsilon_{\infty 8} + \tau_{\infty 8} \Delta B_{c2} + \frac{\tau_{28} + \tau_{48}}{2} \Delta B_{24} + \frac{\tau_{48} + \tau_{68}}{2}$$

$$\Delta B_{46} + \frac{(1 + m_8^- \tau_{68})}{1 + m_8^-} \Delta B_{68} + \frac{(1 + m_8^+ \tau_{810})}{1 + m_8^+} \Delta B_{810}$$

$$R10 = \sigma T_c^4 \Upsilon_{\infty 10} + \tau_{\infty 10} \Delta B_{c2} + \frac{\tau_{210} + \tau_{410}}{2} \Delta B_{24} + \frac{\tau_{410} + \tau_{610}}{2}$$

$$\Delta B_{46} + \frac{\tau_{610} + \tau_{810}}{2} \Delta B_{68} + \frac{(1 + m_{10}^- \tau_{810})}{1 + m_{10}^-} \Delta B_{810}$$

donde  $S_{ai}$  es el flujo hacia abajo en el nivel  $i$  de la parte absorbida de la radiación solar;  $S_o^* = 0,349 S_o \cos Z$ , es la parte absorbida de la radiación solar;  $S_o$  es la constante solar y  $Z$  es el ángulo cenital del sol.  $A(X) = 0,271 (X) \exp 0,303 X$  es la función de absortividad.  $DT_i$  es la longitud del camino óptico de la capa entre el tope y el nivel  $i$ .  $S_{s10}$  es la parte dispersada de la radiación solar que llega a la superficie terrestre;  $S_o = 0,651 S_o \cos Z$  es la parte dispersada de la radiación solar.  $\alpha_o$  es el albedo de una atmósfera clara y  $\alpha_s$  es el albedo de la superficie.  $u_i^*$  es la cantidad efectiva de vapor de agua desde superficie hasta el nivel  $i$ .  $R_i$  es el flujo neto hacia arriba en el nivel  $i$ .  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzman;  $T_c$  es la temperatura crítica y  $\tau_{ij}$  y  $\Upsilon_{ij}$  son las funciones de transmisión medias pesadas.  $m_i$  son los factores de interpolación;  $\Delta B_{ij} = \sigma T_j^4 - \sigma T_i^4$ ;  $S_{10}$  es la absorción de la superficie terrestre;  $C_p$  es el calor latente a presión constante y  $T$  es la temperatura.

Los campos iniciales se muestran en las figuras 2, 3, 4, 5 y 6 para los niveles  $\sigma = 0,1, 0,3, 0,5, 0,7$  y  $0,9$  respectivamente.

## Barreira

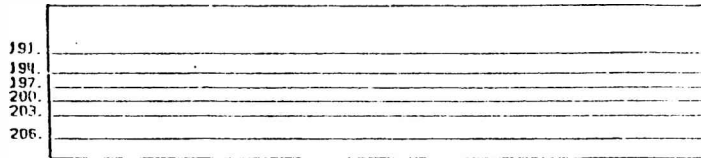


Fig. 2: Campo inicial de temperatura para  $\sigma = 0,1$ .

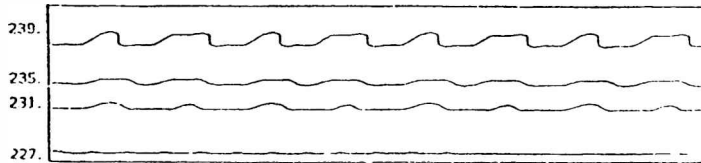


Fig.3: Campo inicial de temperatura para  $\sigma = 0,3$ .

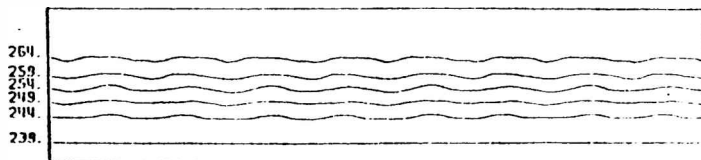


Fig. 4: Campo inicial de temperatura para  $\sigma = 0,5$ .



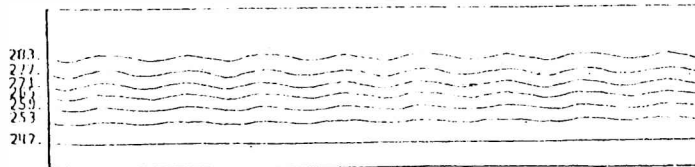


Fig. 5: Campo inicial de temperatura para  $\sigma = 0,7$ .

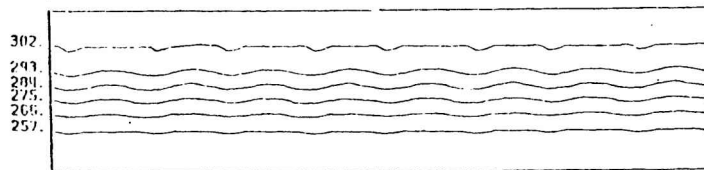


Fig. 6: Campo inicial de temperatura para  $\sigma = 0,9$ .

#### 4. Experimentación numérica

Se realizaron seis experimentos diferentes con el modelo de circulación general. Cada experimento corrió durante 5 días. Los experimentos realizados fueron:

##### 4.1. Experimentación numérica sin difusión vertical y sin radiación

En este caso la superficie de contorno inferior es el mar y la temperatura del mismo permanece constante durante todo el tiempo de integración del modelo de circulación general (M.C.G.A.). Se llamará a este experimento E1.

#### **4.2. Experimentación numérica con difusión vertical y sin radiación**

La condición de frontera inferior es la misma que para el punto 4.1., es decir, se supone al mar con capacidad calorífica infinita y, por lo tanto, la temperatura de la superficie permanece constante. Experimento E2.

#### **4.3. Experimentación numérica sin difusión vertical y con radiación**

En este caso también la temperatura de superficie es constante e igual a su valor inicial y la superficie de contorno es el mar. Experimento E3.

#### **4.4. Experimentación numérica con difusión vertical y con radiación**

También tenemos como superficie de contorno el mar y la temperatura constante. Experimento E4.

#### **4.5. Experimentación numérica sin difusión vertical y con radiación**

En este caso la temperatura de la superficie terrestre varía cada 24 horas, ya que para obtenerla se utiliza una ecuación de balance de radiación de superficie. Se consideró en este caso que la superficie terrestre estaba compuesta por agua exclusivamente. Experimento E5.

#### **4.6. Experimentación numérica sin difusión vertical y con radiación**

En este caso también la temperatura de superficie varía, pero ahora se hace considerando la superficie compuesta por tierra para calcular la ecuación de balance. Experimento E6. La inclusión de la radiación se realiza, en los experimentos, en todos los pasos temporales, pero se la varía una vez cada 24 horas.

### **5. Analisis de Resultados**

Se limitará el presente trabajo al análisis de los resultados obtenidos de los campos de temperatura, aunque no se puede descartar la influencia de los cambios producidos por la radiación sobre otros campos tales como presión de superficie o geopotencial de los niveles y, por lo tanto, en las velocidades horizontales  $u$  y  $v$ .

#### **5.1. Análisis de los campos de temperatura**

Se limitará a analizar únicamente los resultados de los experimentos E1 a E4.

Del análisis de los campos de temperatura con respecto a los iniciales se ve que los valores no han variado demasiado pero las ondas se han desplazado hacia el oeste. Comparando los campos resultantes del quinto día de E1 y E2 se ve que el nivel que más difiere es el  $\sigma = 0.9$  que tiene ondas menos marcadas en E2 (ver fig.7 y 8). Comparando E1 y E3 se ven ondas menos marcadas en  $\sigma = 0,1$  (fig. 9 y 10) y más marcadas en  $\sigma = 0,7$  para E3 (fig. 11 y 12) y los niveles 0,3 y 0,5 son más calientes (fig. 13, 14, 15 y 16). Comparando E3 con E4 vemos que los niveles 0,1 y 0,9 son similares y los niveles 0,3 y 0,5 son más calientes en E4 (fig. 17 y 18).

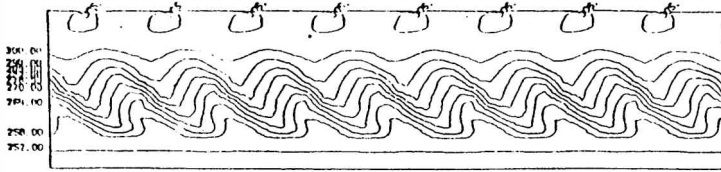


Fig.7: Campo de temperatura (5° día) para  $\sigma = 0.9$ , experimento E1.

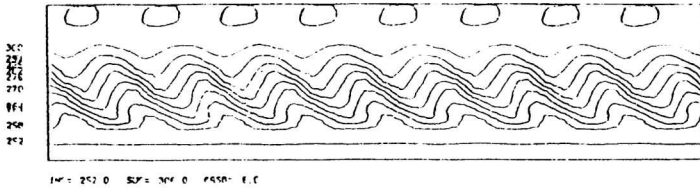


Fig.8: Campo de temperatura (5° día) para  $\sigma = 0.9$ , experimento E2.

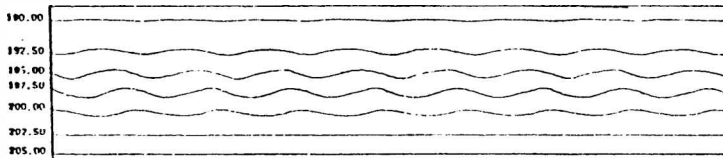


Fig. 9: Campo de temperatura (5° día) para  $\sigma = 0.1$ , experimento E1.

Barreira

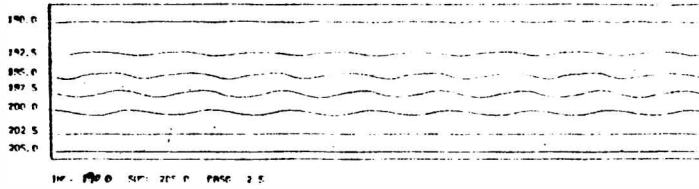


Fig. 10: . Campo de temperatura (5° dia) para  $\sigma = 0.1$ , experimento E3.

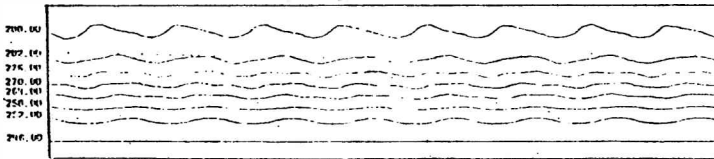


Fig. 11: Campo de temperatura (5° dia) para  $\sigma = 0.7$ , experimento E1.

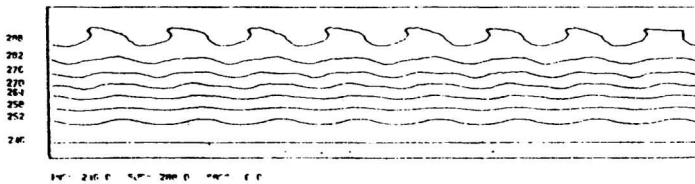
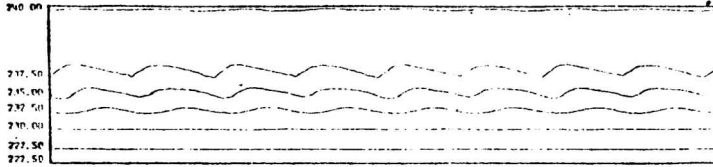
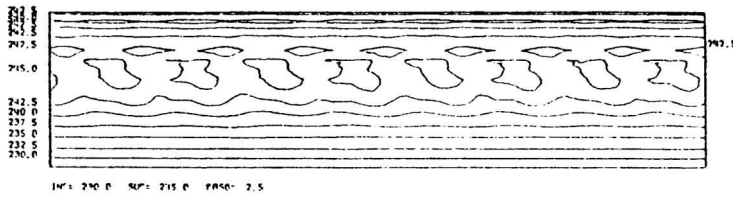


Fig. 12: Campo de temperatura (5° dia) para  $\sigma = 0.7$ , experimento E3.

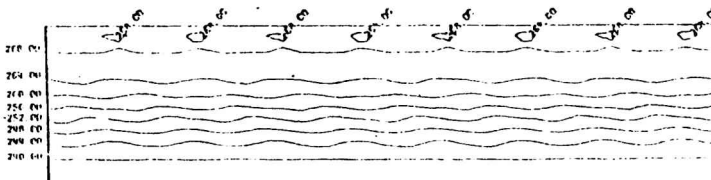
*Parametrización de la Radiación en modelos de ...*



*Fig. 13: Campo de temperatura (5° día) para  $\sigma = 0,3$ , experimento E1.*



*Fig. 14: Campo de temperatura (5° día) para  $\sigma = 0,3$ , experimento E3.*



*Fig. 15: Campo de temperatura (5° día) para  $\sigma = 0,5$ , experimento E1.*

Barreira

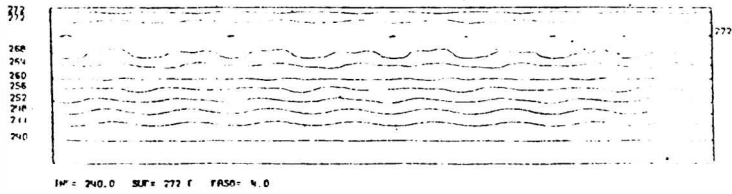


Fig. 16: Campo de temperatura (5º dia) para  $\sigma = 0,5$ , experimento E3.

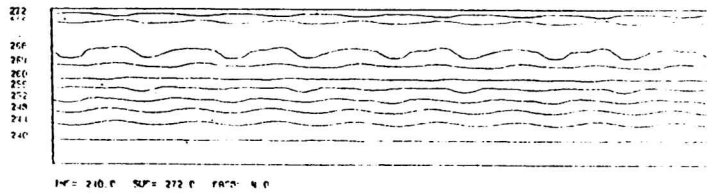


Fig. 17: Campo de temperatura (5º dia) para  $\sigma = 0,3$ , experimento E4.

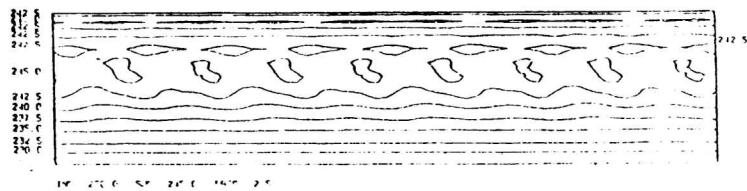


Fig. 18: Campo de temperatura (5º dia) para  $\sigma = 0,5$ , experimento E4.

### 5.2. Análisis de las diferencias de dos días

Se calcularon las diferencias de temperatura entre un día y el siguiente para poder estudiar el calentamiento diario en cada experimento.

Se referirá a los experimentos E3 y E4. En general, dan resultados similares mostrando una estabilización con el paso de los días. El nivel  $\sigma = 0,1$  muestra un leve enfriamiento (fig.19).

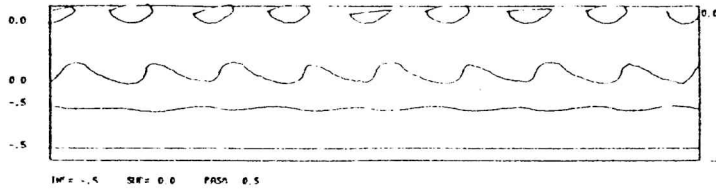


Fig. 19: Campo de diferencias de temperatura entre el 2do. y 3er. día para el experimento E3 y  $\sigma = 0,1$ .

Los niveles  $\sigma = 0,3, 0,5$  y  $0,7$  presentan calentamiento diario (fig. 20, 21 y 22). En E3 existen regiones de enfriamiento y calentamiento en latitudes medias (fig. 23). Todas las diferencias tienden a ser menores con el paso del tiempo.

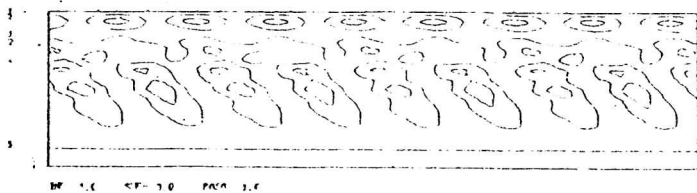


Fig. 20: Campo de diferencias de temperatura entre el 1ro. y 2do. día para el experimento E4 y  $\sigma = 0,3$ .

Barreira

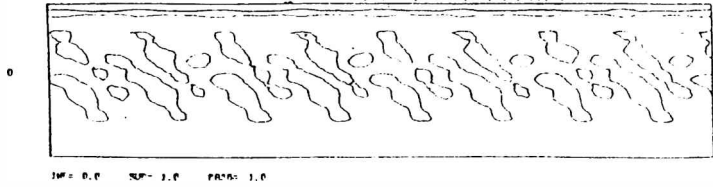


Fig. 21: Campo de diferencias de temperatura entre el 3ro. y 4to. día para el experimento E3 y  $\sigma = 0,5$ .

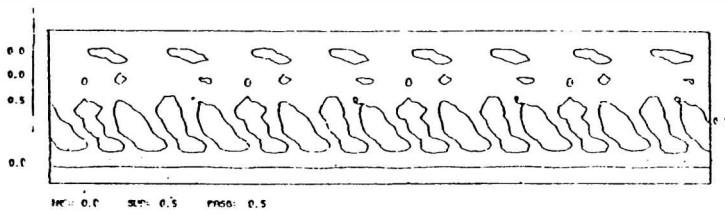


Fig. 22: Campo de diferencias de temperatura entre el 2do. y 3er. día para el experimento E4 y  $\sigma = 0,7$ .

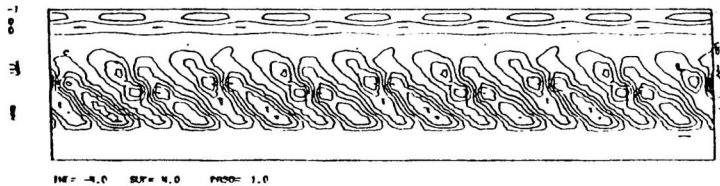


Fig. 23: Campo de diferencias de temperatura entre el 4to. y 5to. día para el experimento E3 y  $\sigma = 0,9$ .



### 5.3. Análisis de diferencias entre experimentos

Se calcularon las diferencias de temperatura obtenidas cada día entre dos experimentos que se utilizaron como referencia (experimentos E1 y E2) y los otros experimentos. Las diferencias se calcularon restando a los valores del experimento referencia, los valores de los otros experimentos.

De las diferencias entre E1 y E3, y E2 y E4 se ve que el nivel  $\sigma = 0,1$  es más caliente sin radiación salvo en la zona polar (fig. 24). Los demás niveles son más fríos en el caso sin radiación (fig. 25). Las diferencias entre experimentos aumentan con el paso de los días. El nivel 0,9 es más caliente, en el caso sin radiación, en latitudes subtropicales y ecuatoriales (fig. 26). En ambos casos se compara un experimento sin radiación con uno con radiación.

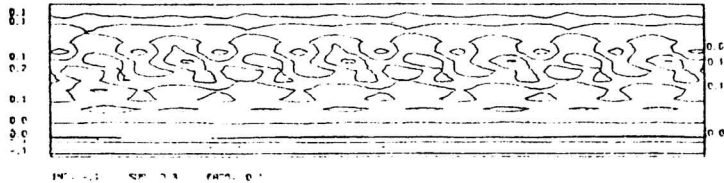


Fig. 24: Campo de diferencias de temperatura entre los experimentos E1 y E3 para el 3er. día y  $\sigma = 0,1$ .

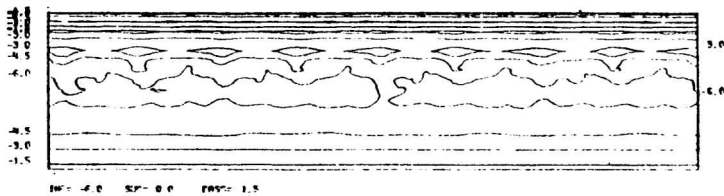


Fig. 25: Campo de diferencias de temperatura entre los experimentos E1 y E3 para el 4to. día y  $\sigma = 0,3$ .

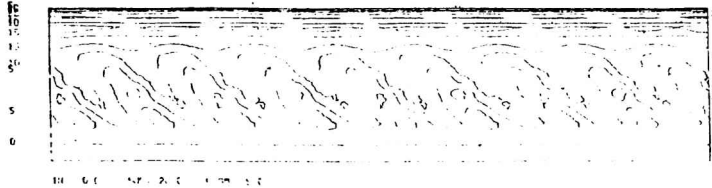


Fig. 26: Campo de diferencias de temperatura entre los experimentos E2 y E4 para el 5to. día y  $\sigma = 0,9$ .

#### 5.4. Análisis de los valores medios

Se han calculado los valores medios por círculo de latitud de la temperatura para cada experimento y para cada día.

También se realizó lo mismo para la diferencia de dos días o calentamiento diario y para la diferencia entre dos experimentos distintos.

Refiriéndose a los calentamientos o enfriamientos diarios (ver tablas 1, 2, 3 y 4) se puede decir que estos tienden a disminuir con el paso de los días, que el nivel  $\sigma = 0,1$  en promedio se enfría y lo hace más en el experimento E4 que en los otros tres. Los niveles  $\sigma = 0,3$  y  $0,5$  se calientan cada vez menos pero en los casos sin radiación puede tender a enfriarse como en el E2. El nivel  $\sigma = 0,7$  se calienta en todos los experimentos mostrando en los casos con difusión menor calentamiento promedio. El nivel  $\sigma = 0,9$ , se calienta del Polo a latitudes medias y de allí al Ecuador se enfría. La radiación tiende a enfriar este nivel y la difusión a calentarlo como se pudo comprobar del análisis de los resultados medios. Refiriéndose a las diferencias promedio entre dos experimentos, se puede decir que los niveles  $\sigma = 0,1$  y  $0,9$  se enfrían por efecto radiativo y los niveles  $\sigma = 0,3$ ,  $0,5$  y  $0,7$  se calientan por efecto radiativo.

## 6. Conclusiones

Estas son las primeras experiencias realizadas en el país incluyendo un proceso físico tal como es la radiación en un modelo de pronóstico numérico, por lo tanto no deben tomarse los resultados alcanzados en forma cuantitativa sino cualitativa. Se considera que debería ahondarse más en el problema para poder llegar a mejores resultados.

Tanto los efectos medios producidos por la radiación como por la difusión vertical pueden apreciarse en la siguiente tabla:

### *Parametrización de la Radiación en modelos de ....*

Nivel	Efecto radiación	Efecto difusión
$\sigma = 0,1$	enfria $-0,03^\circ/\text{día}$	calienta $0,01^\circ/\text{día}$
$\sigma = 0,3$	calienta $1,20^\circ/\text{día}$	enfria $-0,10^\circ/\text{día}$
$\sigma = 0,5$	calienta $0,35^\circ/\text{día}$	enfria $-0,08^\circ/\text{día}$
$\sigma = 0,7$	calienta $0,13^\circ/\text{día}$	enfria $-0,06^\circ/\text{día}$
$\sigma = 0,9$	enfria $-0,04^\circ/\text{día}$	calienta $0,14^\circ/\text{día}$

Tanto el efecto de la radiación como el de la difusión vertical sobre la temperatura no son constantes en el vertical.

Las limitaciones en disponibilidad de computación, tanto en memoria como en velocidad de procesamiento y en el tiempo con que se contó para esta etapa del trabajo, impidieron la realización de experimentos de largo alcance, los que se consideran necesarios para una completa verificación del modelo y su contraste con los resultados de otros autores, provenientes de observaciones y/o experimentación numérica de mayor duración.

Por lo tanto se sugiere extender los experimentos numéricos hasta por lo menos períodos de integración de tres meses.

#### **Bibliografía**

- Katayama, A., 1972: A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere; Technical Report N° 6, University of California, Los Angeles.
- Manabe, S. y Strickler, R., 1964: On the thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment; Journal of Atmospheric Sciences, 21, 361-385.
- Nuñez, M., 1980: Simulación numérica del flujo atmosférico sobre Sudamérica, usando un modelo de cinco niveles en ecuaciones primitivas, INCYTH.
- Nuñez, M. y Barreira, S., 1985: Simulación de posibles cambios en estados climáticos de la atmósfera, mediante la utilización de un modelo de equilibrio radiativo; METEOROLOGICA, 5, N° 1.

*Barreira*

Días	$\sigma = 0,1$	$\sigma = 0,3$	$\sigma = 0,5$	$\sigma = 0,7$	$\sigma = 0,9$
1 al 2	-0,153	0,043	0,071	0,071	0,055
2 al 3	-0,144	0,043	0,065	0,089	0,069
3 al 4	-0,129	0,045	0,066	0,104	0,079
4 al 5	-0,119	0,034	0,069	0,152	0,080

**Tabla 1: Calentamientos y enfriamientos medios de los diferentes niveles para el**

Días	$\sigma = 0,1$	$\sigma = 0,3$	$\sigma = 0,5$	$\sigma = 0,7$	$\sigma = 0,9$
1 al 2	-0,160	-0,050	-0,030	-0,005	0,266
2 al 3	-0,146	-0,054	-0,032	0,023	0,254
3 al 4	-0,130	-0,049	-0,030	0,046	0,231
4 al 5	-0,119	-0,055	-0,028	0,089	0,188

**Tabla 2: Calentamientos y enfriamientos medios de los diferentes niveles para el E2.**

Días	$\sigma = 0,1$	$\sigma = 0,3$	$\sigma = 0,5$	$\sigma = 0,7$	$\sigma = 0,9$
1 al 2	-0,177	1,464	0,471	0,224	0,003
2 al 3	-0,172	1,323	0,428	0,227	0,015
3 al 4	-0,157	1,241	0,399	0,234	0,024
4 al 5	-0,146	1,191	0,368	0,262	0,030

**Tabla 3: Calentamientos y enfriamientos medios de los diferentes niveles para el E3.**

Días	$\sigma = 0,1$	$\sigma = 0,3$	$\sigma = 0,5$	$\sigma = 0,7$	$\sigma = 0,9$
1 al 2	-0,184	1,389	0,366	0,145	0,214
2 al 3	-0,178	1,213	0,353	0,160	0,209
3 al 4	-0,167	1,130	0,335	0,173	0,196
4 al 5	-0,159	1,088	0,307	0,196	0,173

**Tabla 4: Calentamientos y enfriamientos medios de los diferentes niveles para el E4.**