

**MODELO PARA LA CORRECCION ATMOSFERICA EN EL INFRARROJO TERMICO.**

**SIMULACION DE MEDIDAS DE SATELITE**

M. Arbelo, O. Bayó y F. Herrera

Grupo de Física de la Atmósfera y Medio Ambiente. Dpto. de Física Fundamental y Experimental. Universidad de La Laguna.

38204 La Laguna. España.

**ABSTRACT**

A simple model to solve the radiative transfer equation is developed. An atmosphere constituted by just water vapor is assumed. Vertical profiles of atmospheric pressure, temperature and relative humidity are required to run the model. The results are satellite measurements simulations which allow us to estimate the atmospheric effect.

**KEY WORDS:** Atmospheric correction, thermal infrared, vertical profiles, absorption coefficient, water vapor, satellite.

**RESUMEN**

Se desarrolla un modelo simple que resuelve la ecuación de transferencia radiativa suponiendo una atmósfera constituida única y exclusivamente por vapor de agua. Se utilizan perfiles verticales de presión, temperatura y humedad relativa para correr el modelo. Los resultados son simulaciones de las medidas que los satélites obtienen de la superficie de nuestro planeta, y nos permiten estimar las correcciones que habría que hacer a las mismas por el efecto atmosférico.

**PALABRAS CLAVE:** Corrección atmosférica, infrarrojo térmico, perfiles verticales, coeficiente de absorción, vapor de agua, satélite.

## 1. INTRODUCCION

La radiación térmica infrarroja emitida por La Tierra, que es detectada por los satélites, sufre una atenuación al atravesar la atmósfera. Esta atenuación es debida, principalmente, a la absorción que se produce por la presencia de vapor de agua, ozono y dióxido de carbono [1]. Aun así, en el amplio espectro de absorción de la atmósfera en el infrarrojo, existen "ventanas" donde la transmisividad es grande. Una de estas regiones espectrales queda comprendida entre las longitudes de onda de 10 a 12  $\mu\text{m}$ ., y la aprovechan algunos satélites (p. ej. NOAA) para realizar medidas de la temperatura de la superficie. La absorción que se produce en esta zona podemos considerarla provocada exclusivamente por el vapor de agua presente en la atmósfera. Así pues, los valores de radiancia (temperatura) que obtiene el satélite tendrán que ser corregidos del efecto que este gas absorbente produce. Para ello será necesario resolver la ecuación de transferencia radiativa desde la superficie hasta la altura del satélite con ayuda de los perfiles atmosféricos obtenidos mediante radiosondeos.

## 2. MODELO PARA LA CORRECCION ATMOSFERICA

El problema más importante con el que nos enfrentamos para desarrollar un modelo que permita resolver la ecuación de transferencia radiativa, es encontrar el coeficiente de absorción,  $K(\lambda, T, P, e)$  función de la longitud de onda ( $\lambda$ ), temperatura ( $T$ ), presión ( $P$ ) y presión de vapor de agua ( $e$ ), más adecuado para las condiciones atmosféricas existentes en cada caso.

En la ventana de 10 a 12  $\mu\text{m}$ . se considera que  $K(\lambda, T, P, e)$  es el

coeficiente de absorción continuo del vapor de agua [2]. Este coeficiente ha sido obtenido experimentalmente por Kneyzs et al., y utilizado por otros autores en sus modelos, [3]. Nosotros también hemos optado por su elección después de haber probado con otros que no resultaron del todo satisfactorios [4], [5]. La expresión de este coeficiente es:

$$(1) \quad K(\lambda, T, P, e) = \left[ 4.18 + 5578 \exp\left(-\frac{78.7}{\lambda}\right) \right] \left\{ \exp\left[1800\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{296}\right)\right] \right\} (p + 0.002e)$$

Nuestro modelo considera una atmósfera dividida en capas plano-paralelas, libre de nubes y aerosoles, en equilibrio termodinámico y constituida únicamente por vapor de agua. Además, supondremos que la superficie terrestre, (mares, vegetación o suelo), se comporta como un cuerpo negro, es decir, con emisividad igual a la unidad. Con estas consideraciones, la radiancia medida por el satélite situado a una altura  $h$ , viene expresada mediante la ecuación de transferencia radiativa [6]:

$$(2) \quad R(\lambda) = B_{\lambda}(T_0) \tau(\vartheta, h, 0) + \int_0^h B_{\lambda}(T_z) \frac{\partial \tau_{\lambda}(\vartheta, h, z)}{\partial z} dz$$

donde  $B_{\lambda}(T_0)$  es la radiancia emitida por la superficie a temperatura  $T_0$ ,  $B_{\lambda}(T_z)$  la radiancia emitida por un cuerpo negro a la temperatura de la capa  $z$ ,  $T_z$ , y  $\tau(\vartheta, h, z)$  la transmisividad de la atmósfera entre las alturas  $z$  y  $h$ :

$$(3) \quad \tau_{\lambda}(\vartheta, h, z) = \exp\left[-\int_z^h K_{\lambda}(1) \rho(1) \sec\vartheta dl\right]$$

siendo  $\rho(1)$  la densidad de vapor de agua,  $k_{\lambda}(1)$  el coeficiente de absorción continuo del vapor de agua y  $\theta$  el ángulo zenital.

La resolución de la ecuación (2) se lleva a cabo mediante un procedimiento numérico iterativo a través de las diferentes capas en que se divide la atmósfera. Estas vienen determinadas por los perfiles verticales atmosféricos de presión, temperatura y humedad relativa, y caracterizadas por una transmisividad que es función del coeficiente de absorción y la densidad de vapor de agua. Esta densidad se calcula para cada capa de espesor  $h_2-h_1$  por:

$$(4) \quad \rho(1) = \frac{1.8016 e^{(h_2-h_1)}}{0.082 T}$$

La radiancia obtenida puede ser considerada como la radiancia aparente,  $R_a$ , que mide el satélite, a la que corresponde una temperatura aparente,  $T_a$ , sin más que aplicar la función inversa de Planck:

$$(5) \quad T_a = \frac{1.439 \cdot 10^4}{\lambda \ln \left( 1 + \frac{1.19 \cdot 10^8}{R \lambda^5} \right)}$$

$T_a$  diferirá de la verdadera temperatura de la superficie,  $T_o$ , en unos pocos grados centígrados como consecuencia de la absorción producida a lo largo de la atmósfera.

### 3. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se utilizaron datos de dos radiosondeos, uno en verano y otro en invierno. En las figuras que se presentan a continuación se muestran los perfiles atmosféricos de temperatura y humedad para los días

elegidos.

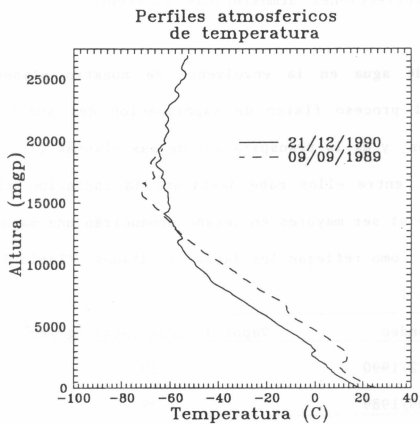


Figura 1

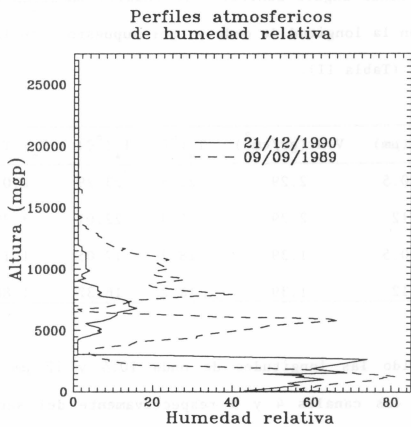


Figura 2

La elección de estos dos conjuntos de datos se ha hecho para diferenciar claramente atmósferas con contenidos en humedad distintos y, por tanto, correcciones atmosféricas diferentes para las medidas desde satélite.

El vapor de agua en la envoltura de nuestro planeta es una consecuencia del proceso físico de vaporización del suelo, masas de agua y vegetación, y de la transpiración de las plantas [7]. Depende de varios factores, entre ellos cabe destacar, la radiación global y la temperatura, que al ser mayores en verano producirán una mayor cantidad de vapor de agua como reflejan los datos estudiados (Tabla I).

Tabla I.

Sondeo	Vapor de agua total (gr/cm <sup>2</sup> )
21/12/1990	1.39
09/09/1989	2.29

Los resultados obtenidos al resolver la ecuación de transferencia radiativa considerando ángulo zenital cero (nadir) muestran claramente la dependencia con la longitud de onda y, por supuesto, con la cantidad de vapor de agua, (Tabla II).

Tabla II.

Sondeo	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	V.A. (gr/cm <sup>2</sup> )	T <sub>o</sub> (°C)	T <sub>a</sub> (°C)	T <sub>o</sub> - T <sub>a</sub> (°C)
09/09/89	10.5	2.29	25.3	23.29	2.01
09/09/89	12	2.29	25.3	22.01	3.29
21/12/90	10.5	1.39	18.2	17.05	1.15
21/12/90	12	1.39	18.2	16.32	1.88

Se han elegido las longitudes de onda 10.5 y 12  $\mu\text{m}$  porque se corresponden con los canales 4 y 5 respectivamente del sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo de los satélites

NOAA [7] .De esta forma, los resultados pueden ser considerados como simulaciones de las medidas de satélites actualmente en órbita.

Un parámetro muy importante en este estudio es el ángulo zenital o ángulo de observación del satélite. En las figuras (3) y (4) podemos observar las diferentes correcciones que habría que hacer a las temperaturas en función de  $\theta$ .

Todos los resultados presentados hasta el momento han sido expuestos corriendo el modelo con el coeficiente de absorción dado por la expresión (1). En las gráficas (3) y (4) también se representan correcciones atmosféricas considerando un  $K(\lambda, T, P, e)$  constante. Este valor ha sido obtenido mediante interpolación entre los parámetros característicos de varias atmósferas standard [9]. Comparando las simulaciones con uno y otro coeficiente, observamos que para el sondeo de invierno no existen casi diferencias ajustándose muy bien el coeficiente de Kneyzs al interpolado, mientras que para el sondeo de verano los resultados, si bien siguen la misma ley, presentan un offset apreciable.

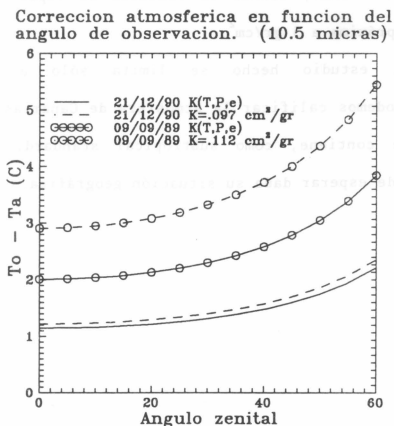


Figura 3

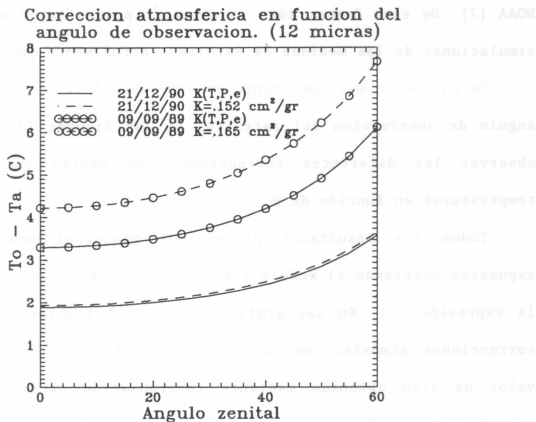


Figura 4

Por último, señalar que ángulos de observación superiores a  $45^\circ$  conllevan correcciones atmosféricas excesivas y por tanto poco fiables, especialmente en verano, cuando la cantidad de vapor de agua en la atmósfera está próxima a  $3 \text{ gr/cm}^2$ .

Aunque el estudio hecho se limita sólo a dos perfiles atmosféricos, podemos calificar la atmósfera de Canarias, atendiendo a la humedad que contiene, como subtropical standard, resultado que obviamente era de esperar dada su situación geográfica.



## REFERENCIAS

1. K.L. COULSON. (1975), *Solar and Terrestrial Radiation*. Academic Press, New York.
2. R.E. ROBERTS et al.. (1976), *Applied Optics*, 15, 2085-2090.
3. J.C. PRICE. (1984), *J. Geophysical Research*, 89, 7231-7237.
4. K.J. BIGNEL. (1970), *Q. J. Royal Meteor. Soc.*, 96, 390-403.
5. P. VARANASI. (1988), *SPIE* 928, 213-230.
6. L.M. McMILLIN et al.. (1988), *Monthly Weather Review*, 116, 1091-1102
7. J. DELEGIDO et al.. (1991), Determinación a escala regional de la evapotranspiración, 345-370. Dpto. Termodinámica. Univ. de Valencia.
8. F. HERRERA y M.ARBELÓ. (1991), *Rev. de la Acad. Canaria de Ciencia*, 3, 9-20.
9. C. COLL et al. (1991), La corrección atmosférica en el espectro térmico, 149-182. Dpto. Termodinámica. Univ. de Valencia.

Recibido: 20 de Noviembre de 1992