

Comparación entre algoritmos para el cálculo del espesor óptico de aerosoles

F.J. Expósito¹, J.P. Díaz², M. Arbelo¹, F. Herrera¹, A. Díaz²

(1) Grupo de Comunicaciones y Teledetección.

(2) Grupo de Física de la Atmósfera y Medio Ambiente

Departamento de Física Fundamental y Experimental

Universidad de La Laguna

RESUMEN

En el presente trabajo se desarrolla un estudio comparativo del espesor óptico de aerosoles, calculado a partir de dos algoritmos: el primero, basado en tierra, utiliza un espectrorradiómetro Optronic OL752 y el segundo emplea los canales del AVHRR a bordo de los satélites meteorológicos NOAA. Se ha empleado el método de Langley para calcular la Constante Extraterrestre y se ha obtenido un notable acuerdo entre los datos de los dos algoritmos.

ABSTRACT

In this work, a comparative study of the aerosols optical depth is developed. We computed this parameter with two algorithms: the first one, ground placed, uses an Optronic OL-752 spectroradiometer, and the second one the channels of the AVHRR on board NOAA meteorological satellites. The Langley method to compute the Extraterrestrial Constant have been used and a good agreement between the data of these algorithms has been obtained.

Introducción

En los últimos años, el estudio de los aerosoles atmosféricos ha sido muy importante, especialmente después de las erupciones volcánicas del Chinchón y del Pinatubo (Hansen, 1992; Stowe, 1992). Sus efectos sobre el balance radiativo de onda corta, así como la temperatura estratosférica y la química atmosférica, han sido intensamente investigados. Ciertos modelos climáticos muestran como su influencia es similar a la de los gases traza de efecto invernadero aunque de signo contrario, provocando un enfriamiento en el sistema Tierra-Atmósfera (Charlson, 1987; Kaufman, 1993; Labitzke, 1992).

Con el presente estudio comparamos las medidas de espesor óptico de aerosoles mediante dos sistemas con distintos grados de precisión y cobertura, con el objeto de, en un trabajo futuro, poder calibrar los datos de satélite y obtener el parámetro anterior en toda la zona de Canarias.

Desarrollo teórico

La atmósfera terrestre es capaz de atenuar la radiación solar que le llega mediante dos mecanismos: por procesos de dispersión (scattering) y por procesos de absorción al interactuar ésta con sus constituyentes. El espesor óptico de aerosoles es una magnitud, que nos da idea del poder de atenuación de los componentes atmosféricos existentes en una columna de aire (Iqbal, 1983). En este trabajo exponemos y comparamos dos formas de obtener esta magnitud: la primera, se basa en la ecuación de Lambert-Beer-Bouguer para medidas realizadas desde tierra (Bohren, 1983; Iqbal, 1983; Liou, 1980) y la segunda, en la ecuación de transferencia radiativa para medidas hechas desde satélite (Durkee, 1986; Liou, 1980). A continuación veremos cada una con un poco más de detalle.

La reducción que experimenta la intensidad de una onda electromagnética al atravesar un medio viene dada por la ley de Lambert-Beer-Bouguer:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot \exp[-(k(\lambda) \cdot m)] \quad (1)$$

donde

$I(\lambda)$ es la intensidad tras atravesar el medio

$I_0(\lambda)$ es la intensidad que incide en el medio

$k(\lambda)$ es la sección eficaz de extinción o atenuación del medio, relacionada con los fenómenos de scattering y absorción anteriormente mencionados

m es la masa óptica del aire, es decir, el camino óptico de la radiación relativo al que tendría ésta de ser normal a la superficie.

De este modo, conocidas las intensidades incidente y final se puede obtener la concentración de componentes que atenúan a una longitud de onda determinada. Si consideramos al Sol como la fuente de radiación, la atmósfera como el medio atenuador y colocamos un detector apropiado en la superficie terrestre, tendremos un sistema al que se le puede aplicar la ley anterior.

A la longitud de onda en estudio (630 nm.), el coeficiente de atenuación $k(\lambda)$ podemos desglosarlo en tres partes (Iqbal, 1983): una que de cuenta de la contribución Rayleigh, otra de la absorción del ozono (único gas absorbente a esta λ) y la última debida a los aerosoles. Con esto, podemos reescribir la ley de Lambert-Beer-Bouguer del siguiente modo:

$$\tau_A = \frac{\ln\left(\frac{I_0}{I \cdot S}\right)}{m} - \left(\frac{p}{p_0} \tau_R + \tau_{O_3}\right) \quad (3)$$

- I_0 es la Constante Extraterrestre
- I es la intensidad de corriente medida en superficie
- s es el factor de corrección debido a la distancia Tierra-Sol
- m es la masa óptica del aire
- p es la presión de la estación de medida
- $p_0 = 1013.25$ mb
- τ_R es la corrección Rayleigh
- τ_{oz} es la corrección por Ozono

Para la masa óptica del aire a nivel del mar se puede emplear la expresión (W.M.O., 1978):

$$m [\cos\theta_z + 0.15 (93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (3)$$

donde θ_z es el ángulo zenital.

La corrección Rayleigh empleada fue (W.M.O., 1978):

$$\tau_R = 0.00838\lambda^{-(3.916+0.074\lambda+0.05/\lambda)} \quad (4)$$

donde λ se expresa en micras.

Para la corrección por ozono se consideraron 300 DU con un coeficiente de absorción de 0.090 cm⁻¹ (Leckner, 1978)

El segundo método, aplicable para los datos de satélite, se basa en la ecuación de transferencia radiativa (Durkee, 1986; Liou, 1980), cuya expresión es:

$$\begin{aligned} \mu \frac{dL(\theta; \mu, \phi)}{d\tau} = & L(\tau; \Omega) - \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{4\pi} L(\tau; \Omega') P(\Omega, \Omega') d\Omega' - \\ & - \frac{\omega_0}{4\pi} \pi E_0 P(\Omega, -\Omega_0) \exp(-\tau/\mu_0) \end{aligned} \quad (5)$$

donde

- L es la intensidad difusa
- τ es el espesor óptico
- ω_0 es el albedo de scattering simple es el cos
- μ_0 ($\theta =$ ángulo zenital del satélite)
- μ_0 es el $\cos\theta_0$ ($\theta_0 =$ ángulo zenital del sol)
- Ω es el ángulo sólido (θ, ϕ) ($\phi =$ ángulo azimutal)

$\omega(\Omega, \Omega_0)$ es la función de fase de dispersión
 πE_0 es el flujo solar radiativo entrante

El aire marítimo verifica en general una serie de condiciones; entre ellas tenemos que el scattering simple domina sobre el múltiple (Durkee, 1986), con lo que podemos simplificar la ecuación anterior y llegar a la siguiente solución:

$$L(\theta; \mu, \phi) = \left[\frac{\omega_0 \mu_0 E_0}{4(\mu + \mu_0)} \right] P(\Omega, \Omega_0) \left\{ 1 - \exp \left[-\tau \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) \right] \right\} \quad (6)$$

Si además se supone una atmósfera ópticamente delgada:

$$\tau \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) \ll 1, \text{ entonces:}$$

$$L(\theta; \mu, \phi) \cong (\omega_0 E_0 / 4\mu) P(\Omega, \Omega_0) \tau$$

Dado que a la longitud de onda de trabajo, la contribución del mar a la señal detectada por el satélite es despreciable, se concluye que:

$$\tau_\lambda = (4\mu / \omega_0 E_0) P(\Omega, \Omega_0) L_A$$

$$L_A = L^* - L_R$$

con

L_λ la intensidad debida a aerosoles

L^* la intensidad detectada por el satélite

L_R la intensidad debida a dispersión Rayleigh

Proceso experimental

Para la realización de este trabajo, se han empleado un espectrorradiómetro Optronic OL-752 y un sistema de recepción y proceso de imágenes de satélite TeraScan, de nuestro Departamento de Física Fundamental y Experimental. Al primer equipo, fabricado originariamente para medir radiación global, se le diseñó y adaptó un tubo colimador (siguiendo las directrices de la W.M.O. (Organización Mundial de Meteorología) para este tipo de dispositivos (W.M.O., 1971)), con objeto de medir radiación directa. Puesto que para obtener el espesor óptico con el espectrorradiómetro es necesario conocer la Constante Extraterrestre (intensidad que mediría el equipo

fuera de la atmósfera), se realizó una calibración Langley (figura 1) en la estación BAPMoN (Background Air Pollution Monitoring Network) de Izaña (Díaz, 1992).

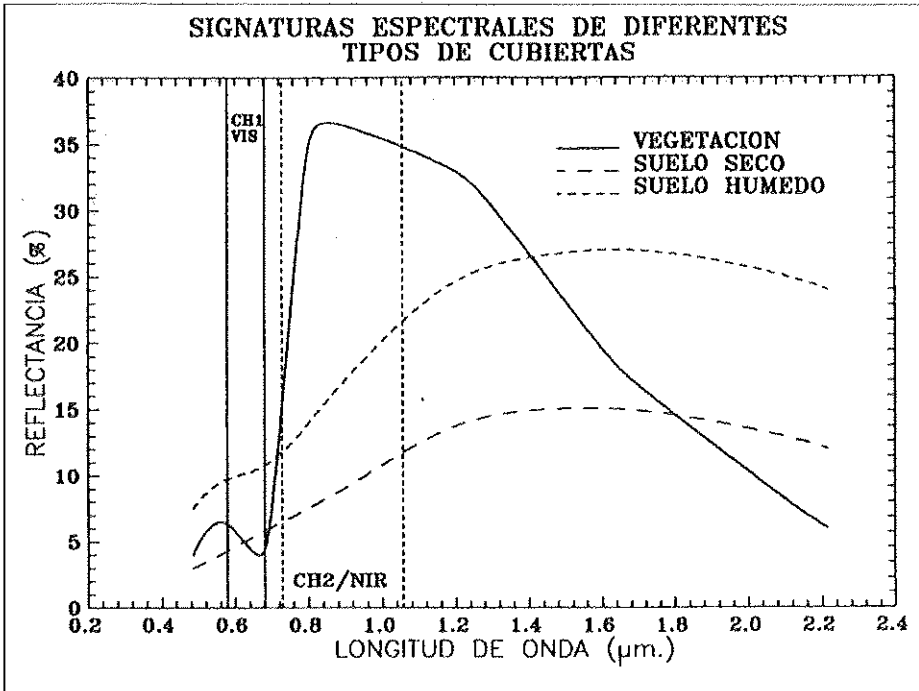


FIGURA 1

Calibración Langley a la longitud de onda de 630 nm. desde la estación de Izaña
El ajuste de la recta a los datos experimentales arrojó un factor de correlación del

98%, dando para la Constante Extraterrestre un valor de $3.515 \cdot 10^{-7} A$ (nótese que se miden las intensidades producidas por el tubo fotomultiplicador del radiómetro).

El equipo TeraScan tiene el diagrama de bloques que aparece en la figura 2 (SeaSpace, 1992).

Para la obtención del espesor óptico de aerosoles (E.O.A.) el diagrama de flujo seguido desde la adquisición de los datos se representa en la figura 3. Aparece, como parte primordial, la subrutina «satvis», la cual calcula el espesor óptico para cada píxel válido de la imagen del satélite (Frost, 1988; SeaSpace, 1992). Un píxel no será válido si reúne alguna de las siguientes condiciones:

- Angulo zenital del satélite superior a 50°
- Angulo zenital del Sol superior a 50°

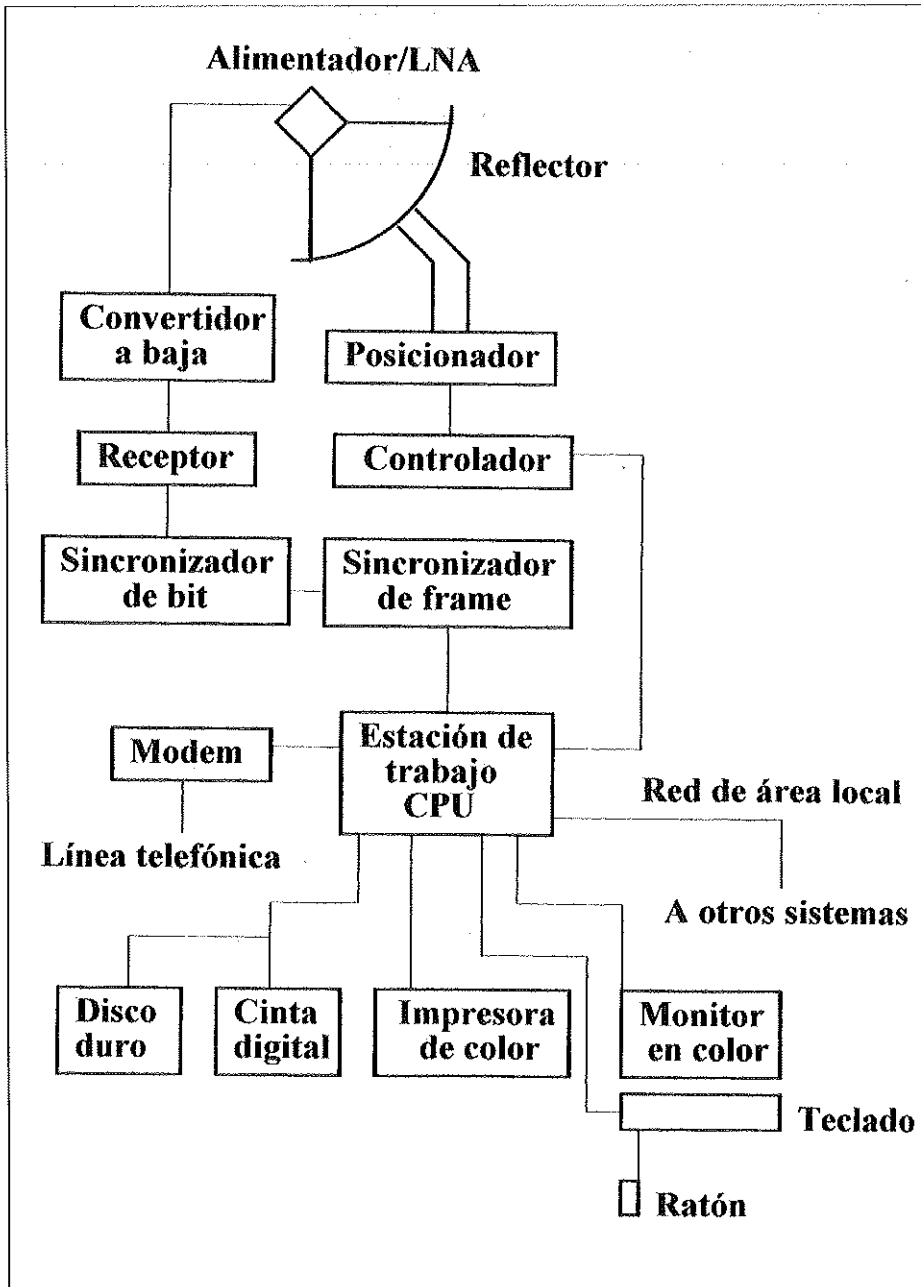


FIGURA 2
Diagrama de bloques del sistema TeraScan

- Temperatura de brillo del CH4 inferior a 0°
- Relación CH1/CH2 inferior a 1.5
- Albedo CH2 superior a 3
- Variación en el albedo del CH2 con los píxeles vecinos superior a 0.125

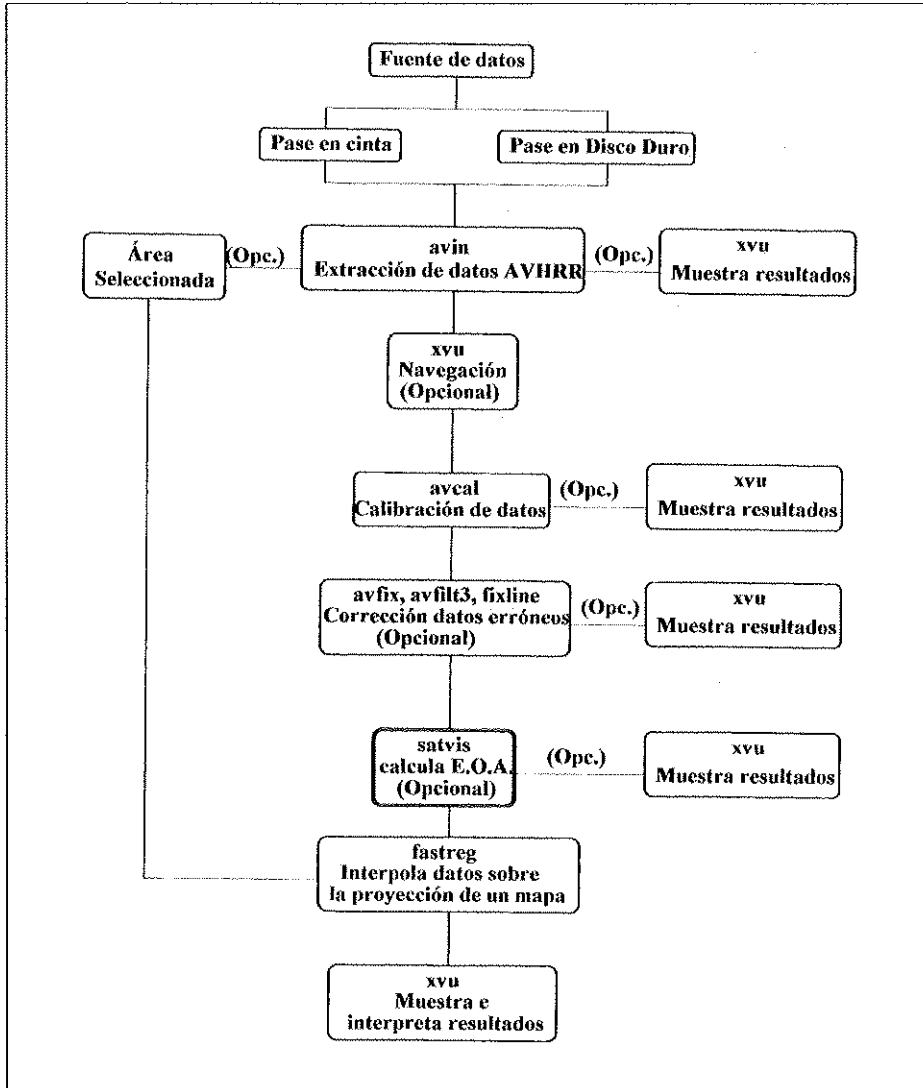


FIGURA 3
Diagrama deflujo del TeraScan para la obtención del espesor óptico

Resultados y conclusiones

Dado que una de las condiciones para calcular el espesor óptico de aerosoles mediante satélite era medir sobre la superficie del océano, se trasladó el Optronic OL-752 al Centro Superior de Estudios del Mar, situado junto al puerto de Santa Cruz de Tenerife. Así, se establecieron las mismas condiciones atmosféricas que iban a medir ambos sistemas. Además, siempre que fue posible, se hizo coincidir el momento de la medición desde tierra con el pase del satélite. De los datos registrados por uno y otro equipo, se obtuvo la siguiente gráfica (figura 4) cuya regresión lineal dio un coeficiente de correlación del 78%.

Si bien el número de puntos obtenidos es bastante limitado, debido a la gran dificultad de establecer idénticas condiciones para ambos sistemas, se puede concluir que existe una aceptable correlación entre los datos generados por ambos métodos. El del satélite, introduce una gran cantidad de aproximaciones para permitir el uso de la ecuación de transferencia radiativa, las cuales no siempre se verifican a la vez como cabría esperar, produciendo un desplazamiento de más de 0.15 en el espesor óptico.

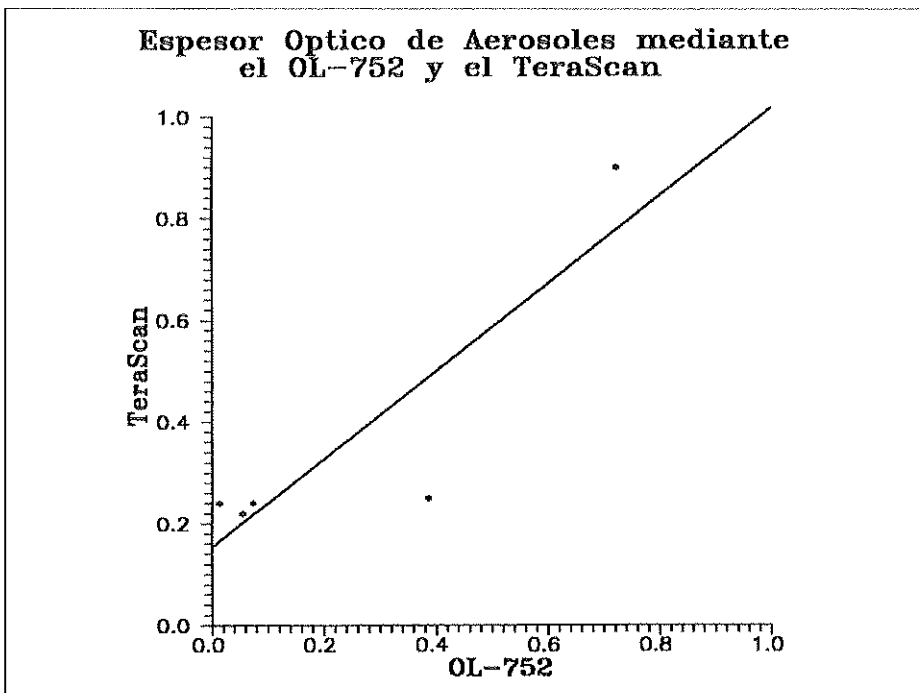


FIGURA 4

Representación de los espesores ópticos obtenidos por los sistemas TeraScan y Optronic

co. Pese a todo, pensamos que con nuevas campañas que aporten una mayor cantidad de datos, podremos llegar a «calibrar» los obtenidos por el satélite y dar valores muy fiables para toda la zona de Canarias.

Bibliografía

- Bohren, C.F. and Huffman, D.R.:** 1983. Absorption and scattering of light by small particles. John Wiley & Sons, 530 pp.
- Charlson, R.J. et al.:** 1987. Oceanic phytoplankton atmospheric sulfur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, 655-661.
- Díaz, J.P., Expósito, F.J. y Díaz, A.:** 1992. Espesor óptico de aerosoles a la longitud de onda de 500 nm. desde la estación BAPMoN de Izaña. *Rev. Acad. Canar. Cienc.* IV (núms. 1 y 2), 159-168
- Durkee, P.A. et al.:** 1986. The relationship between marine aerosols and satellite detected radiance, *J. of Geophys. Res.* 91 (D4), 4063-4072.
- Frost, E.M.:** 1988. Global scale estimates of aerosol particle characteristic. Master's Thesis. Naval Postgraduate School. Monterey. California. U.S.A.
- Hansen, J. et al.:** 1992. Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Letters* 19 (2), 215-218.
- Iqbal, M.:** 1983. An introducing to solar radiation Academic Press Canada, 390 pp.
- Kaufman, Y.J.:** 1993. Aerosol optical thickness and atmospheric path radiance. *J. of Geophys. Res.* 98 (D2), 2677-2692.
- Labitzke, K. and McCormick, M.P.:** 1992. Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosol. *Geophys. Res. Letters* 19 (2), 207-210.
- Leckner, B.:** 1978. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface elements of a model. *Solar energy* 20 (2), 143-150.
- Liou, K.N.:** 1980. *An introduction to atmospheric radiation* Academic Press, New York, N.Y., 392 pp.
- Young, T.L.:** 1992. TeraScan reference manual. SeaSpace. San Diego. California. U.S.A. 63 pp.
- Stowe, L.L., Carey, R.M. and Pellegrino, P.P.:** 1992. Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA-11 AVHRR data. *Geophys. Res. Letters* 19 (2), 159-162.
- World Meteorological Organization.:** 1971. *Manual of radiological all the Guide of meteorological instruments and observing practice.* 4th ed. WMO No 8, T.P.3. Geneva. Switzerland.
- World Meteorological Organization:** 1978. *Report of second W.M.O. expert meeting on turbidity measurements.* Boulder, (24-27 October 1978). Colorado, U.S.A.