

**ESPESOR OPTICO DE AEROSOLES A LA LONGITUD DE ONDA DE 500 nm
DESDE LA ESTACION BAPMON DE IZANA**

J. P. Díaz, F. J. Expósito, A. Díaz

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

38204 La Laguna. España.

ABSTRACT

Aerosol optical depth has been obtained by means of Lambert-Beer-Bouguer law. In order to compute the extraterrestrial constant, Langley calibration method was used. The features of the designed collimating tube for measurement of the direct radiation are showed.

KEY WORDS: Aerosol optical depth, direct radiation, difusse radiation, global radiation, Langley calibration, optical air mass, collimating tube, Lambert-Beer-Bouguer law.

RESUMEN

En este trabajo se obtiene el espesor óptico de aerosoles mediante el uso de la ley de Lambert-Beer-Bouguer. Se utiliza para ello el método de calibración de Langley, que permite calcular la constante extraterrestre de nuestro equipo. Se muestran asimismo, las características del tubo colimador diseñado para la medición de radiación directa.

PALABRAS CLAVE: Espesor óptico de aerosoles, radiación directa, radiación difusa, radiación global, calibración Langley, masa óptica del aire, tubo colimador, ley de Lambert-Beer-Bouguer.

1. INTRODUCCION

Los aerosoles en la atmósfera juegan un doble papel: por un lado afectan a la calidad del aire que respiramos, y por otro lado son dispersores muy efectivos de la radiación solar, pudiendo por tanto alterar el balance de radiación del planeta, y provocar cambios en el clima [1]. Esto hace que su estudio se haya convertido en una de las principales líneas de investigación de la Física atmosférica. Así, el Grupo de Física de la Atmósfera del Dpto. de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna ha diseñado y construido un sistema propio, que junto con un equipo comercial (Optronic OL-752) de muy buenas prestaciones nos permite determinar el espesor óptico de aerosoles.

2. INTERACCION DE LA RADIACION SOLAR CON LA ATMOSFERA

La atmósfera terrestre atenúa la radiación solar que la atraviesa, al someterla a procesos de dispersión (scattering) y absorción por interacción con sus constituyentes.

La porción de energía electromagnética originada por scattering se denomina radiación difusa, mientras que aquella que no sufre dispersión (necesariamente medida en la dirección de incidencia) es la componente directa. La suma de ambos términos constituye la radiación global.

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

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

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 y

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 absorben a una longitud de onda determinada. El Sol como fuente de radiación, la atmósfera como medio atenuador y un detector adecuado en la superficie terrestre constituyen un espectrofotómetro para el cual es perfectamente aplicable la ley anterior.

2.1 Coeficiente de atenuación $k(\lambda)$.

Este factor engloba los procesos de scattering y absorción. El primero puede descomponerse a su vez en una componente Rayleigh y en otra Mie en función de la relación existente entre el radio del elemento dispersor y la longitud de onda incidente. Para la radiación

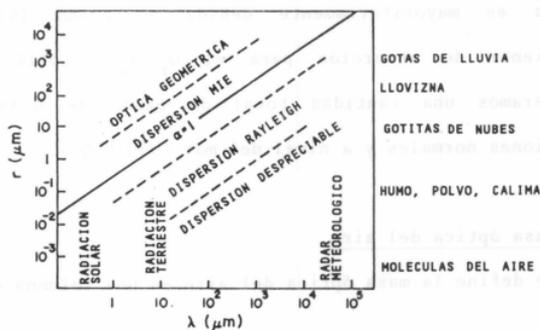


Fig. 1

solar los elementos que producen scattering Rayleigh son principalmente moléculas [2] según se muestra en la figura 1 donde se representa el rango de validez de cada aproximación en función del parámetro de tamaño $\alpha = 2\pi r/\lambda$ con r el radio de la partícula.

Siguiendo la recomendación de la 2ª Reunión de Expertos de la O.M.M. (Organización Meteorológica Mundial) sobre medidas de turbiedad [3], expresamos la sección eficaz de Rayleigh a nivel del mar como:

$$\tau_R = 0.00838\lambda^{-(3.916 + 0.074*\lambda + 0.05/\lambda)} \quad (2)$$

donde λ viene dada en micras. Esta expresión considera la variación del índice de refracción con la longitud de onda y por ello difiere de la expresión original de Rayleigh.

En la aproximación de Mie el radio de los elementos dispersores es igual o mayor que la longitud de onda. Su estudio es más complicado y ninguna de las expresiones teóricas propuestas para la sección eficaz se ajusta a la realidad, salvo para situaciones muy simples. La O.M.M. indica como medida de la turbiedad atmosférica el valor de este parámetro, la sección eficaz de Mie, ya que es proporcional a la cantidad de partículas en la atmósfera [4].

A la longitud de onda de trabajo de 500 nm, la absorción de energía es mayoritariamente debida al ozono [4]. Tomamos como coeficiente de absorción para el O_3 $\tau_o = 0.0114$ [5] puesto que consideramos una cantidad total de ozono de 0.35 cm medidos en condiciones normales y a nivel del mar (350 U.D.).

2.2 Masa óptica del aire.

Se define la masa óptica del aire en una columna de sección unidad como:

$$m = \int_0^{\infty} \rho \, ds \quad (3)$$

donde ρ es la densidad del aire y ds un elemento diferencial del camino.

Es habitual referir las medidas de m respecto al valor que toma cuando se mide en la vertical del sitio. Para una atmósfera plano paralela, uniforme y sin refracción, la masa óptica relativa del aire toma la forma $m_r = \sec \theta_z$, con θ_z el valor del ángulo zenital. Si se considera la atmósfera esférica, de densidad no uniforme y con refracción, m_r se puede expresar a nivel del mar como [3]:

$$m_r = [\cos \theta_z + 0.15 \cdot (93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (4)$$

Para el cálculo de θ_z de un modo riguroso es necesario conocer la latitud y longitud del sitio de medida, el día juliano y la hora solar verdadera.

3. INSTRUMENTOS DE MEDIDA

Para la medición de radiación global disponemos de un espectroradiómetro Optronic OL-752 capaz de medir en el rango de 200 a 800 nm, con una resolución de 0.1 nm, una sensibilidad de $10^{-11} \text{ W/cm}^2 \text{ nm}$ y una precisión de aproximadamente un 2% en intensidades. Con objeto de hallar el coeficiente de extinción Mie se diseñó un tubo colimador capaz de transformar el Optronic OL-752 en un medidor de radiación directa (Fig.2). Las características principales del diseño de este dispositivo son $b = 64.7$ y $z_0 = 0.88^\circ$, donde $b = L/r$ y $z_0 = \tan^{-1}(r/L)$ siendo L la longitud del tubo y r la apertura. Estos parámetros siguen las directrices dictadas por la O.M.M. para este tipo de diseños, donde se fijan los siguientes valores: $b > 15$ y $z < 4^\circ$ [6].

La medición de radiación directa hace necesario alinear el tubo colimador con el Sol. Para ello se construyó un sistema de puntería constituido por una pieza opaca con un pequeño orificio, situada en la

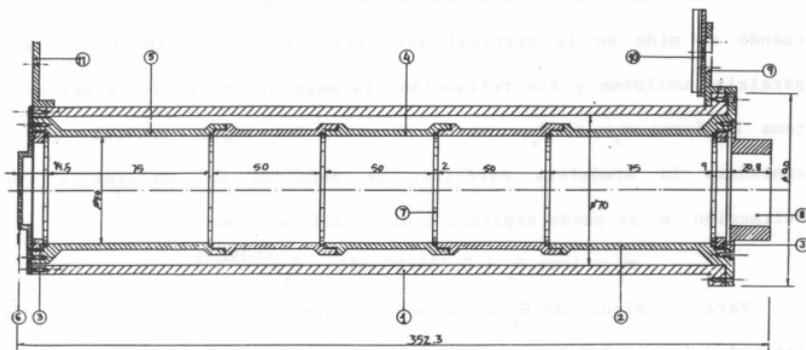


Fig. 2

parte frontal del tubo y un retículo en la parte final. Para calibrar este sistema se empleó una lámina con una distribución circular de orificios, dispuesta en la ventana de salida del tubo. Así, estando el

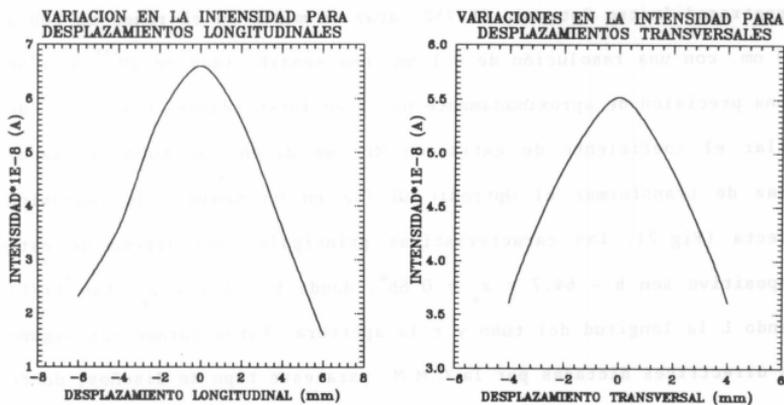


Fig. 3

sistema perfectamente alineado con el Sol, todos los agujeros se han de ver homogéneamente iluminados sobre una superficie, reproduciendo un diagrama de difracción. En este momento, la imagen del orificio de entrada señala un punto del retículo que se toma como referencia para posteriores medidas. Se ha comprobado que una variación de unos 2 mm. de esta posición provoca errores en la lectura de la intensidad de hasta un 10%, tal y como se muestra en la figura 3.

4. CALIBRACION LANGLEY

La aplicación de la expresión de Lambert-Beer-Bouguer requiere del conocimiento de la denominada Constante Extraterrestre ($I_0(\lambda)$) a la longitud de onda de medida. Para ello nuestro sistema debería estar calibrado absolutamente y dado que la radiancia medida viene dada por:

$$I(\lambda) = i(\lambda) * c(\lambda) \quad (5)$$

donde $i(\lambda)$ es la intensidad de corriente medida por el PMT, debería ser necesario conocer su factor de calibración $c(\lambda)$. Sin embargo el conocimiento de este parámetro no es imprescindible ya que lo que se tiene en la expresión (1) es un cociente de radiancias.

Con objeto de calcular $i_0(\lambda)$ empleamos el denominado método de calibración de Langley, que consiste en la obtención de la radiación solar directa a diferentes masas ópticas. La representación de estos datos para condiciones estables a lo largo del período de medida (invariabilidad en el parámetro de extinción) se ajusta a una recta cuyo corte con el eje de ordenadas (intensidades) nos proporciona el valor buscado.

Con este fin instalamos el día 19 de Noviembre de 1992 el Optronic en la estación BAPMoN (Background Air Pollution Monitoring Network) de

Izaña. Realizamos la calibración desde las 11 am. (hora local) hasta aproximadamente la puesta de sol con intervalos de 30 minutos, barriendo un amplio margen de masas ópticas (de 1 a 7).

5. ANALISIS DE RESULTADOS

Los datos obtenidos para $\lambda = 500$ nm. se muestran en la figura 4, en la que se representa el logaritmo neperiano de la intensidad afectada por S_0 frente a la masa óptica del aire. S_0 es un factor de corrección que refiere la intensidad extraterrestre medida, a la que se obtendría a la distancia media Tierra-Sol [6].

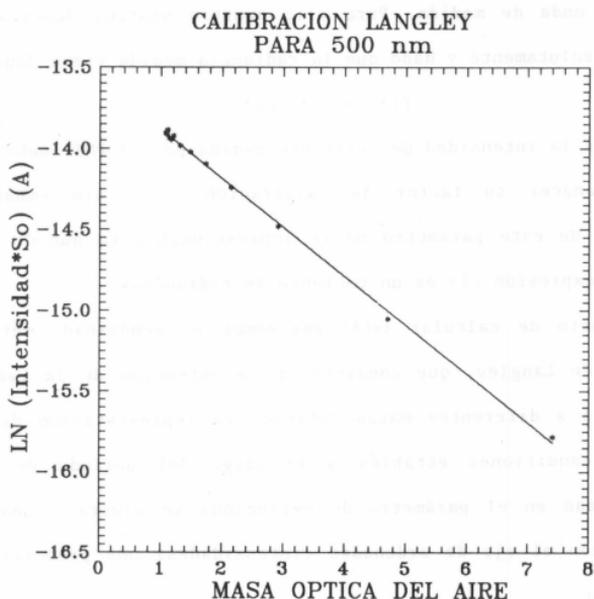


Fig.4

La ecuación de la recta de ajuste es: $y = -13.5803 - 0.301943 \cdot x$ de donde se deduce un valor de $i_0(\lambda)$ igual a $1.296286 \cdot 10^{-6}$ A. Los datos estadísticos del ajuste dan una correlación del 99.91%, lo cual nos indica un comportamiento muy estable de la atmósfera durante todo el día, y por tanto, unas buenas condiciones de calibración, además de la bondad de la realización práctica del experimento.

El conocimiento de $i_0(\lambda)$ nos permite calcular el espesor óptico de aerosoles τ_M (sección eficaz de Mie), sin más que despejar de la ley de Lambert-Beer-Bouguer. Se obtiene para τ_M un valor de 0.192, el cual concuerda con el obtenido por el Dr. J. J. DeLuisi (Comunicación privada) [7], y los obtenidos durante la calibración realizada en la reunión de expertos de la O.M.M. en fotometría solar, que tuvo lugar en Tenerife el año 1984 [8].

Durante la experiencia se ha comprobado que incertidumbres en los parámetros τ_R (sección eficaz de Rayleigh) y τ_O (sección eficaz de absorción por el ozono) así como en el conocimiento de la presión conducen a importantes errores en la determinación del espesor óptico de aerosoles, tal y como han especificado otros autores [9].

Los resultados "aparentemente altos" encontrados en Izaña han hecho pensar en ella como una buena base para la intercomparación de equipos situados tanto en tierra como en satélites [8].

Finalmente, podemos decir que este método nos da un valor aceptable de $i_0(\lambda)$ si bien parece extremadamente sensible a pequeñas variaciones en los parámetros utilizados en la ley de Lambert-Beer-Bouguer. Esperamos en breve realizar nuevas calibraciones así como compararlas con otros sistemas de medida que, actualmente, se están instalando en la estación BAPMoN de Izaña.

6. REFERENCIAS

- [1] Hansen J., D. Johnson, A. Lacis, S. Lebedeff, P. Lee, P. Rind, (1981). Climatic impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, 213, 957-966.
- [2] John M Wallace, Peter U. Hobbs (1977). *Atmospheric science: An introductory survey*. Academic Press.
- [3] Report of second WMO expert meeting on turbidity measurements. Boulder, (24-27 October 1978), Colorado, USA.
- [4] Muhammad Iqbal (1983). *An introduction to solar radiation*. A. Press
- [5] B. Leckner (1978). The espectral distribution of solar radiation at the earth's surface-elements of a model. *Solar energy* 20 (2), 143-150.
- [6] World Meteorological Organization. Measurement of radiation and sunshine. Guide of meteorological instruments and observing practice. 4th ed. WMO No 8, T.P.3. Geneva Switzerland, 1971.
- [7] J.J. DeLuisi. NOAA, Air Resouces Laboratorie, Boulder Colorado.
- [8] Sunphotometer workshop, Enviromental polution monitoring and research program, No 43 WMO, Tenerife 9-13, April 1984.
- [9] Organización Meteorológica Mundial. Manual de las Operaciones de Medida de la Contaminación General Atmosférica. Medidas de Turbiedad. Ginebra. Suiza 1978.

7. AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento a D. Emilio Cuevas, Director del Observatorio Especial de Izaña (Instituto Nacional de Meteorología), a D. Alberto Redondas y a todos aquellos observadores de dicho centro por la ayuda prestada para la realización de esta experiencia, así como por su amistosa acogida.

De igual manera deseamos manifestar nuestra gratitud a todos los compañeros del Grupo de Física de la Atmósfera y Medio Ambiente, así como a D. Andrés Mujica por su desinteresada ayuda.

Recibido: 8 de Diciembre de 1992