

CORRECCIONES ATMOSFERICAS PARA LA REFLECTANCIA MEDIDA DESDE SATELITES

Plinio Durán G., Patricio Acevedo A. y Manuel Cerna L.
Departamento de Ciencias Físicas
Facultad de Ingeniería, Ciencias y Adm.
Universidad de La Frontera
e-mail: satelite@ufro.cl

Resumen

Las mediciones desde satélites utilizadas para caracterizar la superficie terrestre se ven afectadas por la presencia de la atmósfera. Para cuantificar este efecto es necesario caracterizar el estado de ella (propiedades físicas y radiativas) en cuanto a los parámetros que presentan mayor variabilidad espacio-temporal, como son espesor óptico de aerosoles, contenido de ozono y vapor de agua. El método aplicado corresponde a las mediciones de las componentes directa y global de la radiación solar con un espectrorradiómetro y el cálculo posterior de espesores ópticos de los elementos atmosféricos. El espesor óptico entrega el contenido de los diferentes elementos presentes. En el caso de los elementos con menor variabilidad, basta con considerar los modelos estándar de atmósfera.

Caracterizada la atmósfera, se resuelve la ecuación de transferencia radiativa por el método de dos flujos, obteniéndose su transmitancia y reflectancia total difusa. A partir de lo anterior se determinan las correcciones atmosféricas para diferentes firmas espectrales de cubiertas de suelo en las bandas del visible e infrarrojo cercano.

Summary

The mensurations from satellites used to characterize the terrestrial surface are affected by the presence of the atmosphere. To quantify this effect it is necessary to characterize the state of her (physical properties and radiative) as for the parameters that present bigger variability space-storm, like they are optic thickness of aerosols, content of ozone and vapor of water. The applied method corresponds to the mensurations of the direct and global components of the solar radiation with an espectroradiometer and the later calculation of optic thickness of the atmospheric elements. The thickness optic delivery the content of the different present elements. In the case of the elements with smaller variability, coarse with considering the standard models of atmosphere.

Characterized the atmosphere, is solved the equation of transfer radiative for the method of two flows, being obtained its transmittance and diffuse total reflectance. Starting from the above-mentioned the atmospheric corrections are determined for different ghastly signatures of covered with floor in the bands of the visible one and near infrared.

Introducción

La interacción entre la radiación solar y la atmósfera constituye un factor importante a considerar cuando se trabaja en teledetección. El flujo radiativo proveniente desde la superficie terrestre y que es registrado por los sensores ubicados en satélites conlleva los efectos de su paso a través de la atmósfera. Este fenómeno no es despreciable y por lo tanto requiere de un proceso de corrección, a fin de eliminar sus efectos sobre la información captada por los satélites.

En este trabajo presentaremos resultados iniciales de la corrección atmosférica que hay que introducir a los datos satelitales, al aplicar modelos de transferencia radiativa que nos permitan evaluar las densidades de flujo y radiancias en los límites de la atmósfera, bien a nivel de suelo o la medida por los sensores a bordo de satélites.

Bases Teóricas

La irradiancia espectral directa para el caso de una atmósfera plano-paralela se modela por la ecuación de Beer-Lambert-Bouguer [Lenoble, 1993]

$$F_{dir}(\lambda) = DF_0(\lambda)T_{dir}(\lambda) = DF_0(\lambda)e^{-m\tau(\lambda)}$$

donde $DF_0(\lambda)$ es el espectro de irradiancia en el límite superior de la atmósfera y el $F_{dir}(\lambda)$ a nivel de suelo.

$$T_{dir}(\lambda) = e^{-m\tau(\lambda)}$$

es la transmitancia total de la atmósfera y $\tau(\lambda)$ es el espesor óptico total. El parámetro m es la masa óptica.

La modelación de la densidad de flujo global es la de mayor interés en aplicaciones de teledetección. En esta modelación deben tenerse presente los efectos de la superficie reflectora y las perturbaciones producidas por la atmósfera. Para incluir estos efectos en la ecuación de transferencia radiativa, es necesario determinar previamente las características de los aerosoles y las cantidades de absorbentes, principalmente O_3 y H_2O que son las que más varían tanto espacial como temporalmente.

La modelación de la irradiancia global a nivel de suelo ($F(\tau_1)$) está basada en medidas de transmitancia de absorción gaseosa, ($t_{gas}(\mu_0)$), transmitancia total difusa ($T(\mu_0)$), la irradiancia extraterrestre (F_0), el albedo global de la atmósfera (S) y la reflectancia de la superficie a nivel de suelo (ρ) [Liou, 1980]

$$F(\tau_1) = \pi\mu_0 F_0 \frac{T(\mu_0)}{1 - S\rho} t_{gas}(\mu_0)$$

La determinación de las densidades de flujo difuso en la parte superior y en la base de la atmósfera se realiza aplicando el método de solución de dos flujos a la ecuación de transferencia radiativa

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu)}{d\mu} = I(\tau, \mu) - \frac{\alpha_0}{2} \int_{-1}^1 P(\mu, \mu') I(\tau, \mu') d\mu' - \frac{\alpha_0}{4\pi} \pi F_0 P(\mu, \mu_0) e^{-\tau/\mu_0}$$

donde I es la radiancia difusa y P es la función de fase. De aquí se obtiene la reflectancia atmosférica y la transmitancia total difusa respectivamente.

Los efectos de dispersión por moléculas y aerosoles sobre la radiación son descritos suponiendo una atmósfera homogénea plano-paralela, la superficie del suelo lambertiana y a los conceptos de transmisión y reflexión se aplica el principio de reciprocidad.

En teledetección espacial, una de las principales aplicaciones es la observación y caracterización de la superficie terrestre utilizando medidas de radiancia o reflectancia espectral y para compensar los efectos que introduce la atmósfera se realiza lo que se denomina “corrección atmosférica”.

La reflectancia bidireccional en el límite superior de la atmósfera en la dirección de observación (μ, ϕ) [Tanré et al, 1986, 1992] es

$$R_{top}(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = R(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) t_{gas}(\mu, \mu_0) + \frac{\rho}{1 - S\rho} T(\mu_0) T(\mu) t_{gas}(\mu, \mu_0)$$

donde $R(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0)$ es la reflectancia intrínseca de la atmósfera que se calcula por el método de dos flujos [Zdunkowski et al, 1980].

Modelación y comparación de flujos a nivel de suelo. Reflectancia en el límite superior de la atmósfera.

Nuestro grupo de trabajo cuenta con un espectrorradiómetro portátil Li-Cor modelo 1800 que mide en el rango de 300-1100 nm con una resolución espectral de 6 nm y registra datos cada 1 nm. Con este instrumento se realizan medidas a nivel de suelo de irradiancia directa, global e irradiancia reflejada por el suelo. Con las medidas de densidad de flujo directo se determinan los parámetros que caracterizan la atmósfera, éstos son utilizados para resolver la ecuación de transferencia radiativa y determinar la reflectancia intrínseca de la atmósfera y modelar la irradiancia global.

Como estamos en una etapa inicial de puesta a punto del equipo, aun no tenemos una base de datos organizada, sin embargo tomaremos como ejemplo una medida de un espectro realizado el día 23-02-2000 cercano al medio día.

A partir irradiancia directa experimental y modelada, se ha obtenido un contenido de ozono y vapor de agua de:

$$\begin{aligned} \text{O}_3 &= 0.34 \text{ cm-at} \\ \text{H}_2\text{O} &= 1.82 \text{ cm-pr} \end{aligned}$$

Los parámetros de Angstron obtenidos para los aerosoles son $\alpha = 1.92$ y $\beta = 0.0276$, el espesor óptico a la longitud de onda de $0.55 \mu\text{m}$ es $\tau_a(0.55) = 0.087$ (turbiedad baja). Los parámetros de asimetría y albedo de scattering simple son respectivamente $g = 0.71 - 0.31\lambda + 0.085\lambda^2$ y $\omega_0 = 0.96 - 0.075\lambda - 0.0042\lambda^2$

En la figura 1 se muestra la densidad de flujo global experimental y modelado. Vemos pues que la concordancia para este caso entre el espectro medido y el modelado es en general bueno ya que se mantiene una diferencia en torno al 6% en promedio y que está dentro del error de los datos experimentales.

En las figuras 2 y 3 se representa la modelación de la reflectancia en el límite superior de la atmósfera, el albedo medido a nivel de suelo y también se ha incluido la reflectancia intrínseca de la atmósfera. En estas figuras se muestra claramente el efecto atmosférico sobre la señal que mide un censor a bordo de un satélite para el rango de longitudes de onda de 400 a 1100 nm. Por debajo de $0.71 \mu\text{m}$ la atmósfera aumenta la radiancia o el brillo de los objetos y por encima la disminuye.

Bibliografía

Lenoble J. (1993). Atmospheric Radiative Transfer. A. Deepak Publishing.

Liou K. N. (1980). An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, INC. San Diego California

Tanre D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcrette J., Perbos J. and Deschamps P. (1986). Simulations of the satellite signal in the solar spectrum (5S). Laboratoire d'Optique Atmosphérique. Université et Techniques de Lille.

Tanré D., Holben B. And Kaufman Y. (1992). Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR Products: Theory and Application. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30, 231-248.

Zdunkowski W., Welch R. and Korb G. (1980). An Investigation of the Structure of Typical Two-Stream-Methods for the Calculations of solar Fluxes and Heating Rates in Clouds. Beitr. Phys. Atmosph. 53, 147-166.

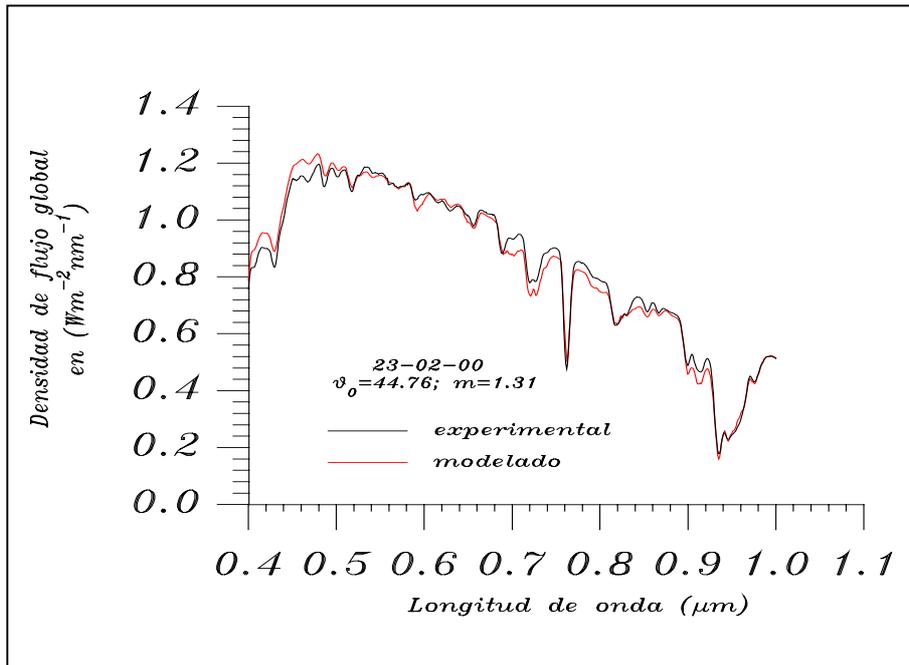


Fig. 1. Densidad de flujo global modelada y experimental

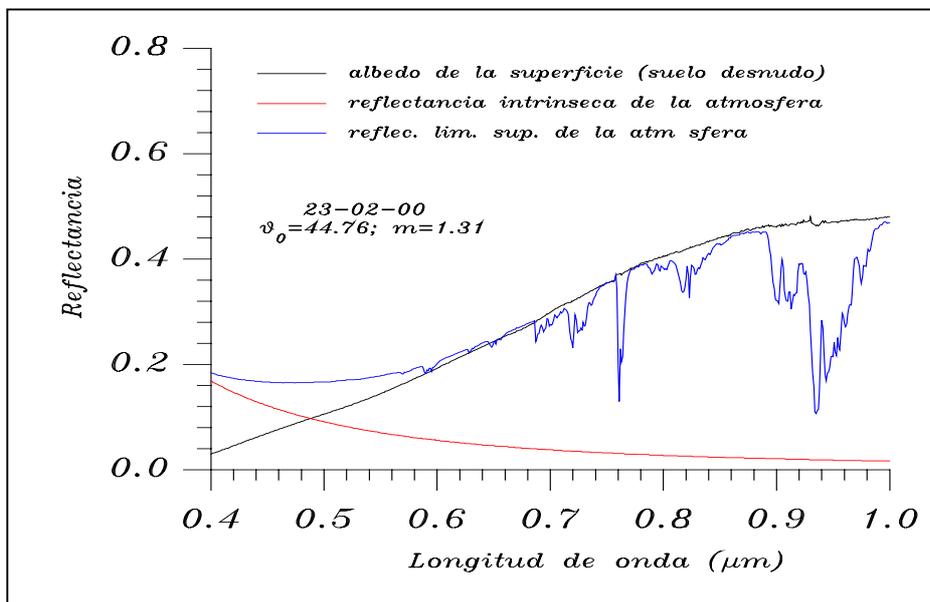


Fig. 2. Albedo de la superficie de un suelo desnudo junto con la reflectancia correspondiente modelada en el límite superior de la atmósfera y la reflectancia intrínseca atmosférica.

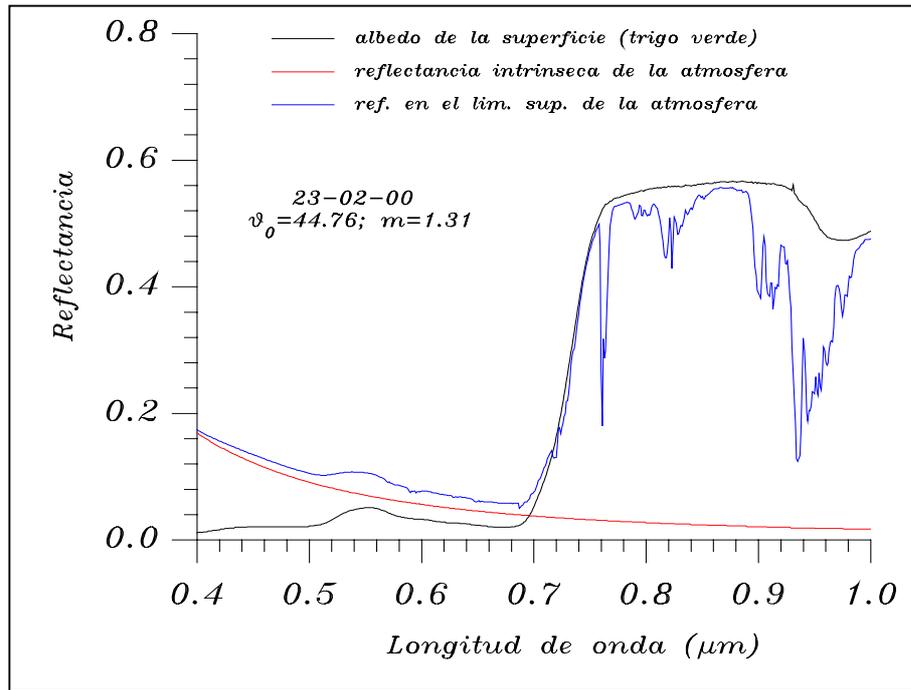


Fig. 3. Albedo de la superficie de un suelo con trigo verde junto con la reflectancia modelada en el límite superior de la atmósfera y la reflectancia intrínseca atmosférica.