

Estudio de la influencia de los aerosoles sobre la reflectancia de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR NOAA y el NDVI

V. E. Cachorro, P. Durán, R. Vergaz, y A. M. De Frutos

E-mail: chiqui@baraja.opt.cie.uva.es

GOA-UVA, Grupo de Óptica Atmosférica-Universidad de Valladolid, Spain

Departamento de Óptica y Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Valladolid

Departamento de Física Aplicada I, E.T.S.I. Agrarias de Palencia, Palencia

RESUMEN

En este trabajo se presenta un estudio sobre el efecto de la atmósfera en la radiancia de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR-NOAA, así como sobre el índice de vegetación NDVI derivado de ellas. Para ello se ha puesto a punto un modelo de transferencia radiativa que permite evaluar la radiancia o la reflectancia en el límite superior de la atmósfera a partir de las medidas experimentales del albedo de la superficie y de los parámetros atmosféricos necesarios. Se han establecido las diferencias entre el NDVI calculado en el nivel de observación del sensor del satélite con el medido en el nivel de suelo, así como las dependencias del mismo y de las señales de los canales 1 y 2 del sensor referido con los parámetros que definen las características de los aerosoles atmosféricos. Estos se destacan como el factor más importante debido a su variabilidad tanto temporal como espacial. Se concluye la importancia de la corrección atmosférica en el estudio y comparación de las diversas cubiertas vegetales en las imágenes de este sensor, así como la necesidad de medir, a tal efecto, el espesor óptico de aerosoles en la atmósfera.

PALABRAS CLAVE: Corrección atmosférica, aerosoles, reflectancia, atmósfera.

ABSTRACT

In this work we have carried out a study about the effect of the atmosphere on the radiance measured by channels 1 and 2 of the radiometric sensor AVHRR-NOAA, and on the derived normalized vegetation index NDVI. A radiative transfer model has been developed, which permits the evaluation of the radiance (reflectance) at the top of the atmosphere based on measured surface albedo and the required input atmospheric parameters. We have evaluated the differences between the NDVI at the surface and at the top of the atmosphere, together with its dependence and those of the Channels 1 and 2 of the AVHRR sensor on the parameters defining the characteristics of the atmospheric aerosols. The aerosols are the main factor in the atmospheric effect because of their spatial and temporal variability. We conclude about the importance of the atmospheric correction in the satellite imagery studies about the comparative studies of the different surface reflectances. The aerosol optical depth appears as the key factor in atmospheric correction procedures and its measure also appears as a required input.

KEY WORDS: Atmospheric correction, aerosols, reflectance, atmosphere.

INTRODUCCIÓN

Una parte fundamental en los estudios de teledetección es conocer cómo puede ser caracterizada la superficie terrestre mediante su reflectancia, ya que ésta es una característica intrínseca de la misma, y que tipo de información se puede extraer de ella. Este es el objetivo fundamental de los satélites de observación de la Tierra (Asrar, 1989; Asrar y Dokken 1993).

Así, la reflectancia o radiancia (la relación entre ambas magnitudes se definirá más adelante) medida a nivel de satélite es la magnitud física básica para el estudio de procesos de muy diversa índole, biofísicos, agrícolas, forestales, ecológicos, atmosféricos, etc. La magnitud medida a nivel de satélite se ve perturbada por lo que se denomina "efecto atmosférico", es decir la propia atmósfera interfiere

la información neta o intrínseca de la superficie terrestre. Es por ello que en este trabajo estamos interesados en el estudio de este efecto y fundamentalmente el análisis de la influencia de los aerosoles atmosféricos.

El Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVA) trabaja especialmente en la determinación y caracterización de componentes atmosféricos (aerosoles, vapor de agua, ozono, etc.) (Cachorro et al., 1987; 1994; 1996; 1998a y b) a partir de medidas espectrales de irradiancia solar a nivel de suelo, así como la modelización de las mismas (Cachorro et al., 1985a; 1985b; 1998c; Vergaz 1996; Durán 1997).

La medida de la reflectancia de superficies, bien en el laboratorio o en medidas de campo (Cachorro et al., 1995a), es una técnica bien conocida en el campo de la radiometría en Óptica (Nicodemus, 1967; Condit, 1970), y que, dentro de su aplicación

en teledetección, ha adquirido un aspecto propio, denominado radiometría de campo. Obviamente este tipo de medidas forma parte intrínseca de la radiometría solar.

A su vez, la medida y modelización de radiancias e irradiancias solares permite abordar el proceso de corrección atmosférica de las imágenes en teledetección como una tarea que completa la medida de reflectancia en el nivel de suelo y el estudio de los procesos radiativos en la atmósfera.

Uno de los sensores más utilizado en la determinación de la reflectancia de la superficie terrestre y parámetros derivados a nivel global (Berthelot et al., 1996; Quaidrari et al., 1997; Eidensink y Faundenn, 1999) es el sensor AVHRR-NOAA (Advanced Very-High Resolution Radiometer) que lleva la serie de satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Debido a su alta resolución temporal éste sensor es ideal para el estudio de la evolución de la vegetación. Este sensor presenta varios canales radiométricos (Holben et al., 1990, Teillet, 1991; Teillet y Holben, 1993), pero en este trabajo nos limitaremos únicamente a sus dos primeros canales. Su canal radiométrico 1 abarca de 580 a 680 nm, en tanto que el canal 2 se sitúa en el infrarrojo cercano, de 720 a 980 nm. La forma espectral de sus funciones filtro será mostrada más adelante.

En este ámbito se presenta este trabajo, cuyo objetivo es analizar la influencia de los parámetros atmosféricos sobre los canales 1 y 2 del sensor AVHRR y sobre el índice de vegetación NDVI (Rouse et al., 1974), derivado de ellas. Debido a la amplitud del mismo nos vamos a centrar en la influencia de los aerosoles atmosféricos únicamente. En este contexto, el conjunto de medidas radiométricas realizadas (tanto del albedo como de los parámetros atmosféricos) y el desarrollo de un modelo de transferencia radiativa para la evaluación de la reflectancia en el límite de la atmósfera, nos permiten afrontar el objetivo planteado.

ALGORITMO DE CORRECCION ATMOSFERICA

Definiciones básicas

La radiancia $R(A)$ (en $W m^{-2} nm^{-1} sr^{-1}$) medida a nivel de satélite se ve afectada por los procesos de "scattering" y absorción atmosférica debidos a las moléculas de aire, aerosoles, vapor de agua, ozono, etc.), es decir lo que hemos denominamos "efecto atmosférico". Obviamente este efecto depende de los ángulos de observación del satélite (que son los ángulos cenital y acimutal θ y ϕ) y los ángulos de posición del sol (θ_0 y ϕ_0). De ahí también el nombre de radiancia bidireccional. Otro factor que también afecta a la señal a nivel de satélite es la irradiancia extraterrestre $F_0(\lambda)$. Es por ello que para minimizar los efectos de ésta, y en parte los

de la posición del sol, se define la magnitud reflectancia, también denominada reflectancia aparente o normalizada (y bidireccional, como ya hemos dicho) mediante la expresión

$$\rho(\lambda) = \frac{\pi R(\lambda)}{\mu_0 F_0(\lambda)} \quad (1)$$

donde $\mu_0 = \cos(\theta_0)$. Omitiremos de ahora en adelante la dependencia con la longitud de onda por simplicidad.

El índice de vegetación diferencia normalizada, NDVI se define entonces como

$$NDVI = \frac{R(\text{canal } 2) - R(\text{canal } 1)}{R(\text{canal } 2) + R(\text{canal } 1)} \quad (2)$$

siendo $R(\text{canal } i)$ la radiancia o reflectancia p medida en el canal i . Es obvio que esta definición trata de minimizar los efectos atmosféricos, pero precisamente vamos a cuantificar la variación que presenta este índice dependiendo de las condiciones atmosféricas.

Hemos tomado este índice para nuestro estudio por ser el más utilizado, aunque debemos mencionar que en la actualidad se han definido índices de vegetación alternativos, hasta tal punto que actualmente existen más de 40 índices definidos en la bibliografía (Bannari et al., 1995). Aquí mencionamos, sin entrar en su definición (veáanse las referencias citadas a continuación) los más importantes desde el punto de vista de su efectividad en el momento de su formulación. Para la corrección del efecto del suelo subyacente a la vegetación se definió el PVI (Perpendicular Vegetation Index (Richardson and Wiegand, 1977), el SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index, Huete, 1988) o el TSAVI (Transformed SAVI, Baret and Guyot, 1991). Un índice que hace uso de la banda azul (alrededor de 400 nm) para minimizar el efecto de la atmósfera es el ARVI (Atmospheric Resistant Vegetation Index, Kaufman and Tanré, 1992) y el GEMI (Pinty and Verstraete, 1992). El índice TSARVI (Tranformed ARVI, Bannari et al., 1997) que armoniza ambas correcciones. Citamos finalmente, el SARVI (Soil and Atmosphere Resistant Vegetation Index) y SARVI2 (Huete et al., 1997a) que también contabilizan ambos efectos y que se han definidos con el objeto de continuar la serie de datos NDVI del NOAA con el nuevo sensor MODIS de la plataforma EOS (Huete et al., 1997b). También nos parece muy interesante mencionar en este contexto los estudios realizados por Gilbert et al., (1997).

Modelo de transferencia radiativa. Parámetros atmosféricos

Hemos puesto a punto un modelo de transferencia radiativa basado en el método de dos flujos para

evaluar la componente difusa de la radiación de corta longitud de onda en el rango de 300 a 1100 nm (Durán, 1997). Este modelo calcula tanto la componente difusa ascendente como descendente con lo que se puede también evaluar la radiancia intrínseca en la parte superior de la atmósfera. El que eligiéramos este modelo frente a otros modelos de transferencia radiativa como el 5S (Tanré et al., 1990; 6S (Vermote 1995), LOWTRAN (Kneizys et al., 1983), MODTRAN (Anderson et al., 1990), etc., se debe a que dicho modelo ya se ha utilizado en trabajos anteriores, donde se ha validado su capacidad para predecir la irradiancia espectral medida a nivel de suelo, tanto en su componente directa como global (Durán, 1997; Cachorro et al., 1998b; Cachorro et al., 1999).

La reflectancia en el límite de la atmósfera (TOA), o reflectancia observada por el sensor radiométrico a nivel de satélite, esta relacionada con la reflectancia de la superficie ρ_s por

$$R(\mu, \phi; \mu_o, \phi_o) = \left\{ \frac{R_{atm}(\mu, \phi, \mu_o, \phi_o) + \frac{\rho_s}{1 - \rho_s} T^\downarrow(\mu_o) T^\uparrow(\mu_o)} \right\} t_{gas}(\mu, \mu_o) \quad (3)$$

Esta expresión se obtiene suponiendo una reflectancia de la superficie ρ_s lambertiana. Para mayor detalle sobre su obtención véanse (Tanré et al., 1986, 1992; Kaufman et al., 1989; O'Neil et al., 1995; Durán 1997).

El primer término dentro de la llave, R_{atm} , es la llamada reflectancia atmosférica o intrínseca de la atmósfera, es decir es el efecto debido al proceso de scattering por las moléculas de aire (scattering Rayleigh) y los aerosoles sobre la radiación que atraviesa la atmósfera pero que no alcanza el suelo. Generalmente suelen considerarse dos términos: una reflectancia intrínseca de Rayleigh y la otra de aerosoles, en el supuesto de que no existan interacciones entre ambos fenómenos de "scattering". La primera suele modelizarse con expresiones sencillas obtenidas de la solución de la ecuación de transferencia radiativa para scattering puro (parámetro de abedo de scattering simple $w_o = 1$) mientras que para el aerosol como $w_o \neq 1$ (lo cual significa que el aerosol no solo dispersa sino que también absorbe a la radiación) las expresiones son más complicadas pues dependen de la función de fase del aerosol.

$T^\downarrow(\mu_o)$ es la transmitancia total de la atmósfera, asociada con la irradiancia global descendente, es por tanto la suma de la transmitancia directa (expresada a través de la exponencial de la fórmula 4) y difusa (t_d):

$$T(\mu) = \{ \exp(-(\tau_R + \tau_a) / \mu) + t_d(\mu) \} \quad (4)$$

donde τ_R es el espesor óptico de Rayleigh y τ_a es el de aerosoles. $T^\uparrow(\mu)$ es la transmitancia ascendente suelo-sensor. Esta transmitancia es la

dente suelo-sensor. Esta transmitancia es la que corresponde a tomar como solución en la ecuación de transferencia radiativa una condición de contorno para el suelo igual a cero, es decir la reflectancia o albedo del mismo igual a cero (dark surface).

t_{gas} , es la transmitancia de absorción de la atmósfera que contabiliza tanto el camino ascendente como descendente. En el caso del sensor AVHRR, se ha de tener en cuenta la absorción del ozono, en el visible, y el oxígeno y vapor de agua en el canal infrarrojo.

Finalmente S es el albedo esférico de la atmósfera (Liou, 1980; Lenoble 1993) que permite evaluar la contribución de las múltiples reflexiones entre la superficie y la atmósfera (efecto "trapping"). Hemos tomado la expresión dada por (Tanré, 1986):

$$S = b' \tau \frac{1 + e^{-2b'\tau}}{2 + b'\tau} \quad (5)$$

$$b'\tau = \tau_R + w_o (1-g) \tau_a$$

donde g es otro parámetro radiativo de los aerosoles denominado parámetro de asimetría. Este último efecto se debe tener en cuenta, pues, como ya hemos mencionado anteriormente, la condición de contorno para la solución de la ecuación de transferencia radiativa fue considerar un albedo cero para la superficie ($\rho_s=0$).

La expresión (2) puede ponerse en la forma:

$$R(\mu, \phi; \mu_o, \phi_o) = R(\mu, \phi; \mu_o, \phi_o) t_{gas}(\mu, \mu_o) + \rho_s \frac{F^\downarrow(\tau_1, \mu_o)}{\pi} T^\uparrow(\mu) t_{gas}(\mu) \quad (6)$$

que contiene explícitamente la densidad de flujo o irradiancia global descendente ($W m^{-2} nm^{-2}$) que llega al suelo $F^\downarrow(\mu_o)$, pero con $\rho = \rho_s$ (o sea diferente de cero). Esta irradiancia contiene ya las reflexiones múltiples suelo-atmósfera (como vemos ya no aparece $(1-\rho_s S)$, y a su vez puede o no contener la absorción. Así podemos tomar un valor teórico de un modelo y no contener la absorción, o bien ser una cantidad medida experimentalmente, en cuyo caso contiene la absorción de la atmósfera (Cachorro et al., 1995b).

Lo más relevante de comentar en cuanto a la utilización de las expresiones anteriores es que todas las magnitudes que intervienen se evalúan suponiendo a la atmósfera como una única capa homogénea; ello no presupone que la evaluación tenga mayor error que el considerar un modelo de varias capas. A su vez hemos empleado para la solución de la ecuación de transferencia radiativa el llamado método de dos flujos (Liou, 1980; Zdunkowski et al., 1980) con lo cual la reflectancia bidireccional intrínseca de la atmósfera resulta ser independiente del ángulo cenital. Hemos comprobado, por comparación con el programa 5S (Tanré et al., 1995),

que las diferencias para ángulos de observación cenital menores de 300 son despreciables, pero para ángulos mayores estas diferencias son importantes (Durán 1997). Es por ello que hemos incluido como opción en nuestro algoritmo la solución dada por el programa 5S.

La reflectancia de la superficie o píxel P_s es tomada homogénea y lambertiana, más cercana a la realidad con la baja resolución del sensor AVHRR (1 km en nadir y hasta 4 km en otros ángulos de observación). El efecto adyacente (que se produce cuando hay superficies adyacentes de muy fuerte contraste alrededor del píxel considerado) se evalúa contabilizando una reflectancia promedio del área adyacente al píxel tratado, pero no ha sido considerado por nosotros dada la baja resolución espacial de este sensor (Vermote et al., 1997). Otros efectos como el acoplamiento moléculas-aerosoles o aerosoles-vapor de agua, tampoco se han incluido en nuestro algoritmo, pues su contribución es mucho menor. Su evaluación y el error que conlleva no incluirlos son analizados en Tanré et al. (1992). En cuanto al efecto de la anisotropía de la superficie y su acoplamiento con la atmósfera tampoco es contabilizado, ya que requiere la inclusión de una modelización de la función de distribución de la reflectancia bidireccional o BRDF (Roujean, 1992; Wanner et al., 1997; Vives Ruiz de Lope et al., 1997). Ello supone una complejidad excesiva en la modelización.

En este estudio vamos a evaluar las dependencias con el aerosol atmosférico. La dependencia de la TOA con la dispersión Rayleigh no es analizada, debido a que su modelización es sencilla y constante para una geometría dada (Teillet, 1991). Este efecto incrementa la señal a nivel de satélite entre un 10% para el canal 1 y un 5% para el canal 2, pero disminuye el valor del NDVI hasta un 15%.

El efecto de los gases absorbentes para este sensor se manifiesta con el ozono, que influye únicamente en el canal 1, disminuyendo la reflectancia entre un 5% y un 15% (Tanré et al., 1992; Vermote et al., 1997) y sobre el NDVI puede llegar hasta un 3%. En la región del infrarrojo (700-1000 nm) se tienen los efectos del vapor de agua y el oxígeno, siendo generalmente el primero el que se considera. Este es muy importante pues disminuye la reflectancia en el canal 1 hasta un 5%, y en el 2 entre un 10% y un 30% dependiendo de la cantidad de vapor de agua (Tanré et al., 1992; Vermote et al., 1997; Durán, 1997). Bien es cierto que la magnitud del efecto en cada caso es muy dependiente de la geometría de observación y de las condiciones atmosféricas reales.

Parámetros de aerosoles

Considerando pues únicamente los efectos de "scattering" por los aerosoles, de los que depende la evaluación de la reflectancia en el límite de la atmósfera, tenemos en primer lugar, por su impor-

tancia, el espesor óptico de aerosoles τ_a . Este es el parámetro clave de una corrección atmosférica, como se va a mostrar en este trabajo. A su vez, este parámetro presenta una gran variabilidad, tanto temporal como espacial. Esta variabilidad parece requerir la necesidad de su medida, pero el problema es que no es una variable atmosférica que se mida en las estaciones meteorológicas. Dependiendo de la orografía de la zona de medida o de las características climáticas de la misma, podemos concluir que el valor de espesor óptico medido es extrapolable a un radio entre 50 y 100 km. Las condiciones sinópticas de tiempo habituales en la zona deben ayudar a definir este tipo de extrapolación.

Es también importante mencionar que en nuestro algoritmo éste es un valor único ya que hemos considerado a la atmósfera como formada por una única capa homogénea. Esto no resta credibilidad al modelo sino que, por el contrario, permite introducir más fácilmente valores medidos o determinados experimentalmente. La influencia del perfil atmosférico de aerosoles no es relevante al nivel de precisión que se requiere para el sensor AVHRR.

Los otros parámetros de aerosoles a considerar, como el parámetro de asimetría g y el albedo de scattering simple w_0 , son parámetros de segundo orden, en el sentido de que su influencia en la evaluación de la TOA es bastante menor. Su determinación es aún más laboriosa y complicada que el espesor óptico. La forma de obtención de estos parámetros ha sido descrita en Cachorro et al. (1998b).

MEDIDAS EXPERIMENTALES

Las medidas sobre las que se lleva a cabo este estudio fueron realizadas con un espectroradiómetro portátil modelo LICOR LI-1800 sumamente adecuado para medidas de campo. El intervalo espectral de este aparato abarca de 300 a 1100 nm con una resolución espectral de 6 nm. La luz entra en el aparato por medio de un receptor coseno. Para medir el albedo o reflectancia hemisférica (Gandía y Melia, 1990; Cachorro, 1995) del suelo se requiere la medida de la irradiancia global incidente y reflejada por el mismo. Para ello, se monta el equipo sobre un trípode con una plataforma, que a su vez consta de un brazo alargado en cuyo extremo se adosa una pletina donde se acopla el receptor coseno. La medida se realiza colocando horizontalmente la pletina, primero hacia el cielo, después paralela al suelo y orientada al mismo y finalmente de nuevo hacia el cielo. En el proceso se realizan, por tanto, tres espectros con un tiempo aproximado de unos dos minutos.

El albedo o reflectancia hemisférica P_s es determinado como el cociente entre la irradiancia reflejada y la incidente. Para minimizar el error en esta determinación se obtienen dos valores del albedo (por ello se hicieron dos espectros de la irradiancia

global descendente) y se calcula el valor medio. La diferencia entre ambos se tiene en cuenta para evaluar el error del albedo junto con el error que lleva asociada la medida de la irradiancia global. Este error se ha evaluado en un 6% (Milton & Goetz, 1997). Hemos constatado también por nuestras medidas que el albedo medido se mantiene constante con el ángulo de posición del sol.

El conjunto de medidas utilizadas se engloba en diversas campañas a lo largo de los años 1995 y 1996 en el área rural de Boecillo, Valle de Esgueva, páramos de Villabáñez y Olivares de Duero de la provincia de Valladolid, así como medidas en Autilla del Pino y en la Escuela de Capacitación Agraria "Viñalta" de Palencia. Todos estos lugares son de clima continental de la Meseta Superior de la Península Ibérica.

Las medidas de reflectancia realizadas se hicieron sobre diversos tipos de ocupación del suelo, desde suelos desnudos a barbechos con distinta densidad de vegetación, y cultivos: trigo, cebada, girasol, en muy distintas fases de desarrollo; hierba segada, alfalfa, remolacha, maíz, guisantes, patata, vid, etc.

Como ejemplo de estas medidas presentamos en la Figura 1 los espectros de la irradiancia global descendente y la reflejada para un cultivo de trigo verde. En la Figura 1 mostramos ya el albedo o reflectancia de diversos cultivos, en diferentes estados de su desarrollo. Concretamente hemos medido una alfalfa muy verde, trigo ya maduro

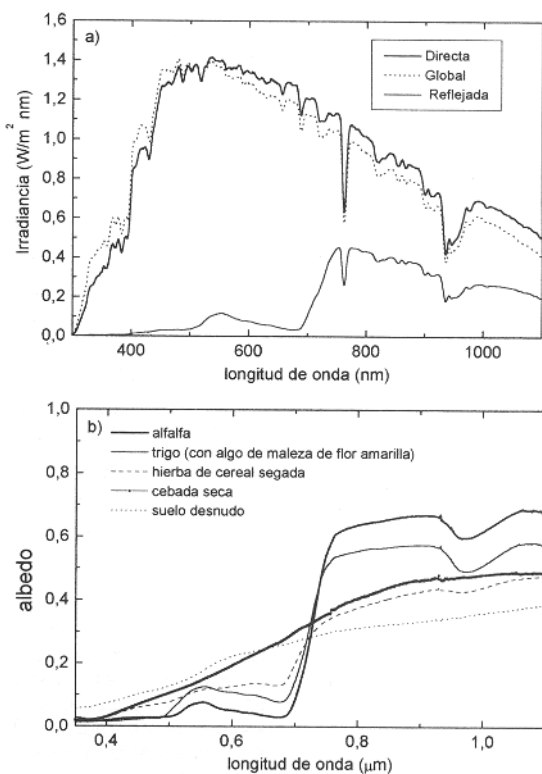


Figura 1. a) Espectros medidos de la irradiancia global horizontal y la correspondiente irradiancia reflejada por un cultivo de trigo en estado de desarrollo. Irradiancia normal directa (curva punteada). Espectros medidos en la mañana del 25 de abril de 1996. b) Espectros medidos del albedo para cuatro tipos de cultivos y suelo desnudo.

con maleza de flor amarilla, hierba de cereal segada bastante rala entre verde y amarilla y con fuerte influencia del suelo, cebada ya seca y suelo desnudo de tipo arcilloso-arenoso.

SENSIBILIDAD DE LAS REFLECTANCIAS DE LOS CANALES 1 y 2 DEL SENSOR AVHRR-NOAA y DEL INDICE NDVI A LOS COMPONENTES ATMOSFERICOS

La reflectancia integrada en los canales 1 y 2 fue determinada a través de la integración de la reflectancia espectral y las funciones respuesta del filtro de cada canal, tomando los datos del AVHRR del NOAA10. En la Figura 2 se muestra la forma espectral de estos dos canales junto con el espesor óptico para el espectro de irradiancia directa que se observaba en la Figura 1 a. La reflectancia espectral y su sensibilidad con diferentes componentes atmosféricos ha sido analizada en otros trabajos (Cachorro et al., 1995; 1997; Durán 1997). Debido a su extensión vamos a analizar aquí únicamente esta reflectancia integrada a los canales del sensor AVHRR, y cómo se ve afectada por el efecto de los aerosoles.

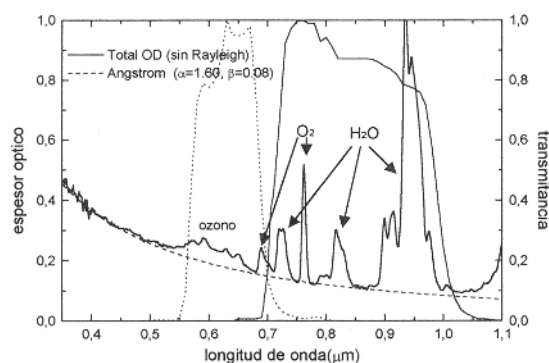


Figura 2. Espectro del espesor óptico total de la atmósfera descontando la contribución Rayleigh donde se observan claramente las bandas de absorción del ozono, oxígeno y vapor de agua. Dicho espectro se ha determinado de la medida de la irradiancia directa. La curva de rayas es el ajuste teórico por la expresión de Angstrom. El eje y de la derecha nos marca la escala para la transmitancia de las funciones filtro de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR-NOAA11

Para este estudio se ha tomado un ángulo cenital del sol de 30° con observación en el nadir, un espesor óptico de aerosoles de 0.2 a la longitud de onda de 550 nm, y los valores para el ozono (0.3 cm-atm) y vapor de agua (2.5 cm) dados por el modelo de atmósfera de tipo "midlatitude summer" (Kneizys et al., 1983). Para los parámetros radiativos de los aerosoles tomamos los que definen el modelo de aerosol de tipo continental. En el rango espectral del visible, $g=0.65$ y $w_o=0.88$ (WCP-112, 1986; D' Almeida, 1991). Estos parámetros no tienen mucha variación con la longitud de onda en el rango espectral estudiado.

Analizaremos a continuación en términos de valores absolutos y relativos la influencia que sobre las reflectancias de ambos canales y el índice NDVI ejerce el espesor óptico de aerosoles, contabilizando a su vez la dependencia espectral que da cuenta del tipo de aerosol a través del parámetro de turbiedad a de Angstrom (Cachorro et al., 1987). A fin de completar este estudio analizaremos también, aunque muy brevemente, la influencia del parámetro de asimetría g y el parámetro albedo de scattering simple w_0 .

Veremos que en general, la atmósfera aumenta la radiancia o luminosidad de la superficie, más acentuadamente en el visible y disminuyendo hacia el infrarrojo debido al scattering o reflectancia intrínseca de la atmósfera (primer término de la expresión 2). Es decir, el canal 1 aumenta la señal, generalmente baja a nivel de suelo si consideramos una planta en desarrollo. Por contra disminuye el canal 2, donde la reflectancia a nivel de suelo (alta en el ejemplo elegido) se ve atenuada por la transmitancia atmosférica, fundamentalmente por la absorción del vapor de agua. Ello da lugar a que, en general, el NDVI disminuya su valor cuando se evalúa con las radiancias dadas por el sensor embarcado en el satélite.

Sensibilidad de las reflectancias y NDVI al valor absoluto del espesor óptico

Para este estudio de sensibilidad hemos tomado los cinco tipos de albedos ya mostrados en la figura 1 b que corresponden a 5 tipos representativos dentro del rango de valores del NDVI. Teniendo en cuenta que el espesor óptico de aerosoles varía con la longitud de onda y que lo que queremos analizar aquí es su variación con el valor absoluto, tomaremos el mismo tipo de aerosol, es decir, la forma espectral no va a cambiar. Para ello hemos fijado el parámetro de turbiedad de Angstrom a en el valor 1.3, y el valor a $0.55 \mu\text{m}$ del espesor óptico del aerosol τ_a (o bien las ciclas AOD) variará de 0 a 1. Para ver la significación del parámetro α véase Cachorro et al. (1987), Lenoble (1993).

La figura 3 nos muestra el NDVI medido a nivel de suelo (líneas horizontales) para los cinco tipos de albedos o cubiertas vegetales junto con su correspondiente variación a nivel del sensor AVHRR, en función del incremento del espesor óptico de aerosoles, desde 0 a 1.

Como podemos observar claramente, el NDVI disminuye, como ya mencionamos. En la figura 3b hemos evaluado las diferencias relativas entre el NDVI a nivel de cima de la atmósfera y el suelo (o sea entre hacer la corrección atmosférica o no hacerla) y observamos para los cinco casos evaluados una disminución casi lineal con el espesor óptico de aerosoles que oscila alrededor del 50%. La diferencia (valor cero del eje x) para un espesor óptico de aerosoles igual a cero se debe a las contribuciones residuales del scattering de moléculas,

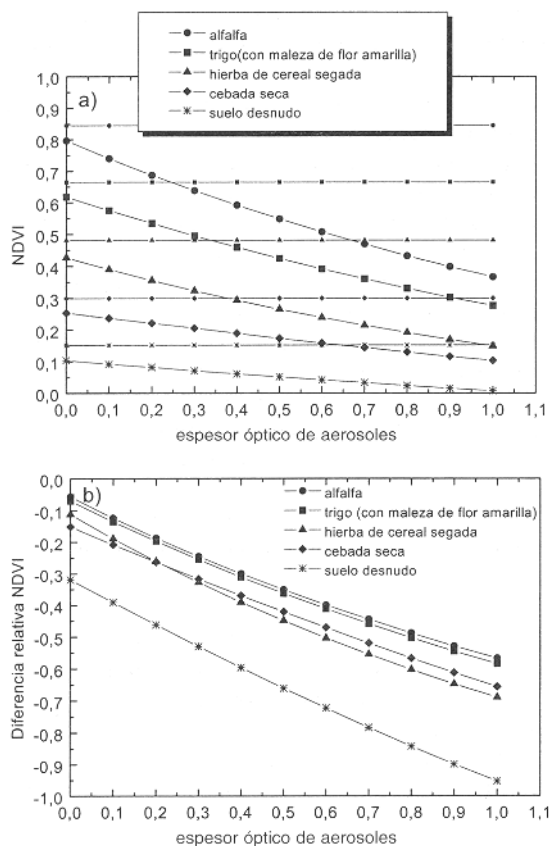


Figura 3. a) NDVI medido experimentalmente a nivel de suelo para los cinco tipos de cubiertas anteriores (líneas horizontales) y su correspondiente evaluación al nivel del sensor AVHRR donde se manifiesta efecto de la atmósfera en función del valor del espesor óptico de aerosoles a la longitud de onda de 550 nm. b) Evaluación de la diferencia relativa entre el valor del NDVI a nivel de suelo y sensor respectivamente en función del valor del espesor óptico de aerosoles a la longitud de 500 nm.

además del ozono para el canal 1 y vapor de agua para ambos.

Es curioso observar que los cuatro tipos de albedo se han agrupado en dos parejas, mostrando claramente una vegetación densa frente a una desnuda, aunque la variación relativa es casi idéntica. El suelo desnudo aparece aislado y su variación es más acusada. Concretamente tenemos un 8% para $\tau_a=0$, hasta un 50% para $\tau_a=1$ para la alfalfa y trigo, y del 15% hasta el 65% para los otros dos albedos. Teniendo en cuenta valores realistas del espesor óptico de aerosoles medido en nuestra área de estudio, variando a 550 nm entre 0.06 y 0.5, con un valor medio alrededor de 0.2 (Cachorro et al., 1998b), tenemos una subestimación del NDVI del orden del 20-30%, frente a su valor a nivel de suelo, o bien una variación del mismo orden entre esas condiciones de turbiedad.

A fin de evaluar más detalladamente estos efectos mostramos en las figuras 4a y b los valores absolutos de las reflectancias de los canales 1 y 2 respectivamente, tanto a nivel de suelo (valores medidos, líneas horizontales) como los simulados a nivel del sensor AVHRR. Se aprecia, como ya habíamos mencionado, el incremento en el canal 1 y la disminución en el canal 2.

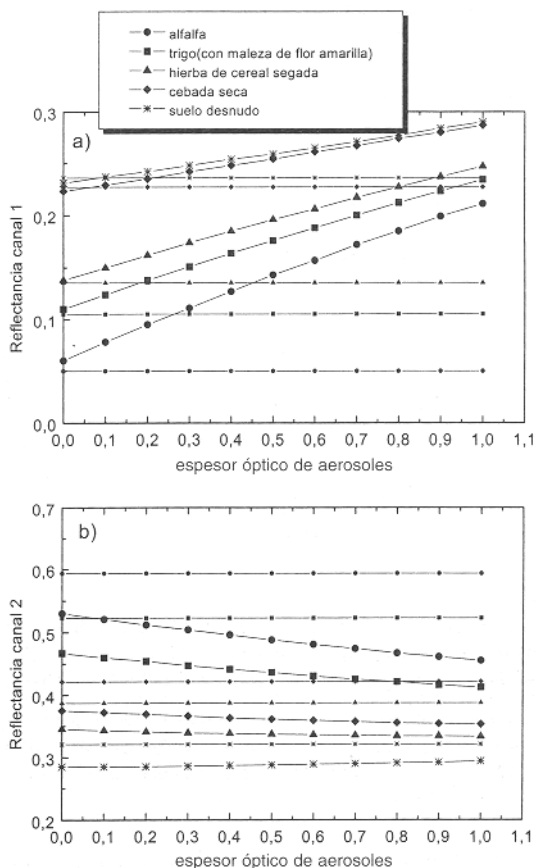


Figura 4. a) Igual a la figura 3a pero para la reflectancia del canal 1, en lugar del NDVI. b) para el canal 2

La figura 5 muestra las diferencias relativas en tanto por ciento (representado en tanto por 1). Como veremos para el NDVI, estas diferencias son casi lineales, con lo que podrían parametrizarse fácilmente (véase el trabajo de Rahman and Dedieu, 1994).

Vemos en la figura 5a cómo en el canal rojo o zona del visible se diferencia claramente el comportamiento de la alfalfa, muy verde y densa, frente a los otras cuatro cubiertas, que podríamos catalogar de poco verdes. Sin embargo el canal infrarrojo (figura 5b) clasifica juntos cada dos tipos y por encima de ellos tenemos el suelo desnudo. Vemos que aparte del comportamiento inverso según el tipo de cubierta de ambos canales, lo más destacable aquí es que mientras las diferencias relativas en el canal 2 hasta un espesor óptico de 0.6 oscilan entre un 10-20%, el canal 1 (figura 5a)

muestra ya para un espesor óptico de 0.2, casi un 100% de diferencia, la cual cae a menos del 10% para la cebada seca y el suelo desnudo. Hemos superpuesto una figura adicional sobre la propia figura 5a) para contabilizar estas diferencias ya que debido a la escala utilizada son demasiado pequeñas. Tampoco queremos enfatizar demasiado los valores absolutos o las diferencias relativas por cuanto no debemos olvidar que estos resultados están obtenidos para un ángulo cenital solar de 30 grados y observación en el nadir. Sin embargo estos datos son una buena referencia cuantitativa.

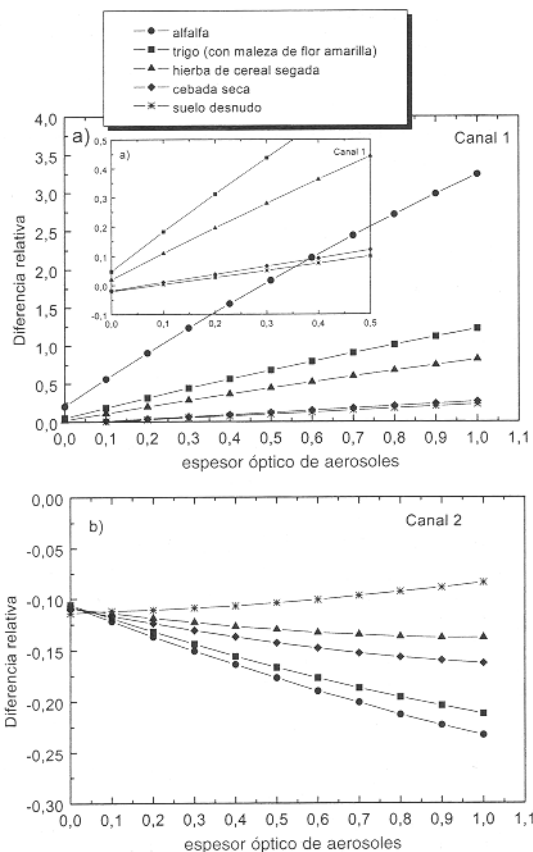


Figura 5. a) Igual a la figura 3b pero para el canal 1. b) para el canal 2 (Veáse texto).

Es también muy ilustrativo analizar el diagrama en el espacio denominado ROJO-INFRA ROJO, o sea un canal frente al otro, a fin de distinguir los diferentes tipos de cubiertas vegetales, desde suelos desnudos, agua, bosques, cultivos, etc. A pesar de que sólo disponemos de cinco casos, hemos realizado en la figura 6 esta representación mostrando la variación del espesor óptico anterior, de 0 a 1

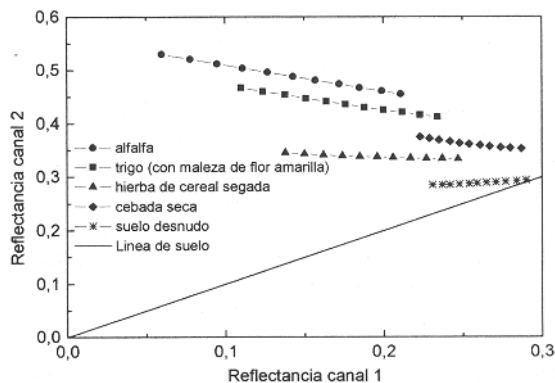


Figura 6. Variación de los valores de la reflectancia del canal 2 frente al canal 1 para los cinco tipos de albedos frente a la variación del espesor óptico de aerosoles de 0 a 1 mostrado en las figuras 4 y 5.

Podemos ver cómo varía enormemente la posición sobre el canal 1 del mismo tipo de cubierta vegetal dependiendo de la turbiedad de la atmósfera, con una mayor inclinación de la misma a medida que

esta vegetación es más verde (mayor actividad fotosintética). Por otro lado vemos que esta inclinación se invierte ligeramente en el caso del suelo desnudo, que aparece lógicamente sobre la línea de suelo. La turbiedad atmosférica actúa separándole de esa línea.

Si analizamos conjuntamente estas figuras, queda claramente patente la necesidad de que los estudios comparativos de las diversas cubiertas vegetales o albedos deba realizarse bajo las mismas condiciones atmosféricas o realizar la corrección atmosférica.

Sensibilidad de las reflectancias y NDVI al tipo de aerosol.

La variación con el tipo de aerosol la hemos realizado de una manera simple, a través de un único parámetro, el denominado de turbiedad a de Angstrom, puesto que este parámetro da cuenta de la variación espectral del espesor óptico del aerosol (Cachorro et al., 1987). La variación con la longitud de onda del espesor óptico de aerosoles define el tipo de aerosol, amén de las otras características físicas y ópticas, como el índice de refracción, etc.

Hemos supuesto una variación de referencia, dada por el valor del parámetro $\alpha=1.3$, ya que éste es un valor promedio bien conocido en la bibliografía y que hemos tomado implícitamente en los ejemplos anteriores. Así pues, no hemos supuesto diferentes modelos de aerosoles (dicho estudio podría realizarse fácilmente mediante el código 5S), sino que hemos planteado un análisis más sencillo mediante el parámetro a , pero suficientemente ilustrativo. Habida cuenta de la variación que presenta este parámetro para los diferentes tipos de aerosoles y condiciones atmosféricas, hemos tomado dos valores más, 0.7 y 2.2. Estos valores representarían a un aerosol de partículas más gruesas y otro de partículas más finas, respectivamente. Recientes medidas en el Golfo de Cádiz (Cachorro et al., 1999) nos indican que valores bajos del espesor óptico están ligados a valores de a cercanos a cero y por otro lado, para un aerosol de tipo desértico, estos mismos valores de a se presentan para espesores ópticos altos, superiores a 0,5 para la longitud de onda de referencia de 0.55 μm . Ello muestra claramente la poca correlación entre el espesor óptico de aerosoles y el parámetro a .

Retornando pues la figura 4 para ambos canales podemos hacernos una idea del tipo de variaciones esperadas cuando se toma otro valor para el parámetro a . Así pues en la figura 7 hemos evaluado estas diferencias para los valores de a de 0.7 y 2.2 respecto del valor standard de 1.3 tomando solamente dos tipos de cubierta vegetal representada por la alfalfa y la cebada seca.

En la figura 7a) se ha representado el canal 1 y en la 7b) el NDVI. La razón de tomar únicamente el canal 1 es porque es sobre él donde la influencia del efecto atmosférico es mayor; como ya vimos,

sin embargo las diferencias que dependen del tipo de aerosol son semejantes en ambos canales.

En la figura 7a) estas diferencias oscilan entre 0-5% para la cebada seca al 0-30% para la alfalfa en todo el rango de 0 a 1 del espesor óptico. Para un espesor óptico normal de 0.2 estas son como máximo del 8%. Estas diferencias muestran claramente que siempre la vegetación verde es mucho más sensible al tipo de aerosol que la amarilla sobre este canal 1. En la figura 7b) se muestran estos resultados para el NDVI, donde las diferencias para un espesor óptico de 0.2 son alrededor

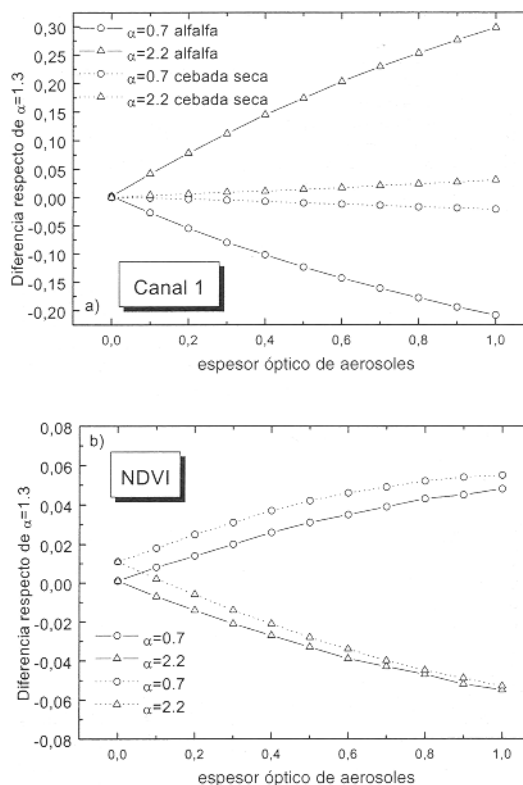


Figura 7. Diferencias relativas de la reflectancia del canal 1 a nivel de suelo y sensor para los valores de α de 0.7 y 2.2 respecto del valor standard de 1.3. Se han tomado dos tipos de cubierta vegetal representada por la alfalfa y la cebada seca. b) Igual pero para el NDVI.

del 2% según el tipo de aerosol, y donde ya es mucho más difícil separar el comportamiento de la cebada seca y la alfalfa. Por tanto la influencia sobre el NDVI por el tipo de aerosol no es muy importante, a no ser casos extremos de gran turbiedad. Sobre la figura 8a) hemos representado 8 puntos o valores del NDVI correspondientes a ocho tipos de cubiertas diferentes o albedos medidos a nivel de suelo y los simulados a nivel del sensor AVHRR para dos espesores ópticos (AOD) a la longitud de onda de 550 nm. El valor 0.23 corresponde al valor promedio de los datos en nuestra área de medida; el otro valor de 0.5 representaría una turbiedad bastante alta, que aunque bastante inusual sí se ha medido en nuestra área de trabajo. En ambos casos el valor de IX considerado es 1.3. Los ocho casos dan valores del índice NDVI medido, desde 0.19 a 0.9, que lógicamente

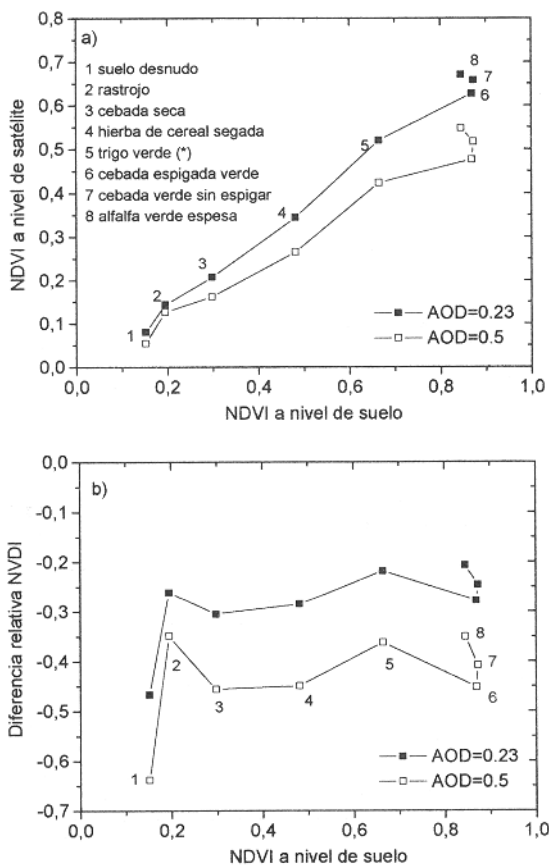


Figura 8. a) Valores del NDVI a nivel del sensor correspondientes a ocho tipos de cubiertas diferentes frente a sus valores medidos a nivel de suelo para dos espesores ópticos a la longitud de onda de 550 nm. b) Las diferencias relativas frente al valor del NDVI medido a nivel de suelo.

disminuyen en la cima de la atmósfera desde 0.1 a 0.7 aproximadamente.

Observamos que para valores bajos del índice NDVI (suelo desnudos y rastrojo) la influencia de las condiciones atmosféricas es menor, y aumenta a medida que aumenta el valor del índice de vegetación (vegetación verde y madura).

Más claramente sobre la figura 8b) vemos estas diferencias relativas del NDVI simulado respecto de su valor medido en el nivel de suelo para los dos espesores ópticos considerados. Para ambos, las diferencias absolutas para suelo desnudo y rastrojo son pequeñas, y aumentan a medida que aumenta la densidad de vegetación o verdor de la cubierta. Pero por el contrario, evaluando los valores relativos vemos que son los valores bajos del índice los que se muestran más sensible al efecto de la atmósfera, estabilizándose bastante el error que lleva el no contabilizarles, en este caso alrededor del 2-30% para AOD=0.23 y alrededor del 40-50% para el valor de AOD=0.5.

También es interesante de analizar la figura 9 a fin de ir familiarizándose con los comportamientos de los valores de los índices frente a la reflectancias de los canales 1 y 2 (Huete et al., 1997).

Esta gráfica pone otra vez de manifiesto como una misma superficie o pixel muestra una posición muy distinta en el espacio NDVI-Reflectancia

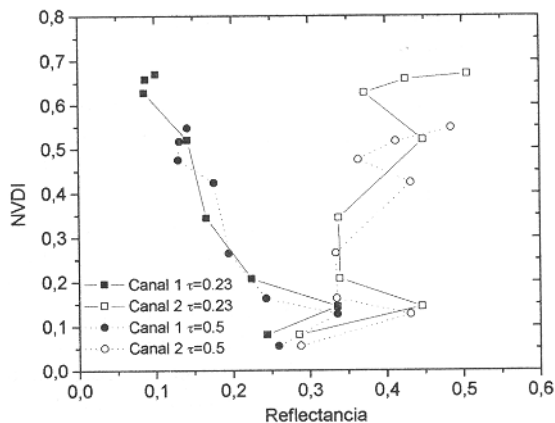


Figura 9. Valores del NDVI a nivel del sensor correspondientes a ocho tipos de cubiertas diferentes frente a los valores de sus reflectancias para el canal 1 y 2 para dos espesores ópticos a la longitud de onda de 550 nm.

canal dependiendo de las condiciones atmosféricas en que se haya tomado la imagen, siempre más acentuada en las superficies de alto contenido en clorofila.

Sensibilidad de las reflectancias y NDVI al parámetro de asimetría g y al albedo de "scattering" simple w_0 .

La sensibilidad de NDVI y reflectancia al parámetro de asimetría g y al albedo de scattering simple w_0 se ha realizado a fin de completar este estudio sobre el efecto de los parámetros de aerosoles. Los efectos de estos dos parámetros se consideran de segundo orden respecto a la influencia del espesor óptico. Es por ello que sólo se ha considerado la superficie más sensible a la variación del espesor óptico como es la alfalfa, y el valor de éste se fijó en 0.235, con el valor de $\alpha=1.3$. Consideraremos los valores de $g=0.65$ y $w_0=0.88$, típicos de un aerosol continental, para nuestras simulaciones de la reflectancia en el nivel del 'sensor AVHRR.

Como en general la dependencia de w y g con la longitud de onda no es muy grande (Cachorro et al., 1998c), en estas simulaciones vamos a considerar constante cada uno de esos valores cuando se varía el otro. Sobre la figura 10 aparecen estos resultados.

La figura 10a) nos muestra las reflectancias de los canales 1 y 2 y del NDVI en función de w_0 , desde 0.6 a 1, para un g constante igual a 0.65. La figura 10b) es la análoga para la variación con el parámetro de asimetría (de 0.4 a 0.95) con un valor de w_0 constante e igual 0.88.

La mejor información está contenida evaluando las diferencias relativas correspondientes a las figuras anteriores. Esto aparece ilustrado en la figura 11.

Obsérvese que estas variaciones son ya adicionales a la variación del propio NDVI (y respectivos canales) entre su valor medido a nivel de suelo y satélite que ya habíamos calculado bajo las condiciones promedio AOD=0.235, $g=0.65$ y $w_0=0.88$.

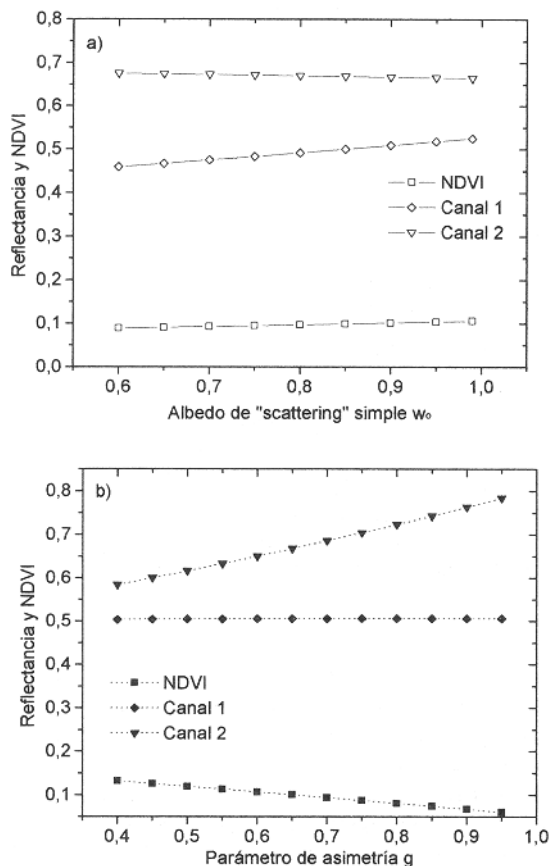


Figura 10. a) Reflectancia del canal 1 y 2 y valores del NDVI en función de la variación de w_0 desde 0.6 a 1 para un valor g constante e igual a 0.65. b) Figura análoga para la variación con el parámetro de asimetría g (de 0.4 a 0.95) con w_0 constante e igual a 0.65.

En el primer caso (figura 11a) vemos que ambas reflectancias van muy parejas desde -10% hasta 4% para ambos canales y con apenas influencia sobre el NDVI. Para la variación con el parámetro de asimetría g (figura 11b) ya vimos el comportamiento inverso de las reflectancias de los canales 1 y 2, muy influyente sobre el canal 1 y apenas sobre el 2, afectando al NDVI aproximadamente desde un 10% al 10%. Debemos mencionar, a fin de tomar nota realista de estas variaciones, que en nuestra área de medida g varía entre 0.4 y 0.8 y w_0 entre 0.75 y 1.

CONCLUSIONES

Se ha establecido un modelo de dos flujos para resolver la ecuación de transferencia radiativa cuya validez ha sido probada a nivel de suelo. Nos ha permitido calcular la reflectancia o radiancia reflejada en el límite de la atmósfera en la región visible-NIR, comprobando así la dependencia con los parámetros de aerosoles de las medidas realizadas desde los sensores del tipo NOAA-AVHRR, así como del índice normalizado de vegetación NDVI, partiendo de la base de los datos medidos de la reflectancia espectral del suelo y diversas cubiertas vegetales.

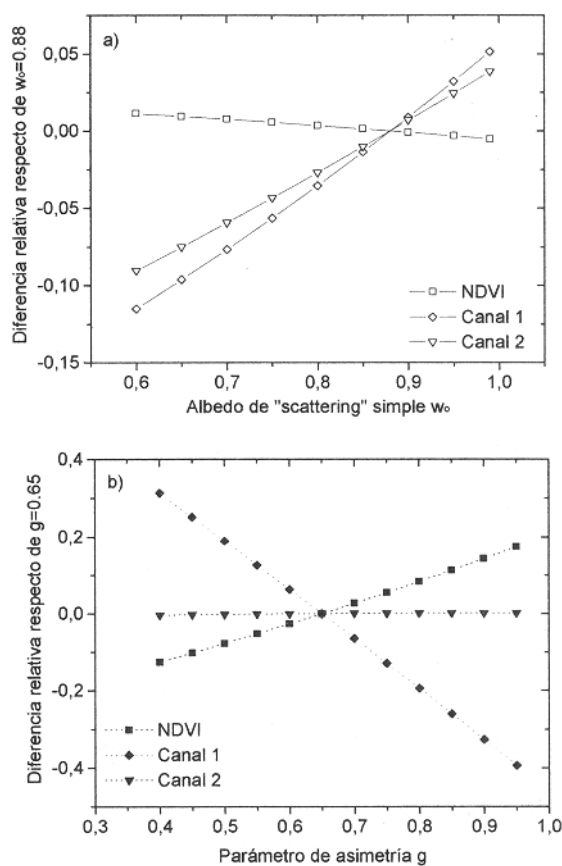


Figura 11. Diferencias relativas tomado como referencia el valor evaluado para $w_0=0.88$ en función de w_0 b) Análoga evaluación pero para el parámetro de asimetría (véase texto).

Se ha evidenciado que el NDVI decrece claramente a nivel de satélite con respecto al nivel del suelo, disminuyendo de forma prácticamente lineal con el aumento del espesor óptico de aerosoles.

Mientras el canal 1 aumenta su reflectancia, disminuye la del canal 2, siguiendo un comportamiento inverso según el tipo de cubierta. Las variaciones son más acusadas en el canal 1 que en el canal 2, aumentando el verdor y desarrollo de la cubierta vegetal. Los valores bajos del NDVI son más sensibles al efecto de la atmósfera que los altos. Su cuantificación para valores realistas del espesor óptico de aerosoles es 20-30% de variación en el NDVI, pero debemos mencionar que estos datos están evaluados para condiciones muy favorables de observación (ángulo solar de 30 grados y observación en el nadir). Otras condiciones de observación aumentan esa variación, si bien es cierto que suponiendo sólo variaciones del espesor óptico entre 0.1 a 0.3 mantendrían básicamente las de un 20-30% para el NDVI.

Las variaciones del NDVI con el tipo de aerosol podemos considerarlas sólo relativamente importantes así como las debidas a los parámetros g y w_0 . Por todo ello, se hace patente la necesidad de una corrección atmosférica previa a cualquier comparación entre píxeles de imágenes de cubiertas vegetales, o bien la constatación, al menos en

cuanto a condiciones de turbiedad, de igualdad de condiciones entre ambos píxeles o ambas imágenes.

Es por tanto necesaria la medida del espesor óptico para tal corrección. Tal medida rutinaria es costosa, cubriendo una sola estación un área relativamente pequeña para la mayoría de las aplicaciones de este sensor, por lo cual sería necesaria una red de estaciones de medida que permitiera una intercomparación fiable de las imágenes de satélite.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la "Junta de Castilla y León" por su financiación mediante el Proyecto VA47-98 y por la beca de R. Vergaz. También queremos agradecer el apoyo prestado por el Dr. M. Betegón y el Dr. S. Hernández, del Dep. de Ingeniería Agrícola y Forestal de la E. T.S.I. Agrarias de Palencia.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, G.P., WANG, J., HOKE, M.L., KNEIZYS, F.X., CHETWYND, J.H., ROTHMAN, L.S., KIMRALL, L.M., McCLACHEY, R.A. 1994. History of one family of atmospheric radiative transfer codes. *Remote Sensing of Clouds and Atmosphere 111*. (Ed. D.K. Lynch). SPIE Vol. 2308: 170-183.
- ASRAR, G. 1989. *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. Wiley Series in Remote Sensing. Wiley and Songo New York.
- ASRAR, G. y DOKKEN, D. J. (Editores) 1993. *EOS Reference Handbook*. NASA.
- BANNARY, A., MORIN, D., BONN, F. y HUETE, A.R. 1995. A review of vegetation indices. *Remote Sensing reviews*. 13:95-120.
- BANNARY, A., ROYER, A. y MORIN, A.R. 1997. L'indice de végétation TSARVI: Transformed soil atmospherically resistant vegetation index. "Physical measurements of Signatures in Remote Sensing", G. Guyot y T. Phulpin (Ed.). A. A. Balkema. Vol. 2: 677-684.
- BARET, F. y GUYOT, G. 1991. Potential and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing of Environment*. 35: 161-173.
- BERTHELOT, B., ADAMS, S., KERGOAT, L., CABOT, F., DEDIEU, G., y MAISONGRANDE, P. 1996. Global weekly Land Surface reflectance LASUR 1989-1990. Version O, May 1996.2 CD-ROMs. CESBIO.
- CONDIT, H.R. 1970. The spectral reflectances of American Soils. *Photogrammetric Engineering*. 36: 955-966.
- CACHORRO, V.E., DE FRUTOS, A.M., CASANOVA, J.L. 1985a. Developing and checking of a spectral solar irradiance measurement system. *Journal de Recherche Atmospherique*. 19:15-24.
- CACHORRO, V.E., DE FRUTOS, A.M., CASANOVA, J.L. 1985b. Comparison between various models of solar spectral irradiance and experimental data. *Applied Optics*. 24: 3249-3253.
- CACHORRO, V.E., DE FRUTOS, A.M., CASANOVA, J.L. 1987. Determination of Angstrom turbidity parameters. *Applied Optics*. 26: 3069-3076.
- CACHORRO, V.E. y DE FRUTOS, A.M. 1994. Retrieval of the atmospheric aerosol characteristics from visible extinction data at Valladolid (Spain). *Atmospheric Environment*. 28: 963-971.
- CACHORRO, V.E. 1995. Apuntes de la asignatura "Interacción Radiación Vegetación". Curso de Doctorado. E.T.S.I. Agrarias de Palencia. Universidad de Valladolid.
- CACHORRO, V.E., DURAN, P., BILBAO, J. DE MIGUEL, A. 1995a. Medidas de espectros de alta resolución de la reflectancia de la vegetación con fines agronomicos y medioambientales. XXV Reunión Bienal. Real Sociedad Española de Física. Resúmenes de las Comunicaciones. A3-29 pago 65-67. Editores R. Bravo Quintas, J. Salgado Carballo.
- CACHORRO, V.E., DURÁN, P., DE FRUTOS, A.M. 1995b. Caracterización del aerosol atmosférico. Aplicación a las correcciones atmosféricas. *Teledetección, Usos y Aplicaciones*. Editores: J.L. Casanova y J. Sanz, Universidad de Valladolid.
- CACHORRO, V.E., DURÁN, P., DE FRUTOS, A.M. 1996. Retrieval of vertical ozone using the Chappuis band with high spectral resolution solar radiation measurements. *Geophysical Research Letters*. 3: 3325-3328.
- CACHORRO, V.E., DURÁN, P., DE FRUTOS, A.M., VERGAZ, R. y HERNÁNDEZ, S. 1997. A study of the atmospheric effect on the satellite signal based on ground solar radiation measurements of high spectral resolution. *Physical measurements of Signatures in Remote Sensing*, G. Guyot y T. Phulpin (Ed.). Vol I. A. A. Balkema.
- CACHORRO, V.E., LOBO, A., PINEDA, N., VERGAZ, R. y DE FRUTOS, A.M. 1997. Atmospheric correction for hyperspectral data imagery of a forested zone. *Remote Sensing for Agriculture, Ecosystem, and Hydrology*. SPIE Vol. 3499. Pago 236-244.
- CACHORRO, V.E., UTRILLAS, P., VERGAZ, R., DURÁN, P., DE FRUTOS, A.M., MARTÍNEZ-LOZANO, J. A. 1998a. Determination of the atmospheric water vapor content in the 940 nm absorption band by use of moderate spectral-resolution measurements of solar irradiance. *Applied Optics*. 37: 4678-4684.
- CACHORRO, V.E., DURÁN, P., VERGAZ, R., y DE FRUTOS, A.M. 1998b. Vertical radiative properties of atmospheric aerosols in a representative continental area of the north-center of Spain during 1995. *Satellite Remote Sensing of Clouds and Atmosphere 111*. (Ed. J.E. Russell). SPIE Vol. 3495: 198-209.
- CACHORRO, V.E., VERGAZ, R., DE FRUTOS, A.M., MARTIN, M.J. y MARGARIDA, R. 1998c. Modeling solar spectral irradiance measurements by a single layer two flux radiative transfer model. *Proceeding of the 25th Annual European Meeting on Atmospheric Studies by Optical Methods*. Pago 210-213. Granada. Spain.
- CACHORRO, V.E., VERGAZ, R. y DE FRUTOS, A.M. 1999. Evaluation and behaviour of the Angstrom coefficient from spectral solar irradiance measurements in the Gulf of Cadiz (Huelva, Spain) to assess ocean color atmospheric correction. *Proceeding of the 19th EARSEL Symposium: Remote Sensing in*

- the 21th Century: Economic and Environmental Applications*. Valladolid (Spain).
- D' ALMEIDA, G.A., KOEPKE, P. y SHEITLÉ, E.P. 1991. *Atmospheric Aerosol: Global Climatology and Radiative Characteristics*. A Deepak Publishing. Hampton, VA (USA)
- DURAN, P. 1997. *Medidas espectralradiométricas para la determinación de componentes atmosféricos (ozono, vapor de agua y aerosoles) y la modelización del intercambio radiativo en la atmósfera*. Tesis doctoral. Departamento de Ciencias Agroforestales. E.T.S.I. Agrarias de Valencia. Universidad de Valladolid, España.
- EIDENSINK, J.C., y FAUNDENN, J.L. 1999. The 1-km A VHRR global land data set: First stages in implementation. *International Journal in Remote Sensing*. En prensa (comunicación privada).
- GANDIA, S.A. y MELIA, J. (Editores) 1990. *La Teledetección en el Seguimiento de los Fenómenos Naturales. Recursos Renovables: Agricultura*. Universidad de Valencia.
- GILABERT, M.A., GONZALEZ-PIQUERAS, M.A. y GARCIA-HARO, J. 1997. Acerca de los índices de vegetación. *Revista de Teledetección*. 8:35-45.
- HOLBEN, B.N., KAUFMAN, Y.J. y KENDALL, J.D. 1990. NOAA-II AVHRR visible and near-IR infligh calibration. *International Journal on Remote Sensing* 11: 1511-1519.
- HUETE, A.R. 1988. A soil-adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment*. 25:295-309.
- HUETE, A.R., LIU, H.Q., BATCHILY, K. y VAN LEEUWEN, W. 1997a. A comparison of vegetation indices over global set of TM images for EOS-MODIS. *Remote Sensing Environ*. 59: 440-451.
- HUETE, A. R., JUSTICE, C., y VAN LEEUWEN, W. 1997b. MODIS vegetation index (MOD. 13). Algorithm and theoretical basis document, (Comunicación privada).
- JUSTICE, C.O., TOWNSEND J.G.R., HOLBEN B.N. y TUCKER C.J. 1985. Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*. 6: 1271-1318.
- KAUFMAN, Y.J. y TANRÉ, D. 1996. Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: From AVHRR to EOS-MODIS. *Remote Sensing Environ*. 55:65-79.
- KAUFMAN, Y.J. 1989. *The atmospheric effect on remote sensing and its correction*. Chapter 9 in Theory and Applications of Optical remote Sensing. Edited by G. Asrar. John Wiley and Sons New York.
- KAUFMAN, Y.J. y TANRÉ, D. 1992. Atmospheric resistant vegetation index. *IEEE. Transaction on Geoscience Remote Sensing*. 30:261-270.
- KNEIZYS, F.X., SHEITLÉ, E.P., ABREU JR., L. W., CHETWYND, J.H., ANDERSON, G.P., GALLERY, W.O., SELBY, J.E.A. y CLOUGH, S.A. (1987) *Users Guide to Lowtran 7*, Air Force Geophysics Laboratory. Hanscom AFB, Mass(USA).
- LENOBLE, J. 1993. *Atmospheric Radiative Transfer*: A. Deepak Publishing, Hampton, VA (USA).
- LIU, K.N. 1980. *An introduction to solar radiation*. Academic Press Inc. San Diego, California.
- MILTON, J.E., y GOETZ, A.F.H. 1997. Atmospheric influences on field spectrometry: Observed relationships between spectral irradiance and the variance in spectral reflectance. Pag.109-114. *Physical measurements of Signatures in Remote Sensing*, G. Guyot y T. Phulpin (Ed.). Vol 2. A.A. Balkema.
- NICODEMUS, F.E. 1967. *Radiometry*. Cap VIII. In R. Kingslake (Ed). "Applied Optics and Optical Engineering", Vol. IV, pag 263-307. Academic Press, New York.
- O' NEIL, N.T., MILLER, J.R. y FREEMANTLE, J.R. 1995. Atmospheric correction of airborne BRF to yield surface BRF: Nomenclature, theory and methods. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 21 :309-327.
- PINTY, B. y VERSTRAETE, M.M. 1992. GEMI: a nonlinear index to monitor global vegetation from satellite *Vegetario*. 101:15-20.
- QUADRARI, H., VERMOTE, E., EL SALEOUS, N., y ROY, D. 1997. A VHRR Pathfinder n data set: Evaluation and improvements. Vol. 2, Pago 131-137. *Physical measurements of Signatures in Remote Sensing*, G. Guyot y T. Phulpin (Ed.). A. A. Balkema.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCLETTE, J.J., PERBOS, J., DESCHAMPS, P.Y. 1990. Description of a computer code to Simulate the Satellite Signal in the Solar Spectrum. *International Journal of Remote Sensing*. 11 :659-668.
- TANRÉ, D., HOLBEN, H., y KAUFMAN, Y.J. 1992. Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products: theory and application. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 30: 231-248.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCLETTE, J.J., PERBOS, J. y DESCHAMPS, P. Y. 1986. *Simularian 01 the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S)*. Laboratoire d'Optique Atmospherique, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59655, Villeneuve d' Ascq Cédex, France.
- TEILLET, P.M. 1991. Radiometric and atmospheric correction procedures for A VHRR preprocessing in the solar reflective channels. *Proceeding of the fifth international colloquium on spectral signatures 01 objects in remote sensing*. Pago 511-516. Courchevel. France
- TEILLET, P.M. y HOLBEN, B.N. 1993. Toward operational radiometric calibration of NOAA-AVHRR imagery in visible and infrared channels. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 20 (1) 1-10.
- TUCKER, C.J., VAPRAET, C.L., SHARMAN M.J. y VAN ITERSUM T. 1985. Satellite remote sensing of total herbaceous biomass production in the senegalese Sahel: 1980, 1984. *Remote Sensing Environment*. 17: 233-249.
- TOWNSEND, J.R.G., JUSTICE, C.O. 1986. Analysis of the dynamics of African vegetation using NDVI. *International Journal of Remote Sensing*. 7: 1435-1446.
- RICHARDSON, A.J. y WIEGAND, C.L. 1997. Distinguishing vegetation from soil background information. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 43(12): 1541-1552.
- ROUJEAN, J.L., LEROY, M., y DESCHAMPS, P.Y. 1992. A bidirectional reflectance model of the earth's surface for the correction of remote sensing data. *Journal Geophysical Research*. 97: 20455-20468.
- ROUSE, J.W., HAAS, R.W., SCHELL, J.A., DEERING, D.W, y HARLAN J.C. 1974. *Monitoring the vernal advancement and retrogradation (greenwave effect) of natural vegetation* NASA/GSFC Type III Final Report. Greenbelt. Maryland, USA.

- VERGAZ, R. 1996. Turbiedad atmosférica y caracterización de los aerosoles mediante medidas espectroradiométricas. Tesina de licenciatura. Departamento de Física Aplicada I. Universidad de Valladolid.
- VERMOTE, E.F. 1995. 6S User Guide. Laboratoire d'Optique Atmospherique (LOA). University of Lille-I. France.
- VERMOTE, E., EL SALEOUS, F.N, JUSTICE, C.O., KAUFMAN, Y.J., PRIVETTE, J.L, REMER, L.,ROGER, J.C. y TANRE, D. 1997 Atmospheric correction of visible to middle infrared EOS-MODIS data over land surface: background operational algorithm and validation. *Journal Geophysical Research*. 102: 17131-17141.
- WANNER, W., STRAHLER, A.H, HU, B., LEWIS, P., MULLER, J.P., LI, X., BARKER SCHAAF, C.L., y BARSLEY, J. 1997. Global retrieval of bidirectional reflectance and albedo over land from EOS MODIS and MISR data: Theory and algorithm. *Journal Geophysical Research*. 102: 17143-17161.
- VIVES RUIZ DE LOPE, E. y LEWIS, P.E. 1997. Monitoring land surface dynamics in the HAPEX Sabel area using kernel driven BRDF models and AVHRR data. Page 599-601. *Physical measurements of Signatures in Remote Sensing*, G. Guyot y T. Phulpin (Ed.). Vol 2. A.A. Balkema.
- WCP-112, World Climate Programme 1986. A preliminary Cloudless standard atmosphere for radiation computation. International Association for Meteorology and Atmospheric Physics, Radiation Commission, WMO / TD -No.24.
- ZDUNKOWSKY, W.G., WELCH, R.M. y KORB, G. 1980. An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates. *Beitra. Phys. Atmos*. 53: 147-166.