

## METODOLOGIA PARA LA DETERMINACION DEL ALBEDO ESPECTRAL EN ESTUDIOS DE DESERTIFICACION A ESCALA REGIONAL

E. LOPEZ-BAEZA y J. MELIA

Unidad de Investigación de Teledetección. Facultad de Física. Univ. de Valencia. 46100 Burjassot. Valencia

### RESUMEN

En este trabajo, se trata de poner a punto una metodología preliminar para la elaboración de mapas de albedo y posteriormente, de radiación solar que pueda utilizarse en estudios multitemporales a escala regional, utilizando datos de observación de los satélites meteorológicos de baja resolución, específicamente, NOAA. Estos estudios están enfocados con fines climatológicos y aplicados a los trabajos sobre desertificación que se desarrollan en el contexto del proyecto EFEDA (ECHIVAL Field Experiment in a Desertification-threatened Area). Está prevista la realización de una experiencia piloto en la región de Castilla-La Mancha, para 1991.

Se explica con detalle el modelo iterativo de corrección atmosférica de Singh (1985) que nosotros hemos adoptado para su aplicación a imágenes NOAA-AVHRR, con el que se puede obtener la reflectividad de cada pixel de la superficie del suelo a partir del albedo planetario, la reflectividad de la atmósfera y la irradiancia solar global. La contribución de orden más bajo de los pixels adyacentes se hace suponiendo que la reflectividad espectral media de los cuatro pixels más próximos es la misma que la reflectividad del pixel que se considera.

**Palabras clave:** Albedo, Corrección atmosférica, Desertificación, NOAA.

### ABSTRACT

In this work, we try to set up a preliminary methodology to construct albedo maps and solar radiation maps that can be used in multitemporal studies at a regional scale, by using observation data proceeding from low-resolution meteorological satellites, specifically, NOAA. These studies are focused with a climatological aim and applied to desertification studies which are being developed in the context of EFEDA (ECHIVAL Field Experiment in a Desertification-threatened Area). A pilot experiment is being planned for the Castilla-La Mancha region for 1991.

The iterative atmospheric correction model proposed by Singh (1985) is explained with some detail for application to NOAA-AVHRR images. With this algorithm, one can obtain the reflectance of each pixel from planetary albedo, atmospheric reflectance and global solar irradiance. The lowest-order contribution of the adjacent pixels can be considered by assuming that the mean spectral reflectance of the four neighbouring pixels is the same as that of the pixel under consideration.

**Key words:** Albedo, Atmospheric correction, Desertification, NOAA.

## 1. INTRODUCCION

Mediante el estudio de los mecanismos que facilitan el acoplamiento entre la Atmósfera y la superficie de la Tierra, los modelos climáticos de circulación general de la Atmósfera, permiten determinar las causas de los cambios climáticos y sus efectos sobre la superficie de la Tierra, así como hasta qué punto éstos afectan y son afectados por la condición de la misma. De este modo, recientemente se ha puesto de manifiesto que la temperatura de la litosfera y los campos de humedad son sensibles a las condiciones de contorno de la superficie y tiene por tanto interés, estudiar las relaciones entre las propiedades de la superficie y el clima (Becker, et al., 1988).

Particularmente en estudios de desertificación, es de importancia fundamental poder determinar con suficiente precisión las variaciones en las propiedades de la superficie del suelo. Cualquier cambio en dicha superficie probablemente afectará al albedo, al contenido en humedad del suelo y a la rugosidad de la superficie. Será pues de interés, identificar cambios en el albedo, en la densidad de vegetación, en la duración del crecimiento de la vegetación, en la cobertura de nieve, en la temperatura y en el contenido en humedad de las capas superficiales del suelo.

Como componente fundamental del sistema climático, la superficie terrestre responde a la radiación solar de dos modos diferentes: mediante una respuesta de tipo radiativo y mediante otra de tipo energético. Ambos modos, sin embargo, están acoplados y se influyen mutuamente.

Desde un punto de vista radiativo, interesa determinar el flujo neto de radiación en la superficie, y para ello es necesario evaluar la radiación solar global incidente,  $E_g(\lambda)$ . Una parte de esta radiación es reflejada por la superficie, dependiendo de las propiedades reflectivas de ésta, es decir, del albedo  $\alpha$ . Así pues, el albedo y la radiación solar global son parámetros de gran interés climático ya que gobiernan el balance de energía en la superficie terrestre, el cual puede expresarse mediante la ecuación:

$$(1 - \alpha) E_g(\lambda) = \epsilon(\sigma T_g^4 - R_L) + SH + LH \quad (1)$$

donde  $\epsilon\sigma T_g^4$  es el término correspondiente a la emisión de onda larga de la superficie de emisividad  $\epsilon$  y temperatura  $T_g$ ,  $\epsilon R_L$  es la componente de onda larga de emisión de la atmósfera y SH y LH representan respectivamente las componentes de calor sensible y calor latente.

La determinación de la radiación solar absorbida por la superficie del suelo lleva consigo una estimación correcta del albedo. Esta magnitud tiene además, interés por ser una variable climática que puede integrar los efectos de los cambios en otras variables y las variaciones temporales de éstas, constituyéndose así en signo de fluctuaciones de las propiedades de la superficie. Sin embargo, no es fácil medir sus variaciones, al menos con suficiente precisión, debido a la propia heterogeneidad de la superficie y a lo poco que ésta varía, dependiendo por ejemplo del tipo de vegetación. También tienen influencia significativa los efectos atmosféricos y las condiciones de observación.

Dadas las escalas espacial y temporal utilizadas en las aplicaciones climáticas, especialmente en estudios de desertificación, la atención se centra en el uso de datos de satélites. Estos juegan un importante papel en la solución de la difícil tarea de representar con propiedad el albedo medio de la superficie en zonas extensas. Sin embargo, los satélites, en general miden la reflectividad del sistema Tierra-Atmósfera en bandas espectrales estrechas, para ángulos sólidos pequeños, y, a hora local fija. Esto hace que para poder deducir a partir de estas observaciones el valor del albedo efectivo de la superficie, se tiene que efectuar la evaluación sobre todo el flujo planetario reflejado, e integrar sobre todo el espectro solar, sobre todos los ángulos de visión, y a lo largo del tiempo. También se requiere una corrección de la señal desde el límite de la atmósfera a la superficie.

En la práctica, la interpretación de datos de teledetección requiere el uso de algoritmos adecuados y de relaciones semiempíricas que relacionan las medidas de radiancia con las variables específicas que se necesitan en cada caso. La deconvolución de estas radiancias es una tarea difícil que requiere corregir por efectos instrumentales, efectos resultantes de la geometría de la escena y su entorno y, especialmente, por efectos atmosféricos. También es necesario establecer la relación entre los parámetros superficiales medidos desde el espacio y los parámetros que pueden medirse en el campo. En particular, es necesario establecer la significación de las medidas remotas realizadas con una resolución espacial de 1 a 10 km con relación a las medidas puntuales tomadas en el campo con una resolución espacial de unos pocos metros. A pesar de esos problemas, los satélites de observación de la Tierra, especialmente los meteorológicos de baja resolución (NOAA, METEOSAT), proporcionan, potencialmente, el método ideal de observación y seguimiento de los parámetros de la superficie, tanto a una escala global como una escala regional y sobre períodos largos de tiempo.

La Comisión de las Comunidades Europeas, con su programa EPOCH (European Programme on Climate and Natural Hazards), promueve actividades intensivas de investigación sobre los procesos que de un modo esencial gobiernan las interacciones entre el suelo/litósfera, la vegetación y la atmósfera. Primeramente se trata de estudiar el problema de los cambios en este sistema que tienen como consecuencia una degradación del suelo. Desde este punto de vista, resulta no sólo especialmente interesante, sino también una tarea urgente, el estudio de los procesos de degradación relacionados con los cambios climáticos y con el ciclo del agua en zonas extensas de tierra de la Europa meridional. Muchas zonas de este tipo pueden encontrarse al sur de Europa. Puesto que todavía no se han resuelto todas las dificultades experimentales, las primeras áreas de estudio dentro de este programa deben de ser topográficamente simples. Esta condición reduce inmediatamente las posibilidades de elección y, después de una serie de consultas y trabajos preliminares, se seleccionó la zona de Castilla-La Mancha para la realización del primer experimento de campo de 1994. Previamente, en 1991, tendrá lugar un experimento piloto que servirá principalmente para adaptar las técnicas experimentales y de modelización a la zona de estudio y validarlas con medidas de teledetección. Con el proyecto EFEDA (ECHIVAL Field Experiment in a Desertification-Threatened Area) (Bolle y Shuttelworth, 1989), se pretende entender mejor los procesos que ocurren en el sistema suelo-vegetación-atmósfera, teniendo en consideración los aspectos hidrogeológicos, y estudiar sus cambios en respuesta al clima y la influencia de los cambios de la superficie en el sistema climático.

Una de las contribuciones que esta Unidad de Investigación pretende llevar a cabo dentro del marco de EFEDA es realizar un estudio retrospectivo del albedo espectral para la zona de trabajo utilizando imágenes NOAA. El propósito es realizar una zonificación de la región de Castilla-La Mancha desde el punto de vista del albedo, que también pretenda recoger una información básica sobre la zona de estudio para poder situar climatológicamente el año de la experiencia dentro de un período más largo de tiempo.

## 2. ALBEDO DE LA SUPERFICIE Y SU DETERMINACION CON IMAGENES DE SATELITE

Hasta el momento, el trabajo realizado para derivar operacional o rutinariamente el albedo de la superficie, ya sea a una escala global o regional, es heterogéneo respecto a los diferentes satélites, la respuesta espectral de los instrumentos, las escalas espacial y temporal de las observaciones y la metodología que se aplica.

La superficie del suelo responde rápidamente a variaciones en la energía neta ya que su capacidad térmica es relativamente pequeña. La reflexión de la radiación solar incidente para muchas superficies es una función fuertemente dependiente de la longitud de onda. Así, el albedo de las plantas aumenta rápidamente cerca de  $0.7 \mu\text{m}$ . Sus valores son del orden de 0.10 en la región espectral por debajo de  $0.7 \mu\text{m}$ , pero pueden aumentar hasta  $0.5 \mu\text{m}$  en el infrarrojo. También depende el albedo del ángulo de incidencia de la radiación solar y de la textura de la superficie, a la vez que de su estructura y composición (Guyot, et al., 1989).

La base física para la determinación del albedo de la superficie,  $\alpha$ , a partir de datos de satélite está en el hecho de que la radiación solar reflejada —que es observable desde el satélite— depende fundamentalmente de esta magnitud. Cualquier esquema que se diseñe para este propósito debe primero distinguir los pixels que contienen nubes de los pixels claros. Una vez que esto se ha conseguido, deben aplicarse las siguientes correcciones a la radiancia reflejada observada por el satélite:

- Si se utilizan sensores de banda estrecha, como es usual, debe convertirse la medida en banda estrecha en medida en banda ancha.
- Corrección por la anisotropía de la superficie.
- Corrección por efectos atmosféricos (dispersión Rayleigh y de aerosoles y absorción por ozono, vapor de agua, etc.).

La aplicación de estas correcciones lleva a una determinación del flujo total reflejado por la superficie,  $\Phi_s$ . Al dividir por la insolación se obtiene el albedo de la superficie para el tiempo de observación. Puesto que el albedo depende también del ángulo solar zenital, se necesitan varias medidas a lo largo del día para obtener un valor medio diario más fiable.

Cada uno de estos factores de corrección lleva asociadas las incertidumbres correspondientes, particularmente la conversión banda-estrecha a banda-ancha. Esta depende principalmente de la variación de la reflectividad de la superficie con la longitud de onda, la cual es una función de las condiciones de la superficie del suelo y de la vegetación. Ya que estas características dependen de la zona de estudio, el factor de conversión banda-estrecha a banda-ancha puede contener errores relativamente grandes excepto si la escena y su factor de corrección pueden de algún modo caracterizarse a priori. El efecto de la anisotropía de la superficie es difícil de evaluar cuando el tamaño del pixel es grande, como resulta en los satélites meteorológicos de baja resolución y, en primera aproximación, puede suponerse que la superficie de la Tierra es Lambertiana. El tercer factor de corrección, relacionado con los efectos atmosféricos, se estudia con más detalle en el siguiente apartado.

## 3. CORRECCION ATMOSFERICA

Cuando se intenta determinar las propiedades de la superficie a partir de observaciones de satélite, han de tenerse en cuenta los efectos perturbadores de la atmósfera. Los procesos físicos básicos que afectan a las medidas del satélite y que son relevantes para la determinación de la reflectividad de la superficie son procesos de absorción y de dispersión de la radiación solar incidente ( $0.2\text{-}2.5 \mu\text{m}$ ); específicamente, dispersión de Rayleigh por los gases constituyentes de la atmósfera y dispersión de Mie por los aerosoles, absorción de los gases y de los aerosoles (Slater, 1980).

Debido a la complejidad del mecanismo de interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera terrestre y también debido al gran volumen de datos que habitualmente se utilizan en teledetección, normalmente se introducen unas hipótesis simplificadoras en los modelos de corrección atmosférica. Estas hipótesis suelen ser: 1) Se supone que el efecto dispersor de las atmósferas de Rayleigh y de los aerosoles son separables. 2) Se supone que la atmósfera es horizontalmente homogénea. 3) Se supone que la superficie de la Tierra es Lambertiana.

Aunque un parámetro representativo en los estudios climáticos es el albedo, como determinante de la cantidad de energía que se intercambia en la interfase Tierra-Atmósfera, la magnitud que normalmente se calcula a partir de las medidas de los satélites es el albedo planetario. Esta magnitud debe corregirse de los efectos perturbadores de la atmósfera para poder llegar así a determinar el valor de la reflectividad espectral de la superficie del suelo,  $\rho_s(\lambda)$ , la cual viene dada por la expresión:

$$\rho_s(\lambda) = \frac{\pi L_s(\lambda)}{E_0(\lambda)} \quad (2)$$

donde  $L_s(\lambda)$  es la radiancia reflejada por la superficie y  $E_0(\lambda)$  la irradiancia solar global que llega al suelo. Puesto que la reflectividad es una propiedad de la superficie, se prefiere formular los algoritmos de corrección atmosférica en términos de reflectividades más que de radiancias (Slater, 1980), puesto que estas últimas dependen de la irradiancia solar global, que a su vez varía al cambiar el ángulo de elevación solar, la distancia de la Tierra al Sol, la transmisividad de la atmósfera, su reflectividad y también la reflectividad de la superficie. Sin embargo, hay entonces que determinar la irradiancia global sobre la superficie del suelo. Es de mencionar que este argumento sería válido sólo en el caso de superficies Lambertianas y para ángulos de elevación solares no muy pequeños.

El modelo de corrección atmosférica que hemos adoptado ha sido desarrollado detalladamente por Singh (1985). Desde un punto de vista matemático, es una técnica muy elegante que se aplica de un modo iterativo directamente a los datos del satélite. Al final proporciona los valores de la reflectividad espectral de la superficie del suelo corregidos por los efectos atmosféricos. Desde un punto de vista físico y, tratándose de un modelo que no utiliza datos exteriores a la propia imagen, es también una buena aproximación y adolece, como los modelos de este tipo, del inconveniente de tener que considerar una atmósfera standard respecto al tipo, distribución y concentración de los aerosoles. Sin embargo, el algoritmo puede dejarse abierto y en cada caso introducir valores reales, si se dispone de medidas.

### 3.1. DESARROLLO DE ALGORITMO DE CORRECCION ATMOSFERICA

El sensor no mide directamente la reflectividad de la superficie. La radiancia espectral recibida en el satélite,  $L(\lambda)$ , será:

$$L(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_s(\lambda) t(\lambda, \mu) \quad (3)$$

$L_r(\lambda)$  y  $L_a(\lambda)$  son respectivamente las radiancias atmosféricas de Rayleigh y de los aerosoles,  $L_s(\lambda)$  es la radiancia de la superficie y  $t(\lambda, \mu)$  la transmisividad difusa de la atmósfera desde el pixel al sensor;  $\mu = \cos\theta$  es el coseno del ángulo de visión.

La reflectividad planetaria, albedo planetario, puede expresarse para el mismo intervalo espectral como  $\rho(\lambda)$ , y se define a partir de la radiancia medida en el satélite mediante:

$$\rho(\lambda) = \frac{\pi L(\lambda)}{\mu_0 E_0(\lambda)} \quad (4)$$

Donde  $E_0(\lambda)$  es la irradiancia solar extraterrestre y  $\mu_0 = \cos\theta_0$  es el coseno del ángulo solar zenital

De manera similar, a partir de las radiancias atmosféricas de Rayleigh y de los aerosoles, podemos definir la reflectividad de la atmósfera,  $\rho_a(\lambda)$ , mediante la expresión:

$$\rho_a(\lambda) = \frac{\pi [L_{-r}(\lambda) + L_a(\lambda)]}{\mu_0 E_0(\lambda)} \quad (5)$$

Combinando las ecuaciones (2), (4) y (5) y sustituyendo en (3), obtenemos:

$$\rho(\lambda) = \rho_a(\lambda) + \frac{\rho_s(\lambda) f(\lambda, \mu) E_g(\lambda)}{\mu_0 E_0(\lambda)} \quad (6)$$

Para resolver la ecuación (6) y poder despejar  $\rho_s(\lambda)$ , es necesario conocer la irradiancia solar global sobre superficie horizontal. Puede utilizarse una expresión teórico-empírica para  $E_g(\lambda)$ , que a continuación vamos a deducir (Iqbal, 1983).

### 3.2. DETERMINACION DE LA IRRADIANCIA SOLAR GLOBAL ESPECTRAL

La irradiancia solar global,  $E_g(\lambda)$ , es la suma de la irradiancia directa,  $E_b(\lambda)$ , más la irradiancia difusa,  $E_d(\lambda)$ .

$$E_g(\lambda) = E_b(\lambda) + E_d(\lambda) \quad (7)$$

La componente directa viene determinada por la expresión:

$$E_b(\lambda) = \mu_0 E_0(\lambda) T(\lambda, \mu_0) \quad (8)$$

donde  $T(\lambda, \mu_0)$  es la transmisividad para el rayo directo.

La irradiancia difusa puede suponerse debida a la dispersión de Rayleigh,  $E_{\text{atm}}(\lambda)$  y la de los aerosoles,  $E_{\text{aer}}(\lambda)$  y también a las múltiples reflexiones entre la superficie del suelo y la atmósfera,  $E_{\text{gnd}}(\lambda)$ . Así pues:

$$E_d(\lambda) = E_{\text{atm}}(\lambda) + E_{\text{aer}}(\lambda) + E_{\text{gnd}}(\lambda) \quad (9)$$

La evaluación de estos términos se explica con detalle en Singh (1988) y finalmente se calcula  $E_g(\lambda)$ , mediante la ecuación:

$$E_g(\lambda) = \frac{\mu_0 E_0(\lambda) f(\lambda, \mu_0)}{1 - \rho_a^*(\lambda) \rho_s(\lambda)} \quad (10)$$

donde:

$$f(\lambda, \mu_0) = T(\lambda, \mu_0) + 0.5 [1 - T_R(\lambda, \mu_0)] T_a(\lambda, \mu_0) T_{oz}(\lambda, \mu_0) + F_a(\lambda, \mu_0) [1 - T_a(\lambda, \mu_0)] T_R(\lambda, \mu_0) T_{oz}(\lambda, \mu_0) \quad (11)$$

reúne los múltiples procesos radiativos que se dan a través de la columna de atmósfera que se considera.  $T_R(\lambda, \mu_0)$  y  $T_a(\lambda, \mu_0)$  son las transmisividades directas en una atmósfera Rayleigh y de aerosoles, respectivamente y  $T_{oz}(\lambda, \mu_0)$  es la transmisividad debida a la absorción por la capa de ozono. En la expresión (11) se ha supuesto que la fracción de radiación dispersada mediante el proceso de Rayleigh es  $[1 - T_R(\lambda, \mu_0)]$ , y que la mitad de la cual se propaga hacia abajo sufriendo entonces una atenuación debida a una atmósfera de aerosoles. De un modo similar, los aerosoles también dispersan una fracción

de la radiación que es igual a  $[1 - T_a(\lambda, \mu_0)]$  y de la cual, una fracción  $F_c(\lambda, \mu_0)$  es dispersada hacia abajo. El parámetro  $F_c(\lambda, \mu_0)$  es el factor de dispersión hacia abajo de los aerosoles no absorbentes y su cálculo es difícil. Pueden utilizarse los valores dados por Iqbal (1983) para valores discretos del ángulo solar zenital.

En la expresión (10),  $\rho_a^*(\lambda)$  representa el albedo esférico que es el término que tiene en cuenta las múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera ad infinitum. Una buena estimación de este término está dada en Singh (1988).

### 3.3. PROCEDIMIENTO ITERATIVO

Sustituyendo la ecuación (10) en la ecuación (6) y despejando la reflectividad de la superficie,  $\rho_s(\lambda)$ , queda

$$\rho_s(\lambda) = \frac{[\rho(\lambda) - \rho_a(\lambda)]}{f(\lambda, \mu_0) + \rho_a^*(\lambda)[\rho(\lambda) - \rho_a(\lambda)]} \quad (12)$$

$\rho_s(\lambda)$  viene pues, así expresada, como una función de la reflectividad de la atmósfera. Para evaluar  $\rho_a(\lambda)$  a partir de las radiancias de Rayleigh y de los aerosoles, es necesario conocer  $\rho_s(\lambda)$ . De acuerdo con Singh y Cracknell (1986).

$$\rho_a(\lambda) = \pi T_{oz}(\lambda, \mu, \mu_0) \frac{\tau_R(\lambda)\{P_R(\Psi_-) + \rho_s(\lambda)P_R(\Psi_+)\} + \tau_a(\lambda)\{P_R(\Psi_-) + \rho_s(\lambda)P_R(\Psi_+)\}}{\mu\mu_0} \quad (13)$$

Donde  $\tau_R(\lambda)$  y  $\tau_a(\lambda)$  son respectivamente los espesores ópticos de Rayleigh y de los aerosoles;  $P_R(\Psi_-)$  y  $P_R(\Psi_+)$  son respectivamente las funciones de fase de dispersión de Rayleigh y de los aerosoles para un ángulo  $\Psi_x$  de dispersión, donde el signo - representa dispersión hacia atrás y el signo +, dispersión hacia adelante. Las expresiones de los parámetros anteriores para el proceso Rayleigh son conocidas, así como la expresión para los ángulos de dispersión. Si se suponen aerosoles no absorbentes de tipo medio continental puede expresarse.

$$\tau_a(\lambda) = 0.1 \lambda^{-1.3} \quad (\lambda \text{ en } \mu\text{m}) \quad (14)$$

Y la función de fase puede aproximarse mediante la función de fase de Henyey Greenstein (Liou, 1980).

En (13), los dos términos que contienen la reflectividad espectral  $\rho_s(\lambda)$  pueden interpretarse como la contribución de orden más bajo de los cuatro pixels vecinos siempre que se suponga que la reflectividad espectral de éstos es la misma que la del pixel que se considera y siempre que las distancias horizontales entre el centro de cada pixel y su vecino más próximo sea lo suficientemente pequeña como para que cualquier diferencia en el valor de  $\Psi_x$  entre el pixel central y el de sus vecinos pueda despreciarse. A partir de ahí se van obteniendo sucesivamente valores de  $\rho_s(\lambda)$  y  $\rho_s(\lambda)$  para cada pixel hasta que la diferencia entre los valores de  $\rho_s(\lambda)$  en dos iteraciones sucesivas es menor que un valor umbral prefijado. Este valor umbral  $d\rho_s(\lambda)$  puede determinarse a partir de la ecuación (2) con  $L_s(\lambda)$  igual a media cuenta digital.

## 4. CONCLUSIONES

Se está poniendo a punto una metodología que permite la elaboración de mapas de albedo a una escala regional que puede utilizarse con datos de observación de los satélites de baja resolución, específicamente NOAA. El método incluye la corrección por efectos atmosféricos de las radiancias recibidas en el satélite basándose en el algoritmo iterativo debido a Singh (1985). De este modo, los mapas de albedo que se obtienen pueden utilizarse con fines climatológicos, para estudiar los efectos de la desertificación, donde es importante señalar la multitemporalidad del proceso. La aplicación más inmediata de esta metodología se llevará a cabo en un estudio retrospectivo del albedo de la región de Castilla-La Mancha, utilizando imágenes NOAA-7, -9 y -11 en el contexto del proyecto EFEDA.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo queda enmarcado dentro del proyecto CICYT A 172/85. Los autores agradecen la financiación de una corta estancia de E. López-Baeza en el Department of Geogrpahy of The University of Reading para establecer contacto con Dr. S.M. Singh, a quien también agradecemos sus discusiones y explicaciones sobre el modelo de corrección atmosférica.

## 6. REFERENCIAS

- Becker, F., Bolle, H.-J. and Rowntree, P.R. 1988. **The International Satellite Land-surface Climatology Project**. UNEP.
- Bolle, H.-J. and Shuttleworth, W.J. 1989. **Proposal for the ECHIVAL Field Experiment in a Desertification-threatened Area (EFEDA)**.
- Guyot, G., Guyon, D. and Riom, J. 1989. Factors Affecting the Spectral Response of Forest Canopies: A Review. **Geocarto International**, 3: 3-18.
- Iqbal, M. 1983. **An Introduction to Solar Radiation**. Academic Press, London.
- Liou, K.-N. 1980. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. Academic Press, London.
- Singh, S.M. 1985. Evaluation of atmospehirc effects for SPOT stereoscopic modelling using AVHRR data. **Proceed. of a Remote Sensing Workshop on "Atmospheric Corrections"**. Nottingham 22 May 1985, pag. 101-137.
- Singh, S.M. 1988. Estimation of multiple reflection and lowest order adjacency effects on remotely-sensed data. **Int. J. Remote Sensing**. 9: 1433-1450.
- Singh, S.M. and Cracknell, A.P. 1986. The estimation of atmospheric effects for SPOT using AVHRR channel-1 data. **Int. J. Remote Sensing**. 7: 361-377.
- Slater, P.N. 1980. **Remote Sensing, Optics and Optical Systems**. Addison-Wesley, London.

