

## **Determinación de propiedades radiativas de la superficie terrestre a partir de un modelo digital del terreno**

*J. Cunillera(1), M<sup>a</sup>.R. Soler(1), M<sup>a</sup>.C. Llasat(1), J. Jorge(2)*

(1) Dep. d'Astronomia i Meteorologia. UB

(2) Dep. de Física i Enginyeria Nuclear. UPC

### **RESUMEN**

En este trabajo se presenta un algoritmo para el cálculo del albedo de la superficie a partir de imágenes TM del satélite Landsat. En este algoritmo, los datos iniciales proporcionados por el satélite se corrigen de los efectos de la atmósfera separando la contribución de la radiación directa de la difusa y de los efectos de la topografía, creando para ello un modelo digital del terreno. Finalmente se calcula el albedo integral como media ponderada de los albedos espectrales, obteniendo la función peso tras un ensanchamiento de las bandas con el fin de recorrer el espectro solar de forma continua.

### **ABSTRACT**

In this paper we present an algorithm to calculate the surface albedo from TM images of the Landsat satellite. In this algorithm, initial data supplied by the satellite are corrected of the atmospheric effects, separating the contribution of the direct radiation and the diffuse radiation, and of the topographic effects, creating for that purpose a digital terrain model of the studied area. Finally, the integral albedo is calculated as a weighted average of the spectral albedos, and the weight of each band is calculated after an enlargement of bands in order to examine through the solar spectrum continuously.

### **Introducción**

El conocimiento de propiedades radiativas de la superficie terrestre tales como la emisividad y el albedo, junto a la humedad y rugosidad del terreno, es de vital importancia pues constituyen los datos necesarios para la inicialización de los modelos meteorológicos de mesoescala, como el que actualmente se está desarrollando dentro del proyecto ECLIPSE.

El estudio que se presenta corresponde a la determinación del albedo de la superficie a través de imágenes Landsat-TM. La teledetección proporciona buenos resulta-

dos en el estudio de propiedades superficiales, si bien se deben tener en cuenta tres consideraciones fundamentales:

- el efecto de la atmósfera presente entre el sensor y la superficie, que provoca una atenuación tanto de la irradiancia solar global incidente como de la irradiancia reflejada por la superficie;
- el efecto topográfico (pendiente y orientación de la superficie), que provoca una variación de la respuesta radiométrica de la superficie inclinada frente a la de una horizontal;
- el cálculo del albedo integral a partir de los albedos espectrales correspondientes a las bandas del sensor TM del satélite LANDSAT.

Se ha elaborado un algoritmo en el que se han introducido las correcciones radiométricas necesarias para tener en cuenta las tres consideraciones anteriores, proporcionando como resultado el albedo superficial. Este algoritmo se ha aplicado a la zona del Parque Natural del Garraf (Barcelona), con una extensión aproximada de 100 km<sup>2</sup> y un relieve que varía entre 50 y 650 m. La vegetación presente es muy variada, si bien dominan los bosques de aciculifóleos y los matorrales.

Para el estudio del efecto topográfico ha sido necesario confeccionar un modelo digital del terreno (MDT), el cual proporciona la altitud de cada píxel de la zona estudiada. Esta información puntual puede tratarse de forma análoga a los valores digitales de una imagen de satélite, y permite calcular la pendiente y la orientación de los píxeles a estudiar, así como el ángulo de incidencia de la irradiancia solar.

### *Corrección atmosférica*

El cálculo del albedo se ha realizado a partir de los albedos espectrales de 6 de las 7 bandas del sensor TM del Landsat (no se ha considerado la banda 6, que mide en la zona del infrarrojo térmico). Ello implica determinar dentro del espectro solar, y para cada banda, la irradiancia reflejada por la superficie ( $E_{k\lambda}^{\uparrow}$ ) y la global incidente ( $E_{k\lambda}^{\downarrow}$ ). El valor de  $E_{k\lambda}^{\uparrow}$  se ha calculado a partir de la irradiancia medida desde el satélite, sumándole las correcciones atmosféricas pertinentes, y el de  $E_{k\lambda}^{\downarrow}$  a partir de la constante solar en cada intervalo espectral, restándole las correcciones correspondientes (Soler y Ruiz, *en prensa*). Se ha tenido en cuenta la absorción por los gases atmosféricos, su difusión (difusión de Rayleigh) y la absorción y difusión (difusión de Mie) por aerosoles.

#### *a) Cálculo de la irradiancia espectral solar global $E_{k\lambda}^{\downarrow}$*

El valor de  $E_{k\lambda}^{\downarrow}$  es el resultado de la suma de dos componentes: la irradiancia

directa ( $E_{\lambda}$ ) y la irradiancia difusa ( $D_{\lambda}$ ). Así pues, se ha procedido a la corrección de ambas componentes por separado.

a.1) **Irradiancia directa ( $E_{\lambda}$ )**

\* *Absorción por los gases atmosféricos:*

El efecto más significativo es la absorción por vapor de agua, especialmente en la banda 4, la cual contiene la banda de absorción del vapor de agua centrada en  $0.8 \mu\text{m}$  ( $0.79\text{-}0.84 \mu\text{m}$ ). Así, la irradiancia transmitida después de la absorción por gases que incide perpendicularmente a la superficie es:

$$E_{\lambda_1} = E_{\lambda_0} \cdot \cos(\psi) \cdot (1 - a_{\lambda}) \quad (1)$$

donde  $E_{\lambda_0}$  es la constante solar ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) en el intervalo espectral considerado,  $\psi$  es el ángulo de incidencia y  $a_{\lambda}$  es el coeficiente de absorción, calculado según (2) (Puigcerver, 1974):

$$a_{\lambda} = A + B \cdot \log(w \cdot \sec(\psi) + C) \quad (2)$$

donde  $w$  es el espesor de agua precipitable y A, B y C son constantes que dependen de la banda considerada (para la banda 4,  $A=-0.254$ ,  $B=0.353$ ,  $C=5.707$ ).

\* *Difusión de Rayleigh:*

La irradiancia directa incidente, para el caso de una atmósfera con las concentraciones adecuadas de gases pero limpia de aerosoles, se calcula a partir de la ley de Beer:

$$E_{\lambda_2} = E_{\lambda_1} \cdot \exp(-m \cdot \tau_{\lambda R}) \quad (3)$$

donde  $m = \sec \psi$  y  $\tau_{\lambda R}$  es la atenuación por gases atmosféricos, que para un intervalo espectral definido por su  $\lambda$  representativa es:

$$\tau_{\lambda R} = 8.9 \cdot 10^{-3} \cdot \lambda^{-4} \quad (4)$$

\* *Difusión de Mie:*

Para tratar la atenuación debida a aerosoles se calcula su opacidad, según la expresión:

$$\tau_{\lambda a} = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (5)$$

donde  $\alpha$  y  $\beta$  son parámetros que dependen de la concentración y tamaño de las partículas. Su valor para la zona estudiada es  $\alpha=1.13$  y  $\beta=0.25$ . Luego la irradiancia directa incidente será:

$$E_{\lambda_3} = E_{\lambda_2} \cdot \exp(-m \cdot \tau_{\lambda_a}) \quad (6)$$

a.2) Irradiancia difusa ( $D_{\lambda}$ )

\* *Difusión de Rayleigh:*

Al ser una difusión isotrópica, se ha considerado que el 50% se difunde hacia abajo y el 50% hacia arriba, con lo cual la irradiancia difusa en la superficie es (*Bird y Riordan, 1986*):

$$D_{\lambda R} = 0.5 \cdot E_{\lambda_1} \cdot \exp(-m \cdot \tau_{\lambda_a}) \cdot (1 - \exp(-m \cdot \tau_{\lambda R})) \quad (7)$$

\* *Difusión de Mie:*

Esta difusión no es isotrópica, por lo que se debe calcular el porcentaje difundido hacia abajo. Restando de la irradiancia difusa medida en la superficie ( $D_{\lambda}^*$ ) la irradiancia calculada por la difusión de Rayleigh, el porcentaje se calcula según (8):

$$\frac{D_{\lambda}^* - D_{\lambda R}}{E_{\lambda_3} - E_{\lambda_2}} \cdot 100 \quad (8)$$

dando como resultado un valor medio de 42.8%. Así, la irradiancia difundida por los aerosoles hacia la superficie será:

$$D_{\lambda a} = 0.428 \cdot E_{\lambda_2} \cdot (1 - \exp(-m \cdot \tau_{\lambda_a})) \quad (9)$$

Finalmente, el valor de  $E_{k\lambda}^{\downarrow}$  es:

$$E_{k\lambda}^{\downarrow} = E_{\lambda_3} D_{\lambda R} + D_{\lambda a} \quad (10)$$

b) *Cálculo de la irradiancia espectral reflejada ( $E_{k\lambda}^{\uparrow}$ )*

La irradiancia espectral medida por el satélite ( $E_{\text{sat},\lambda}$ ) es igual a la irradiancia directa procedente de la superficie ( $E_{k\lambda}^{\uparrow}$ ) más la difusa, calculada como la suma de la irradiancia difundida hacia arriba por gases y aerosoles:

$$E_{\text{sat},\lambda} = E_{k\lambda}^{\uparrow} \cdot (E' + E'' + E''') \quad (11)$$

donde:

$$E' = (1 - a_{\lambda}) \cdot \exp(-m \cdot (\tau_{\lambda R} + \tau_{\lambda_a})) \quad (12)$$

$$E'' = 0.5 \cdot (1 - a_{\lambda}) \cdot \exp(-m \cdot \tau_{\lambda_a}) \cdot (1 - \exp(-m \cdot \tau_{\lambda R})) \quad (13)$$

$$E''' = 0.428 \cdot (1 - a_{\lambda}) \cdot \exp(-m \cdot \tau_{\lambda R}) \cdot (1 - \exp(-m \cdot \tau_{\lambda_a})) \quad (14)$$

Así,  $E_{k\lambda}^{\uparrow}$  se calcula a partir de la expresión:

$$E_{k\lambda}^{\uparrow} = \frac{E_{\text{sat},\lambda}}{(E' + E'' + E''')} \quad (15)$$

$E_{\text{sat},\lambda}$  se ha calculado a partir del valor en cuentas digitales ( $DC_{\lambda}$ ) que proporciona el sensor para cada banda, utilizando para su transformación la función de calibrado:

$$E_{\text{sat},\lambda} = \pi \cdot L_{\text{sat},\lambda} = \pi \cdot (\eta_{\lambda} \cdot DC_{\lambda} + \mu_{\lambda}) \quad (16)$$

donde  $\eta_{\lambda}$  y  $\mu_{\lambda}$  son los parámetros de calibración.

Una vez conocido el valor tanto de la irradiancia global incidente como el de la reflejada, el albedo espectral se obtiene a partir de la expresión:

$$A_{\lambda} = \frac{E_{k\lambda}^{\uparrow}}{E_{k\lambda}^{\downarrow}} \quad (17)$$

### **Efecto topográfico**

En el algoritmo de corrección atmosférica propuesto en el apartado anterior se ha introducido el ángulo de incidencia,  $\psi$ , como el ángulo formado por el vector solar y la normal a la superficie. Si no se tiene en cuenta el efecto topográfico y se considera superficie horizontal,  $\psi$  coincide con el ángulo cenital solar ( $\phi$ ), pero el resultado no será el albedo real. Luego se debe calcular el ángulo real de incidencia, que depende de la pendiente ( $s$ ) y la orientación ( $\gamma$ ) de la superficie con respecto al vector solar, y para ello es necesario conocer la altitud en cada punto (pixel) de la zona estudiada, con lo que se ha procedido a la creación de un modelo digital del terreno.

Primero se han digitalizado las curvas de nivel de un mapa de la zona a escala 1:25.000, tomando las curvas cada 25 m. Una vez vectorizada esta imagen, se ha procedido a la corrección geométrica de la misma para poder superponerla a la imagen original del satélite. Se ha utilizado el sistema de proyección geográfica UTM, y se han definido funciones polinómicas de segundo grado a partir de los puntos de control localizados en la imagen (Segarra, 1991). Obtenida esta imagen corregida se ha creado el modelo digital de elevaciones (MDE), siendo éste una imagen gris en la que el valor de cada pixel refleja la altitud obtenida por interpolación de la imagen de curvas de nivel. El MDE permite determinar los parámetros necesarios para el cálculo

lo de  $\psi$  y  $s$  (Felícísimo y García-Manteca, 1989). Estos parámetros son las pendientes en sentido E-O ( $p$ ) y en sentido S-N ( $q$ ), llamando al par de vectores ( $p$ ,  $q$ ) gradiente, y deben calcularse para cada punto del MDE según las expresiones:

$$p(x, y) = \frac{\delta f(x, y)}{\delta x} = \frac{f(x + l, y) - f(x - l, y)}{2 \cdot \Delta x} \quad (17)$$

$$q(x, y) = \frac{\delta f(x, y)}{\delta y} = \frac{f(x, y + l) - f(x, y - l)}{2 \cdot \Delta y}$$

siendo  $\Delta x$  y  $\Delta y$  el espaciado entre los datos del MDE expresado en las mismas unidades que  $f(x, y)$  [en este estudio,  $\Delta x = \Delta y = 30$  m].

Para el caso del vector solar, llamando  $\xi$  al acimut solar y  $\phi$  a la distancia cenital, el gradiente ( $p_s$ ,  $q_s$ ) es:

$$p_s = -\cos(\xi) \cdot \tan(\phi); \quad q_s = -\sin(\xi) \cdot \tan(\phi) \quad (19)$$

Conociendo los gradientes ( $p$ ,  $q$ ) y ( $p_s$ ,  $q_s$ ) en los píxeles de la imagen a estudiar, los ángulos de incidencia, inclinación, y orientación se calculan según (20), (21) y (22).

$$\cos(\psi) = \frac{l + p \cdot p_s + q \cdot q_s}{\sqrt{l^2 + p^2 + q^2} \cdot \sqrt{l^2 + p_s^2 + q_s^2}} \quad (20)$$

$$\tan(s) = \sqrt{p^2 + q^2} \Rightarrow \cos(s) = \frac{l}{\sqrt{l^2 + p^2 + q^2}} \quad (21)$$

$$\tan(\gamma) = \frac{-q}{-p} \quad (22)$$

La figura 1 es un esquema de la geometría considerada, mostrando los ángulos más importantes de esta parte del estudio.

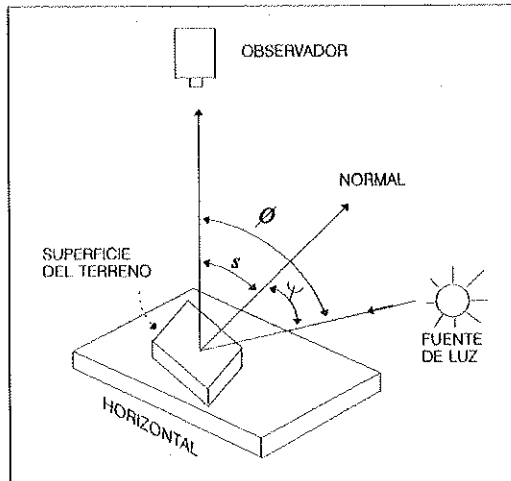


FIGURA 1

Esquema de la geometría considerada en este estudio (Felicísimo y García Manteca, 1989):  $\phi$ : ángulo cenital solar;  $s$ : ángulo de inclinación de la superficie;  $\psi$  ángulo de incidencia

Los ángulos  $\psi$  y  $s$  se introducen en el algoritmo de corrección atmosférica de la manera siguiente:

- el valor de  $\cos(\psi)$  en la expresión (1) es variable para distintos píxeles de la imagen;
- la irradiancia difusa ( $D_\lambda$ ) varía según la inclinación de la superficie a partir de la expresión (23):

$$D_\lambda = (D_{\lambda R} + D_{\lambda d}) \cdot \left( \frac{1 + \cos(s)}{2} \right) \quad (23)$$

### *Cálculo del albedo integral*

La última fase del presente estudio es el cálculo del albedo integral, y éste se ha determinado como media ponderada de los albedos espectrales. Como las bandas del sensor TM no recorren el espectro solar de forma continua, se realizó una extensión de ellas de forma que el albedo espectral calculado sea válido en toda la banda, teniendo en cuenta la cobertura del suelo y los pigmentos responsables de la absorción (Brest y Goward, 1987).

El peso de cada banda en la media ponderada se ha calculado a partir del cociente entre la irradiancia global incidente en el correspondiente intervalo de longitud de onda ( $E_{k\lambda\downarrow}$ ) y la irradiancia global incidente sobre esta superficie ( $E_{k\downarrow}$ ):

$$A = \sum_{i=1}^6 \frac{E_{k\lambda\downarrow}}{E_{k\downarrow}} \cdot A_i \quad (24)$$

Los valores de  $E_{k\downarrow}$  y  $E_{k\lambda\downarrow}$  se han medido, respectivamente, mediante un piranómetro Lintronic y el espectrorradiómetro LICOR. Este último da valores de  $E_{k\lambda\downarrow}$  hasta 1.1  $\mu\text{m}$ , con lo que a partir de este valor el cálculo se ha hecho aplicando a  $E_{\lambda 0}$  las correcciones atmosféricas propuestas en el primer apartado.

La figura 2 muestra la signatura espectral que se ha obtenido de la clase pinar. Aparecen los distintos valores de cada albedo espectral, marcando con una barra horizontal su valor medio. En esta gráfica se muestra también la extensión de las bandas del sensor TM mencionada anteriormente, y el porcentaje que aparece equivale al peso de cada banda.

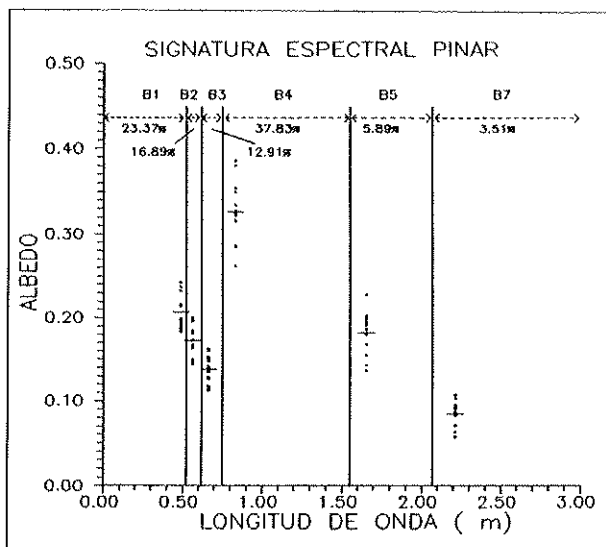


FIGURA 2

Signatura espectral de la clase PINAR con el valor del peso de cada una de las bandas después de haber realizado su extensión

### **Resultados**

El método propuesto para el cálculo del albedo se ha aplicado a una imagen del sensor Thematic Mapper del Landsat 5 tomada a las 09:53 h (TMG) del 22 de mayo de 1991, con una altura solar de 58°02'10" y un ángulo horario de 123°28'35". De esta escena se seleccionó la zona del Parque Natural del Garraf, y en ella se tomaron cuatro clases (tres cubiertas vegetales y una sin vegetación): pinar (bosques de aciculifóleos, dominando los pinos); matorral (zonas de vegetación baja y densa, con dominio de matorrales piornales y brezales); cultivo (básicamente viñedos) y cantera (superficies de piedra caliza sin vegetación). En este apartado se estudia primero la comparación del albedo espectral obtenido aplicando la corrección atmosférica presentada en este trabajo, definida como "modelo propuesto" (MP), con el obtenido aplicando la corrección atmosférica del sistema GEOJARS de tratamiento de imágenes (© MICROM ESPAÑA S.A.), definida como "modelo standard" (MS). Este MS consiste en el cálculo del albedo espectral a partir de la expresión (25):

$$A_{\lambda} = \frac{\pi \cdot (\eta_{\lambda} \cdot DC_{\lambda} + \mu_{\lambda})}{\cos(\psi) \cdot E_{\lambda_0} \cdot \exp(-m \cdot \tau_{\lambda})} \quad (25)$$

donde  $\eta_{\lambda}$  y  $\mu_{\lambda}$  son los parámetros de calibración,  $\psi$  es el ángulo de incidencia,  $E_{\lambda_0}$  es el valor de la constante solar en cada banda y  $\tau_{\lambda}$  es el coeficiente de atenuación de radiación por la atmósfera, con un valor fijo para cada banda (B1: 0.5, B2: 0.3, B3: 0.25, B4: 0.2, B5: 0.125, B7: 0.075). Se observa que el MP corrige tanto la irradiancia incidente (directa y difusa) como la reflejada, mientras que el MS sólo corrige la incidente, con un valor de la atenuación constante para cualquier día estudiado. Las figuras 3a y 3b (clase pinar) reflejan la comparación entre ambos modelos (en los que aún no se ha tenido en cuenta el efecto topográfico). Se observa que en todos los píxels estudiados el MP proporciona unos albedos inferiores a los del MS excepto en las bandas 2 y 3 (B2 y B3). Ello implica que el MS sobrevalora el efecto de la atmósfera respecto a  $E_{k\lambda}^{\downarrow}$ , y como no lo tiene en cuenta en  $E_{k\lambda}^{\uparrow}$ , el albedo es superior al obtenido con el MP.

La figura 4 muestra el valor del coseno del ángulo de incidencia [ $\cos(\psi)$ ] para los distintos píxels estudiados cuando se tiene en cuenta la topografía del terreno. Los parámetros  $p$  y  $q$  se han calculado a partir del MDE tomando ventanas (3x3) centradas en cada píxel estudiado, dando como resultado que en las cuatro clases seleccionadas existen píxels con una pendiente y una orientación tales que el valor de  $\cos(\psi)$  varía considerablemente con respecto a su valor tomando superficie horizontal (y que aparece en la figura como una línea horizontal continua de valor 0.8484, correspon-

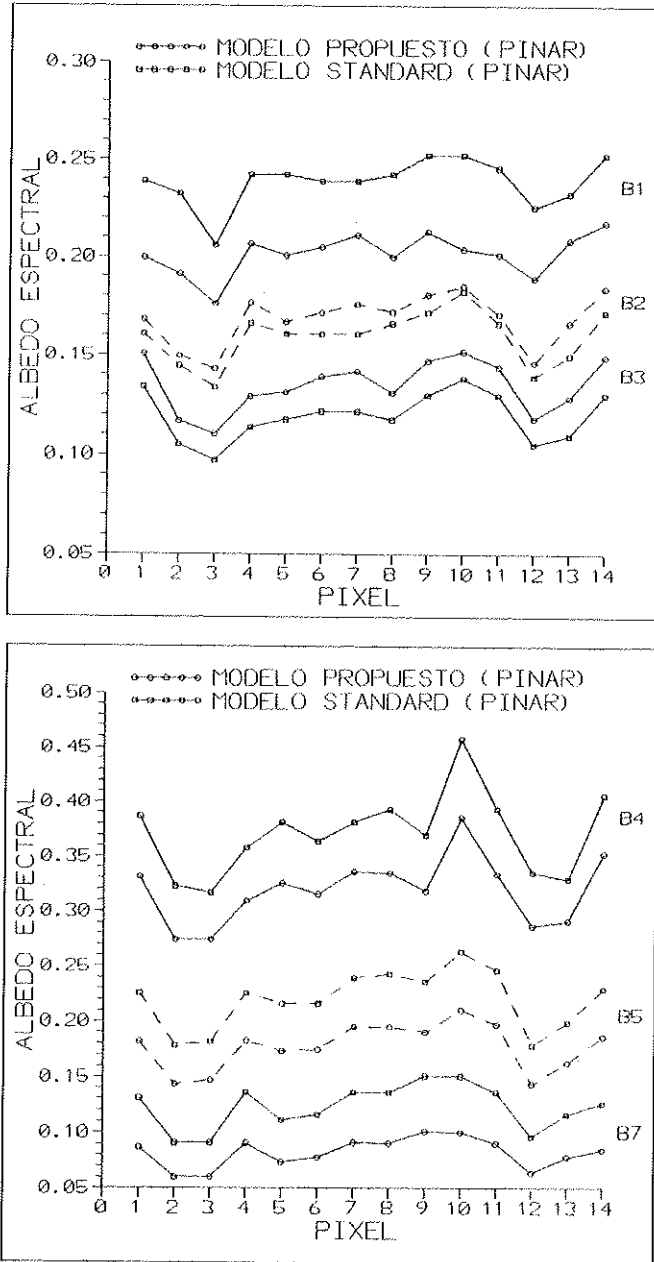


FIGURA 3A y 3B

Albedo espectral de la clase PINAR para las bandas B1, B2 y B3 (3a) y B4, B5 y B7 (3b) del sensor TM calculado según el "modelo propuesto" y el "modelo standard"

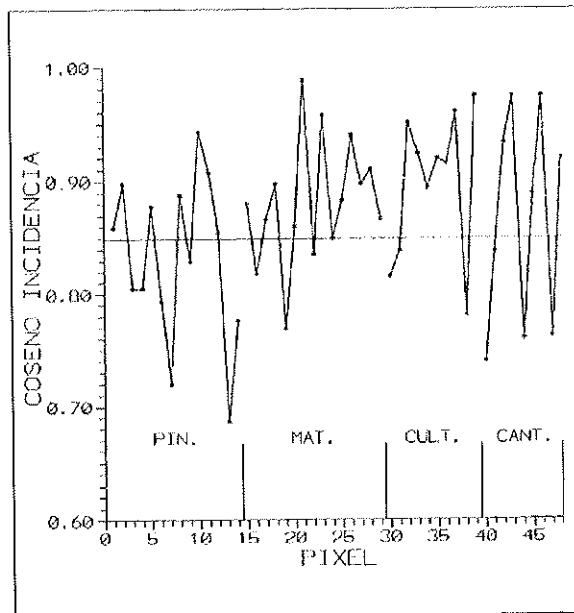


FIGURA 4

Valor del coseno del ángulo de incidencia de la irradiación solar para los píxeles estudiados de las cuatro clases definidas. La línea continua horizontal corresponde al coseno del ángulo cenital solar

diente al coseno del ángulo cenital solar [ $31^{\circ}57'50''$ ]). Así, por ejemplo, en los píxeles de la clase pinar,  $\psi$  varía entre  $19^{\circ}33'$  (píxel 10) y  $46^{\circ}39'$  (píxel 13). Las figuras 5a y 5b muestran la variación del albedo espectral de la clase pinar cuando se introduce en el MP el efecto topográfico. Se observa que en aquellos píxeles en los que el ángulo de incidencia es inferior al ángulo cenital solar (y por tanto el valor de su coseno queda por encima de la línea continua en la figura 4), el albedo espectral es inferior al que se obtiene considerando superficie horizontal, debido a que la atenuación por la atmósfera de la irradiación incidente es inferior ( $E_{k\lambda}^{\downarrow}$  aumenta). Lo contrario ocurre en los píxeles cuyo valor del coseno queda por debajo de la línea continua de la figura 4, pues si  $\psi$  es superior a  $\phi$ , el efecto atmosférico sobre la irradiación incidente es superior, con lo que  $E_{k\lambda}^{\downarrow}$  disminuye y el albedo espectral aumenta.

Por último, la figura 6 muestra el albedo integral de los píxeles de las cuatro clases consideradas, calculado según las tres opciones estudiadas, es decir, el MS considerando superficie horizontal (*Modelo 1*), el MP tomando la superficie horizontal (*Modelo 2*), y el MP teniendo en cuenta la topografía del terreno (*Modelo 3*). El cálculo de este albedo se ha realizado tras una extensión de las bandas del sensor TM. Esta

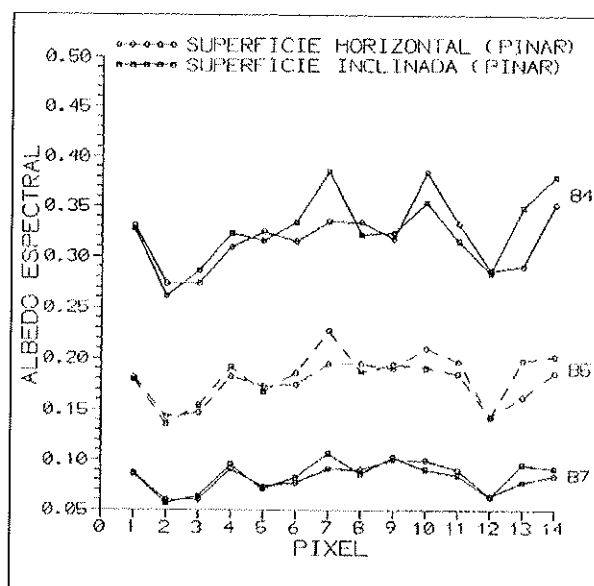
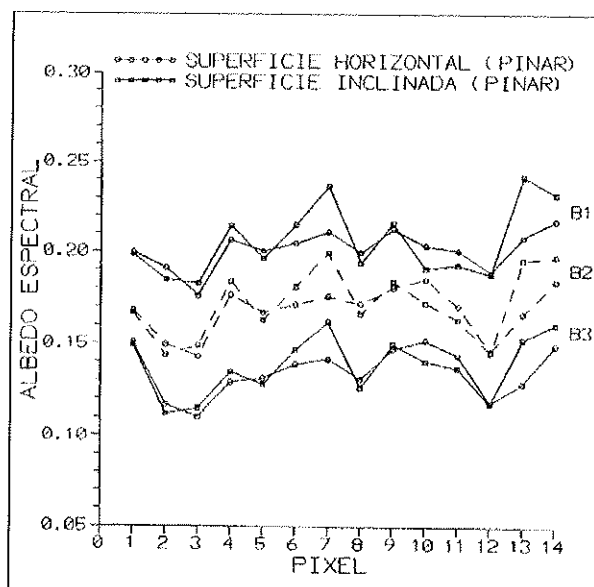
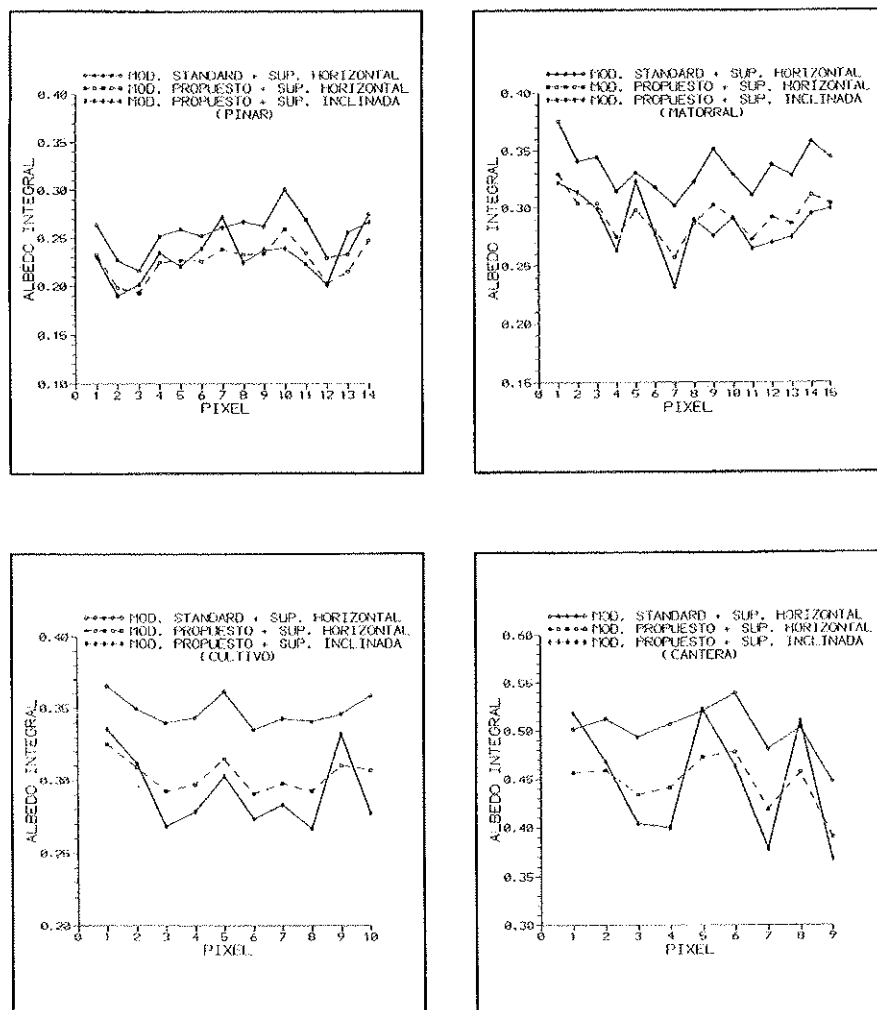


FIGURA 5A y 5B

Influencia de la topografía del terreno en el albedo espectral de la clase PINAR para las bandas B1, B2 y B3 (5a) y B4, B5 y B7 (5b) utilizando el "modelo propuesto"

*Determinación de propiedades radiativas de la superficie terrestre a partir de un modelo digital del terreno*



**FIGURA 6**  
Albedo integral de los distintos píxeles de las cuatro clases definidas calculado según los tres modelos estudiados

ALBEDO	CLASE PINAR						CLASE MATORRAL					
	Mínimo	Nº	Máximo	Nº	Medio	$\sigma$	Mínimo	Nº	Máximo	Nº	Medio	$\sigma$
Modelo 1	0.2164	3	0.3006	10	0.2550	0.0222	0.3019	7	0.3755	1	0.3340	0.0194
Modelo 2	0.1934	3	0.2594	10	0.2263	0.0185	0.2575	7	0.3295	1	0.2929	0.0177
Modelo 3	0.1905	2	0.2723	7	0.2315	0.0238	0.2314	7	0.3230	5	0.2861	0.0246

ALBEDO	CLASE CULTIVO						CLASE CANTERA					
	Mínimo	Nº	Máximo	Nº	Medio	$\sigma$	Mínimo	Nº	Máximo	Nº	Medio	$\sigma$
Modelo 1	0.3349	6	0.3654	1	0.3483	0.0102	0.4473	9	0.5389	6	0.5007	0.0258
Modelo 2	0.2906	6	0.3252	1	0.3036	0.0114	0.3908	9	0.4783	6	0.4454	0.0276
Modelo 3	0.2666	8	0.3356	1	0.2929	0.0259	0.3680	9	0.5226	5	0.4483	0.0618

Tabla I

Valores mínimo, máximo, medio y desviación típica del albedo integral para las cuatro clases espectrales estudiadas. El significado de Modelo 1, 2 y 3 queda reflejado en el texto.

extensión da como resultado que la banda 4 tiene un peso equivalente al 37.83% del albedo integral, siendo la banda con mayor influencia. Las bandas de la zona visible del espectro tienen un peso del 53.17%, mientras que las bandas con menor influencia son la 5, 5.89%, y la 7, 3.51% (fig. 2). Se comprueba que tomando como referencia el resultado del *modelo 2*, el *modelo 1* sobrevalora el valor del albedo en todos los píxeles de las cuatro clases, mientras que cuando se introduce la topografía el valor del albedo integral aumenta o disminuye según sea la incidencia de los rayos solares con respecto a la superficie mayor o menor, respectivamente, que el ángulo cenital solar. Los valores del albedo integral para cada una de las clases y para cada uno de los modelos utilizados (*Modelos 1, 2 y 3*) se muestra en la tabla I, donde aparece el albedo mínimo, el máximo (ambos con el número de su pixel correspondiente), el valor medio y la desviación típica ( $\sigma$ ).

### Conclusiones

A partir de todo lo mencionado en los apartados anteriores se puede concluir, en primer lugar, que la corrección atmosférica se debe realizar tanto en la irradiancia incidente como en la reflejada, debido a que la irradiancia que capta el sensor, o sea, la reflejada, también ha traspasado la atmósfera presente entre la superficie y el propio sensor. Además, en la corrección atmosférica de  $E_{k\lambda} \downarrow$  se deben tener en cuenta sus dos componentes, la directa y la difusa, pues ambas son atenuadas por la atmósfera. La aplicación del modelo presentado a zonas con unas condiciones atmosféricas muy distintas de las estudiadas es posible siempre que se conozca la irradiancia solar di-

recta y difusa en todo el espectro, pues los valores de  $\alpha$  y  $\beta$  de la expresión (5) variarán, así como el porcentaje calculado en (8).

También es importante comentar que el albedo de un tipo de cobertura, vegetal o no, determinado a partir de imágenes de satélite no se puede dar con un valor único, ya que dependerá de la topografía del terreno. Así, para una mismo tipo de vegetación con una fenología idéntica, el albedo variará según el ángulo de incidencia de los rayos solares con respecto a la superficie, como queda patente en los ejemplos estudiados en este trabajo. Por lo tanto, al determinar el albedo de una cobertura es mejor dar un intervalo de valores que un valor exacto. Este hecho se refleja claramente en la tabla I, observando que la desviación típica del albedo integral tomando el *Modelo 3*, que es en el que se tiene en cuenta la topografía del terreno, aumenta respecto a la obtenida con los dos modelos restantes.

### **Bibliografía**

- Bird, R.E. y Riordan, L.:** 1986. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25: 87-97.
- Brest, C.L. y Goward, S.N.:** 1987. Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data. *J. Remote Sens.*, 8: 351-367.
- Felicísimo, A.M. y García-Manteca, P.:** 1989. Corrección del efecto topográfico en las imágenes Landsat mediante el uso de un modelo digital de elevaciones. En *III Reunión Científica del Grupo de Trabajo en Teledetección*: pp. 209-216. Asoc. Española de Teledetección. Madrid.
- Puigcerver, M.:** 1974. Sobre la absorción de radiación solar por vapor de agua en la atmósfera. *Rev. Geofís.* XXXIII, 3-4: 225-237.
- Soler, M.R. y Ruiz, C.** en prensa. Urban albedo derived from direct measurements and Landsat 4 TM satellite data. *Int. J. Climatology*.
- Segarra, D.:** 1991. La corrección geométrica. En *La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura*, pp. 183-194. Curso de Postgrado, Univ. de Valencia.

