

Un método operativo de determinación de la temperatura de la superficie del suelo

V. Caselles, C. Coll y E. Valor

Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de Valencia, Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot

RESUMEN

En este trabajo se presenta una metodología operativa basada en la técnica de split-window para determinar la temperatura de la superficie del suelo mediante medidas de satélite. El método se puede aplicar a los canales 4 y 5 de los sensores AVHRR y ATSR y precisa del uso de medidas de emisividad en el suelo. Para medir la emisividad, ϵ , proponemos un sencillo método de campo basado en el método de la caja. También es necesario el conocimiento de la diferencia de emisividad entre los canales 4 y 5, $\Delta\epsilon$, para lo cual proponemos una técnica que sólo precisa el perfil atmosférico de vapor de agua. Así las imágenes de ϵ y de $\Delta\epsilon$ de pueden ser fácilmente obtenidas para el área de estudio. El uso de la metodología propuesta nos permite conocer la variabilidad espacial de la temperatura del suelo con una precisión entre 1,1 y 0,8°C (en función de las condiciones climáticas), la cual es suficiente para la mayor parte de las aplicaciones operativas.

PALABRAS CLAVE: Temperatura de la superficie del suelo, split-window, corrección atmosférica, emisividad de la superficie.

ABSTRACT

In this work we propose an operational method for determining the land surface temperature from satellite measurements using the split-window technique. The method can be applied to AVHRR and ATSR channels 4 and 5 and requires ground measurements of surface emissivity, ϵ , for which it is suggested to use a simple field method based on the box method. However, it is also necessary to know the emissivity difference between channels 4 and 5, $\Delta\epsilon$, for which it is proposed a technique that uses the atmospheric profiles of humidity. Then, images of ϵ and $\Delta\epsilon$ can be easily produced for the area of study. Using the methodology proposed in this work, the spatial variability of the land surface temperature with an accuracy ranging from 1,1 to 0,8°C (depending on the climatic conditions), which is sufficient for most operative applications.

KEY WORDS: Land surface temperature, split-window, atmospheric correction, surface

INTRODUCCION

El conocimiento de la temperatura de la superficie del suelo tiene gran interés en muchas disciplinas medioambientales, tales como hidrología, geología, climatología, meteorología, etc. La única manera de medir la variabilidad espacial de la temperatura del suelo es mediante el uso de sensores que operan en el infrarrojo térmico, instalados a bordo de un satélite. Sin embargo, hasta hoy, sólo la temperatura de la superficie del mar ha sido determinada mediante técnicas de teledetección con suficiente precisión (0,5°C). Para ello se han desarrollado algoritmos de tipo split-window, es decir, que utilizan dos canales distintos dentro de la ventana atmosférica 10.5-12.5 μm (Anding and Kauth, 1970; Prabhakara et al, 1974; McMillin, 1975; Deschamps and Phulpin, 1980; McClain et al, 1985).

La determinación de la temperatura del suelo es bastante más complicada que en el caso del mar, pues éste es una superficie homogénea con una emisividad próxima a la unidad, mientras que la superficie terrestre es un medio heterogéneo con

un amplio rango de emisividades. En los últimos años se han sugerido diversas ecuaciones teóricas para determinar la temperatura de la superficie del suelo (Price, 1984; Becker, 1987; Becker and Li, 1990; Sobrino et al, 1991). En estos trabajos se demuestra que el efecto de la emisividad de la superficie en el método de split-window es proporcional a la emisividad media en la ventana 10,5-12,5 μm , ϵ , y a la diferencia de emisividad en los canales 4 y 5, $\Delta\epsilon$. Por ello el conocimiento de ϵ y $\Delta\epsilon$ es esencial para una precisa determinación de la temperatura de la superficie terrestre.

El propósito de este trabajo es proponer un proceso operativo para determinar la temperatura de la superficie del suelo, basado en un modelo teórico sugerido por Sobrino et al. (1991). Así, podremos pasar de la teoría a la práctica, es decir, de la investigación a la aplicación. Primeramente exponemos el modelo teórico obtenido a partir de la ecuación de transferencia radiativa, y se propondrá una ecuación de split-window para la temperatura del suelo. A continuación mostraremos diferentes técnicas para la obtención de mapas de emisividad

(ε y $\Delta\varepsilon$) de la zona de estudio a partir de imágenes NOAA-AVHRR. Finalmente presentaremos ejemplos de aplicación de la metodología desarrollada para distintas áreas.

MODELO TEÓRICO

Para obtener la temperatura de la superficie del suelo mediante datos de satélite es necesario corregir el efecto de la emisividad, que modifica la radiancia emitida por la superficie, y la perturbación introducida por la absorción y emisión de los componentes atmosféricos (principalmente, el vapor de agua, y en menor medida, el dióxido de carbono y los aerosoles). Para ello proponemos el uso de una ecuación tipo split-window, ya que actualmente es el método más práctico para llevar a cabo las correcciones atmosférica y de emisividad en imágenes térmicas. Se basa en la diferente absorción del vapor de agua en dos canales adyacentes dentro de la ventana atmosférica 10,5-12,5 μm (como los canales 4 y 5 de los instrumentos AVHRR y ATSR).

Para la deducción de la ecuación de split-window partiremos de la ecuación de transferencia radiativa que relaciona la temperatura real de la superficie, T , con la medida por el canal i de un sensor a bordo de un satélite, T_i . Así, si B_i es la función de Planck evaluada para el número de onda central del canal i , v_i , y ε_i es la emisividad de la superficie en el canal i , podemos escribir

$$B_i(T_i) = \tau_i(\theta) \left[\varepsilon_i B_i(T) + \frac{1-\varepsilon_i}{\pi} R_{i\downarrow}(\text{hem}) \right] + R_{i\uparrow}(\theta) \quad (1)$$

donde $\tau_i(\theta)$ es la transmisividad de la atmósfera en el canal i para el ángulo cenital de observación θ , $R_{i\uparrow}(\theta)$ es la radiancia emitida hacia el sensor por la atmósfera, y $R_{i\downarrow}(\text{hem})$ es la radiancia hemisférica emitida por la atmósfera hacia el suelo.

Para desarrollar el modelo es necesario definir la temperatura T_i^* , que es la temperatura correspondiente a la radiancia medida a nivel de la superficie (representa la temperatura corregida de la atenuación atmosférica, pero con los efectos de la emisividad todavía presentes), es decir

$$B_i(T_i^*) = \varepsilon_i B_i(T) + \frac{1-\varepsilon_i}{\pi} R_{i\downarrow}(\text{hem}) \quad (2)$$

También definimos la temperatura radiativa de la atmósfera en la dirección ascendente, T_a , como

$$B_i(T_a \uparrow) = \frac{R_{i\uparrow}(\theta)}{1-\tau_i(\theta)} \quad (3)$$

Las temperaturas que intervienen en la ecuación de transferencia radiativa, es decir, T , T_i , T_i^* y $T_a \uparrow$, son próximas entre sí, de forma que es posible, mediante la linealización de la función de Planck,

obtener las siguientes ecuaciones (Coll et al., 1993a):

$$T_i^* - T_i = \frac{1-\tau_i(\theta)}{\tau_i(\theta)} (T_i - T_a \uparrow) \quad (4)$$

que da la diferencia entre T_i^* y la temperatura de satélite T_i , es decir, cuantifica la corrección atmosférica, y

$$T_i - T_i^* = \frac{1-\varepsilon_i}{\varepsilon_i} b_i \quad (5)$$

que nos da la corrección por emisividad, donde b_i es un parámetro que depende del canal, de la atmósfera y de la temperatura del suelo.

Considerando los canales 4 y 5 del sensor AVHRR, podemos eliminar la temperatura atmosférica, $T_a \uparrow$, y obtener la siguiente ecuación de split-window (Coll et al, 1993a)

$$T = T_4 + A (T_4 - T_5) + B_g + B(\varepsilon) \quad (6)$$

donde el coeficiente A es

$$A = \frac{1-\tau_4(\theta)}{\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)} \quad (7)$$

Y el coeficiente $B(\varepsilon)$ es

$$B(\varepsilon) = \alpha(1-\varepsilon) - \beta\Delta\varepsilon \quad (8)$$

A y B_g evalúan el efecto atmosférico en el split-window, especialmente el del vapor de agua. En efecto, el método de split-window se basa en la diferente absorción del vapor de agua dentro de la ventana 10,5- 12,5 μm , debido al denominado continuo de absorción (Coll et al, 1991). Este mecanismo de absorción hace que la transmisividad sea menor en el canal 5 que en el 4, siendo la diferencia $\tau_4 - \tau_5$ (y por tanto $T_4 - T_5$) mayor a medida que aumenta la humedad atmosférica. Sin embargo, para atmósferas muy secas, el efecto de otros gases atmosféricos con un espectro de absorción distinto al del vapor de agua puede ser muy importante, como veremos en el próximo apartado. Por otra parte los coeficientes A y B_g dependen únicamente de la atmósfera y son independientes de la emisividad de la superficie (así, pueden obtenerse de las temperaturas de la superficie del mar). Siguiendo con los coeficientes de la ecuación (6), $B(\varepsilon)$ evalúa el efecto de la emisividad en la ecuación de split-window, siendo α y β dos parámetros que dependen del tipo de atmósfera y de la temperatura de la superficie. El coeficiente $B(\varepsilon)$ ha sido escrito en términos de la emisividad media de la superficie en la banda 10.5-12.5 μm , es decir $\varepsilon = (\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$, y de la diferencia entre las emisividades en los canales 4 y 5, $\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$. La gran variabilidad de la emisividad de la superficie terrestre, en

función del grado de cobertura de vegetación, del tipo de suelo, etc., confiere una gran importancia a la corrección por emisividad en el método de split-window y hace necesario el conocimiento de ϵ y $\Delta\epsilon$ para las distintas áreas de estudio.

RESULTADOS

Los coeficientes que intervienen en la ecuación de split-window (ecuación 6) son función de la absorción y la emisión atmosférica en la ventana espectral 10,5- 12,5 μm , donde el principal gas absorbente es el vapor de agua. La transmisividad del vapor de agua es sumamente variable, pudiendo estimarse entre 95% para atmósferas secas y 30-40% para atmósferas tropicales. Esta variabilidad atmosférica debe tenerse en cuenta a la hora de determinar los coeficientes de split-window. También se ha de considerar el efecto pequeño pero significativo de otros constituyentes atmosféricos, como el dióxido de carbono y los aerosoles.

Para evaluar los coeficientes de la ecuación (6) hemos utilizado el modelo LOWTRAN 7 (Kneizys et al, 1988) aplicado a un conjunto de perfiles verticales de temperatura y humedad relativa de distintas atmósferas estándar y un conjunto de radiosondeos registrados por el I.N.M. El programa LOWTRAN 7 calcula la transmisividad y la radiancia emitida por el vapor de agua y de las demás especies atmosféricas (CO_2 , N_2O , O_3 , CO y CH_4) con una resolución espectral de 20 cm^{-1} , con lo que podemos integrar estas magnitudes en la banda espectral de un canal concreto. En este trabajo hemos utilizado las funciones de respuesta espectral de los canales 4 y 5 del sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA 11.

A continuación mostramos los resultados obtenidos a partir de estos cálculos. La figura 1 muestra la variación del coeficiente A en función del contenido total de vapor de agua de la atmósfera, W (g/cm^2). Para atmósferas húmedas, la absorción del vapor de agua hace que el coeficiente A crece a medida que lo hace W.

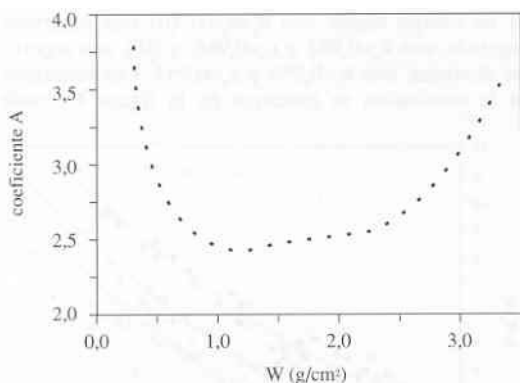


Figura 1.- Coeficiente A de la ecuación de split-window, en función del contenido total de vapor de agua de la atmósfera, W. Se ha considerado observación vertical.

Sin embargo, para atmósferas más secas ($W < 1 \text{ g}/\text{cm}^2$), la absorción del vapor de agua es pequeña y la importancia relativa de los gases fijos aumenta. Esto trae como consecuencia que las transmisividades en ambos canales, τ_4 y τ_5 se hacen aproximadamente iguales y se obtienen valores muy altos para A. Por otra parte, la figura 2 muestra los resultados obtenidos para el coeficiente Bg, que también muestra una marcada variabilidad atmosférica. Para atmósferas secas se obtienen valores de Bg de 0,5 K, que disminuyen con la humedad, alcanzando valores menores que -1 K para atmósferas tropicales.

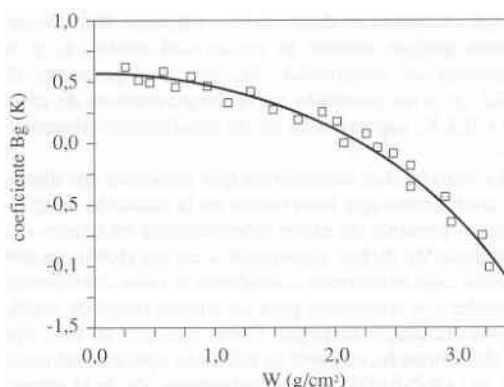


Figura 2.- Coeficiente Bg de la ecuación de split-window en función de Wg. Se ha considerado observación vertical.

En la figura 3 se muestran los resultados obtenidos para los coeficientes α y β necesarios para evaluar el efecto de la emisividad (ecuación 8). Estos son también dependientes de la atmósfera, aunque además se observa una ligera dependencia con la temperatura de la superficie. En todo caso la variación del coeficiente α (que evalúa el efecto de la emisividad media de la superficie), es pequeña, obteniéndose valores próximos a 50 K. Contrariamente, el coeficiente β (que evalúa el efecto de la diferencia espectral de la emisividad) presenta una clara disminución con la humedad de la atmósfera.

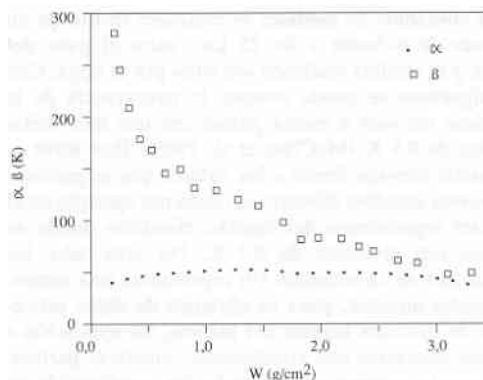


Figura 3.- Coeficientes α y β de la corrección de emisividad en la ecuación de split-window, en función de W.

Así por ejemplo tenemos valores de β de 150, 70, y 50 K para las atmósferas estándar de latitudes medias en invierno y en verano, y tropical. A partir

de estos resultados podemos hacer una estimación del impacto de la emisividad de la superficie en el método de split-window, es decir en el coeficiente $B(\epsilon)$. Suponiendo que se conoce la emisividad media, ϵ , y la diferencia de emisividad, $\Delta\epsilon$, con una precisión de 0,005, el error cometido en la temperatura es de entre 0,8 y 0,4 K, dependiendo de las condiciones atmosféricas.

La variabilidad atmosférica que presentan los distintos coeficientes que intervienen en la ecuación de split-window presenta un grave inconveniente en cuanto a la aplicación de dichos algoritmos a escala global, ya que en este caso estaríamos considerando unos coeficientes atmosféricos constantes para un amplio rango de condiciones climáticas distintas. Como ejemplo de este tipo de algoritmos mostramos el utilizado operacionalmente por NOAA/NESDIS para la determinación de la temperatura de la superficie del mar. Este algoritmo viene dado por la ecuación (McClain, comunicación personal):

$$T = 1,02455 T_4 + 2,45(T_4 - T_5) + 0,64(T_4 - T_5)(\sec\theta - 1) \quad (9)$$

donde se ha incluido el efecto del ángulo de observación, θ , a través del factor $(\sec\theta - 1)$. Los coeficientes de este algoritmo han sido obtenidos mediante regresión estadística entre un conjunto de temperaturas de satélite y las correspondientes temperaturas del mar medidas con boyas a 1 m de profundidad. La coincidencia entre ambos conjuntos de medidas se establece dentro de un intervalo de 6 horas y de 25 km, entre el paso del satélite y la medida realizada «in situ» por la boya. Con este algoritmo se puede obtener la temperatura de la superficie del mar a escala global con una desviación estándar de 0,8 K (McClain et al, 1989). Este error es demasiado elevado frente a los valores que se precisan en diversos estudios climáticos, como por ejemplo en el caso del seguimiento del cambio climático donde se requiere una precisión de 0,3 K. Por otro lado, los coeficientes de la ecuación (9) representan una atmósfera media mundial, pues se obtienen de datos procedentes de diversos lugares del planeta. Su aplicación a regiones concretas con condiciones climáticas particulares, puede acarrear una degradación considerable en las temperaturas obtenidas (errores sistemáticos importantes).

Por ello, una solución consistiría en definir distintos algoritmos lineales con coeficientes constantes, adecuados a situaciones climáticas más restringidas (Minnett, 1990). En la tabla 1 damos los valores que hemos obtenido en este trabajo para los coeficientes de la ecuación (6) en el caso de distintas atmósferas estándar, que pueden tomarse como representativas de buena parte de la variabilidad atmosférica global. Tendríamos así un conjunto de algoritmos regionales y estacionales aplicables a áreas determinadas. Como ejemplo podemos citar el algoritmo de latitudes medias recientemente desarrollado por nosotros (Coll et al,

1993b). Este algoritmo ha sido validado utilizando un conjunto de unas 400 medidas «in situ» de temperatura del mar, tomadas en el Mediterráneo y el Atlántico Norte, y medidas coincidentes del satélite NOAA, obteniéndose un error estándar de estimación de 0,5 K.

Otra posibilidad para tener en cuenta la variabilidad atmosférica en el método de split-window es utilizar un algoritmo de tipo global, pero incluyendo explícitamente esta dependencia en los coeficientes, especialmente en A. Walton (1988) ha propuesto un coeficiente A dependiente a su vez de las temperaturas T_4 y T_5 , que interviene en los denominados algoritmos CPSST (Cross Product Sea Surface Temperature). El algoritmo CPSST actualmente operativo en NOAA/NESDIS viene dado por la siguiente ecuación (McClain, comunicación personal):

$$T = \frac{0,19218T_5 - 49,54}{0,20524T_5 - 0,17334T_4 - 6,72} (T_4 - T_5 + 0,85) + 0,93635T_5 + 0,80(T_4 - T_5)(\sec\theta - 1) - 272,36 \quad (10)$$

que mejora en algunos casos los resultados obtenidos por los algoritmos MCSST (Walton, 1988; McClain, 1989).

Por otra parte, Coll et al. (1993a) proponen el coeficiente A como función lineal de la diferencia de temperaturas $T_4 - T_5$, para tener en cuenta el hecho de que a medida que aumenta la humedad atmosférica, lo hacen A y $T_4 - T_5$. Para mostrar esta hipótesis hemos simulado medidas de los canales 4 y 5 del sensor AVHRR sobre una gran variedad de condiciones atmosféricas (con W variando entre 0,3 y 3,2 g/cm²) utilizando el programa LOWTRAN 7. Para cada atmósfera hemos tomado cuatro temperaturas de la superficie distintas (entre 5 K por debajo y 10 K por encima de la temperatura del aire) y tres ángulos de observación ($\theta = 0^\circ, 30^\circ$ y 50°). Para estudiar también el efecto de la emisividad de la superficie hemos considerado tres superficies distintas: (i) un cuerpo negro, con $\epsilon_4 = \epsilon_5 = 1$, (ii) una superficie vegetada, con $\epsilon_4 = 0,982$

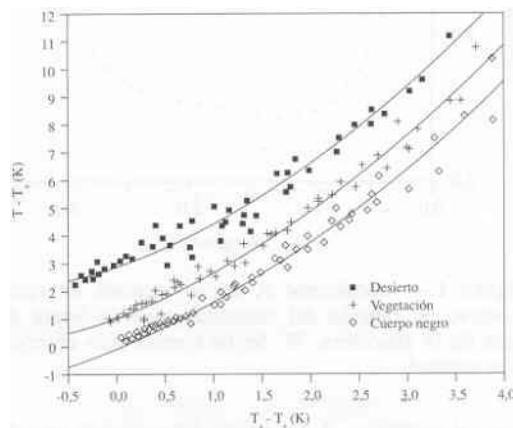


Figura 4.- Simulación de medidas de satélite para tres superficies distintas indicadas en la figura. Las líneas continuas representan las curvas de regresión cuadráticas $T - T_4$ frente a $T_4 - T_5$

y $\varepsilon_5=0,986$, y (iii) una superficie desértica, con $\varepsilon_4=0,956$ y $\varepsilon_5=0,967$. Los resultados de la simulación se muestran en la figura 4, donde representamos la diferencia $T-T_4$ frente a T_4-T_5 observándose un comportamiento no lineal; concretamente, las líneas de regresión se aproximan bastante a un comportamiento parabólico. De ahí que proponemos una ecuación cuadrática, en la cual el coeficiente A no es una constante sino que depende linealmente de la diferencia de temperaturas T_4-T_5 :

$$A = a_0 + a_1 (T_4 - T_5) \quad (11)$$

En la figura 4 se aprecia que los coeficientes a_0 y a_1 no dependen de la emisividad de la superficie, cuyo efecto $B(\varepsilon)$ viene dado por la ordenada en el origen de las líneas de regresión, obteniéndose $B(\varepsilon)=0$ en el caso (i), $B(\varepsilon)=1,2$ K en el caso (ii), y $B(\varepsilon)=3,0$ K en el caso (iii).

Para determinar los coeficientes a_0 , a_1 y B_g hemos usado dos colecciones distintas de datos reales suministradas por NOAA/NESDIS y el CMS-Lannion respectivamente, y compuestas por 765 medidas «in situ» de temperatura del mar tomadas en distintas áreas del globo (incluyendo áreas tropicales) y medidas coincidentes tomadas desde el satélite NOAA. Con esto los resultados obtenidos son: $a_0=1,0$, $a_1=0,58$ K⁻¹, $B_g=0,51$ K, con un error de estimación de 0,7 K para la temperatura de la superficie del mar. Como comparación, en el caso de usar un algoritmo lineal para el mismo conjunto de datos se obtiene un error de 0,8 K. Con este algoritmo cuadrático, e incluyendo el error debido al término de emisividad analizado anteriormente (con una incertidumbre de 0,005 en ε y $\Delta\varepsilon$), el error total en la determinación de la temperatura de la superficie del suelo puede oscilar entre 1,1 y 0,8 K, dependiendo de las condiciones atmosféricas.

Otra posibilidad recientemente propuesta para mejorar los resultados obtenidos por el método de split-window es modificar la estructura del método para introducir el cociente de transmisividades, $R=\tau_4/\tau_5$, que es una medida de la humedad de la atmósfera (Kleespies and McMillin, 1990; Harris and Mason, 1992; Sobrino et al, 1993). Este cociente puede obtenerse a partir de los gradientes horizontales de T_4 y T_5 observados en las imágenes de temperatura. Con esta información adicional se pueden producir mejoras en la corrección atmosférica cuando los factores que incrementan la absorción atmosférica (humedad, ángulo de observación) son grandes.

MEDIDAS DE EMISIVIDAD

En las secciones anteriores hemos puesto de manifiesto la importancia de la emisividad de la superficie para la determinación de la temperatura de la superficie del suelo. Es entonces necesario disponer de mapas de ε y de $\Delta\varepsilon$ de la zona de estudio,

que representen la gran variabilidad espacial de la emisividad de la superficie terrestre. Para ello será imprescindible realizar medidas de emisividad en el campo. Para la medida de la emisividad media, ε , proponemos el uso de un método de campo sugerido por Sobrino y Caselles (1992), que se basa en el método de la caja y en la relación:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + \delta\varepsilon \quad (12)$$

donde ε_0 viene dado por la fórmula de Dana y $\delta\varepsilon$ es un factor corrector que tiene en cuenta la geometría de la caja y las condiciones de la medida, y puede determinarse usando dos superficies estándar (hierba y arena). Utilizando radiómetros con funciones filtro que operan en la banda 10,5-12,5 μm , los valores obtenidos se ajustan bien a la emisividad media en los canales 4 (10,5-11,5 μm) y 5 (11,5-12,5 μm). Con ellos se puede medir la emisividad de distintas superficies interesantes en teledetección (vegetación, distintos tipos de suelo).

La tabla 1 muestra los valores de emisividad medidos para distintos tipos de superficie en el área de Barrax (Albacete), un área experimental del Proyecto EFEDA, y la figura 5 muestra el mapa digitalizado de emisividad para dicha área

superficie	ε_0	ε_a	desviación estándar
maíz + suelo húmedo	0.981	0.991	0.005
maíz + suelo seco	0.963	0.982	0.009
alfalfa	0.973	0.987	0.008
cebada de regadío	0.960	0.980	0.008
cebada de secano	0.953	0.977	0.011
suelo en barbecho	0.955	0.978	0.013
suelo del maíz (seco)	0.944	0.973	0.008
suelo del maíz (húmedo)	0.988	0.994	0.005

Tabla 1.- Valores de la emisividad para el área de Barrax (Caselles et al., 1992)



Figura 5.- Mapa de emisividad obtenida para la zona de Barrax (Albacete), incluida en el área experimental del Proyecto EFEDA (Caselles et al, 1992).

Para obtener mapas de emisividad a escala NOAA, se propone un método basado en el índice vegetación (NDVI), el cual puede usarse para estimar las proporciones de vegetación y suelo desnudo para cada píxel (Kerr et al, 1992). Midiendo la emisividad de la vegetación (máxima) y del tipo de suelo presente (mínima), la emisividad para cada píxel de la imagen se calcularía como

$$\varepsilon = P_v \varepsilon_v + (1 - P_v) \varepsilon_s \quad (13)$$

siendo P_v la proporción de vegetación y ε_v y ε_s la emisividad de la vegetación y del suelo, respectivamente. Como ejemplo de aplicación, la figura 6 muestra el mapa de emisividad obtenido para una región de Níger estudiada dentro del marco del proyecto HAPEX-Sahel (Caselles et al, 1993).

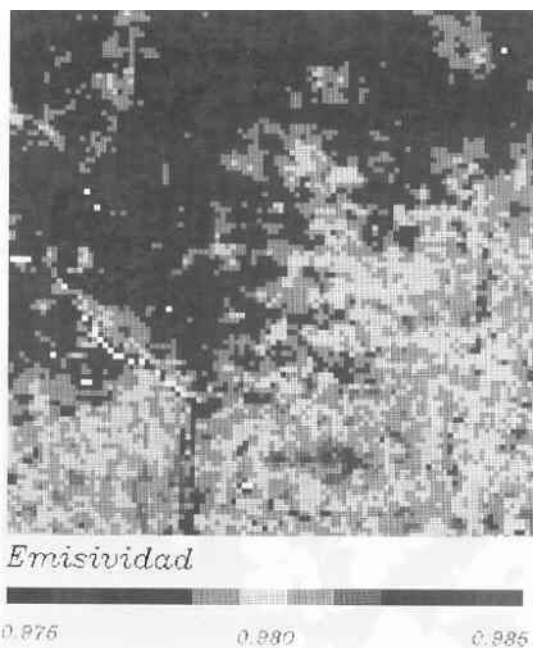


Figura 6.- Mapa de emisividad del área de estudio del proyecto HAPEX-Sahel en el Níger (2°-3° E, 13°-14° N) (Caselles et al, 1993).

Sin embargo, este método no es aplicable para obtener mapas de la diferencia de emisividad, $\Delta\varepsilon$, ya que no es posible en la práctica realizar medidas espectrales de la emisividad en condiciones de campo. De hecho, en la literatura sólo es posible encontrar medidas espectrales de laboratorio de componentes vegetales (distintos tipos de hojas, material leñoso) y de muestras de suelo (Elvidge, 1988; Salisbury and D'Aria, 1992). Un procedimiento alternativo para determinar $\Delta\varepsilon$ a partir de datos de satélite ha sido sugerido por Coll et al. (1993c), el cual precisa del conocimiento del perfil atmosférico de vapor de agua. El procedimiento se basa en que la diferencia de temperaturas medida por el satélite, $T_4 - T_5$, es una función de la absor-

ción diferencial del vapor de agua y de otros componentes atmosféricos, y de la diferencia espectral de emisividad $\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$. De esta forma, si se conoce el perfil vertical de vapor de agua y temperatura (a través de radiosondeos coincidentes con el paso del satélite), se puede separar el efecto de la emisividad del efecto atmosférico presente en $T_4 - T_5$ usando un modelo de transmisividad atmosférica.

Así, siempre que tengamos la información referente al estado atmosférico es posible construir mapas de $\Delta\varepsilon$ de la zona de estudio, a la resolución espacial del sensor AVHRR y con sus mismas funciones de respuesta espectral. Como ejemplo de aplicación Figuras 7ª y 7b muestran respectivamente las imágenes de $\Delta\varepsilon$ correspondientes a las áreas de España y Níger (Proyectos DEMON y HAPEX-Sahel).

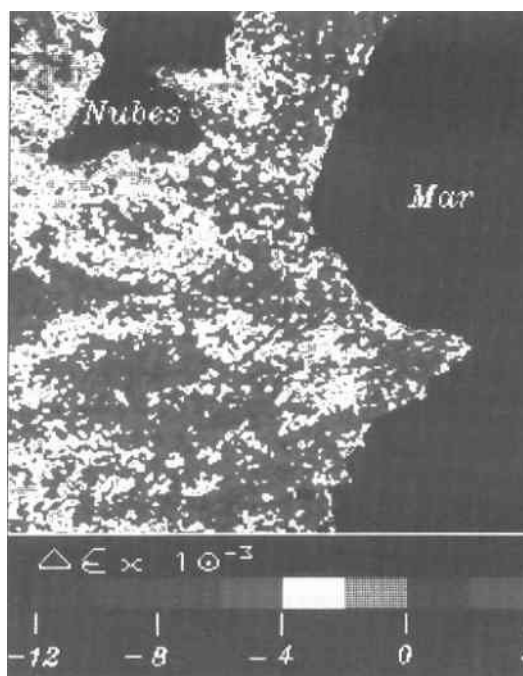


Figura 7a.- Imágenes de $\Delta\varepsilon$ para el área de valenciana (Coll et al, 1993a).

APLICACIÓN DEL METODO

La determinación de la temperatura de la superficie del suelo mediante el modelo propuesto, el cual necesita del uso de datos obtenidos desde satélite junto con medidas efectuadas en tierra, puede llevarse a cabo siguiendo los pasos establecidos en el esquema que se muestra en la figura 8:

1.- A partir de las imágenes de T_4 y T_5 calcularemos la imagen diferencia $T_4 - T_5$, y usándola en la ecuación (11) determinaremos la imagen del coeficiente A para el área de interés.

2.- Utilizando los mapas de ε y $\Delta\varepsilon$ construidos, el valor $\alpha \approx 50$ K y el valor de β elegido de acuerdo con las particulares condiciones climáticas de la zona, usaremos la ecuación (8) y obtendremos una

imagen del coeficiente $B(\epsilon)$ para nuestra área de estudio.

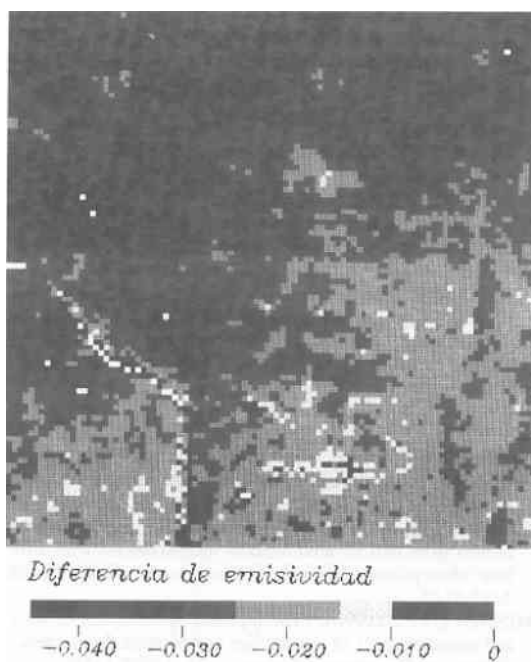


Figura 7b.- Imágenes de $\Delta\epsilon$ para el área del Sabel (Caselles et al, 1993).

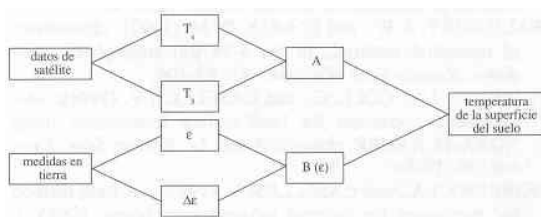


Figura 8.- Esquema de los diferentes pasos a seguir para aplicar de la metodología propuesta.

3.- Finalmente, sustituyendo las imágenes de T_4, T_5, A y $B(\epsilon)$, y el valor de B_g en la ecuación (6) obtendremos la imagen de temperatura de la superficie del suelo.

Como ejemplo de este procedimiento mostramos en la figura 9 la imagen de temperatura obtenida para el área valenciana. Para construir la imagen hemos utilizado un algoritmo de latitudes medias (Coll et al, 1993b), incluyendo el efecto de la emisividad a través de los coeficientes α y β de latitudes medias en invierno (ver tabla 2). Previamente se habían obtenido los mapas de ϵ y $\Delta\epsilon$ según los procedimientos descritos en la sección anterior.

CONCLUSIONES

En este trabajo hemos propuesto el uso de una metodología operativa para determinar la temperatura superficial del suelo, que nos permite conocer la variabilidad espacial de este parámetro ambiental con una precisión que oscila entre 0,8 y 1,1 °C (en función de las condiciones climáticas), la cual

es suficiente para la mayor parte de las aplicaciones medioambientales. Para la aplicación del método es necesario conocer la emisividad media en la ventana 10,5-12,5 μm , ϵ , y la variación espectral de la emisividad dentro de esta ventana, $\Delta\epsilon$. En este trabajo hemos descrito también dos métodos para construir mapas de emisividad (ϵ y $\Delta\epsilon$) a partir de imágenes del satélite NOAA.

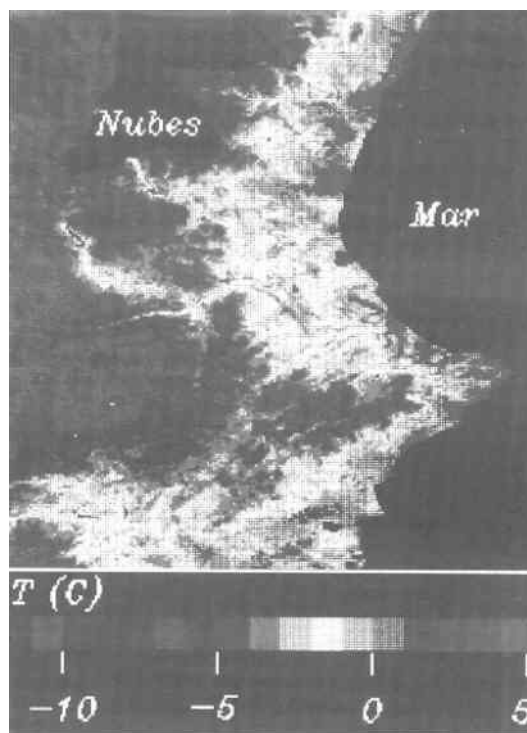


Figura 9.- Imagen de temperatura obtenida para el área valenciana (Coll et al, 1993a).

atmósfera	W (g/cm ²)	A	B _g (K)	α (K)	β (K)
latitudes medias invierno estándar U.S.A.	0,69	2,56	0,44	47	145
latitudes medias verano tropical	1,13	2,40	0,25	50	126
	2,36	2,61	-0,06	45	73
	3,32	3,54	-1,12	38	48

Tabla 2.- Valores de los coeficientes de la ecuación de split-window para distintas atmósferas estándar.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Comisión de Comunidades Europeas (Proyectos No. EV5V-CT91-0033 y CT91-0035 y EV5V-CT91-0035) por la ayuda económica recibida.

BIBLIOGRAFIA

ANDING, D. y KAUTH, R. (1970). «Estimation of sea surface temperature from space». *Remote Sensing of Environment*, 1: 217-220.

- BECKER, F. (1987). «The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite», *Int. J. Remote Sens.*, 8: 1509
- BECKER, F., and LI, Z.-L. (1990). «Towards a local split-window method over land surfaces», *Int. J. Remote Sens.* 11: 369-394.
- CASELLES, V., COLL, C., and VALOR, E. (1992). «Emissivity measurements and temperature transects in the Barrax area. Meeting of the EFEDA Project Teams», Toulouse, 18-20 November, 1992.
- CASELLES, V., COLL, C., and VALOR, E. (1993). «An operative methodology for obtaining land surface temperatures in Sahelian conditions using NOAA-AVHRR data», en *First Hapex-Sahel investors meeting*, Toulouse, 12. 14 May, 1993.
- COLL, C., CASELLES, V., y SOBRINO, J. A. (1991). «El continuo de absorción del vapor de agua en la ventana atmosférica de los 8-13 μm ». *Revista Española de Física*, 5: 25-30.
- COLL, C., CASELLES, V., SOBRINO, J. A., and VALOR, E. (1993a). «On the atmospheric dependence of the split window equation for land surface temperatures», *Int. J. Remote Sens.* (en prensa).
- COLL, C., CASELLES, V., and VALOR, E. (1993b). «Atmospheric correction and determination of sea surface temperatures in midlatitudes from NOAA-AVHRR data», *Atmospheric Research* (en prensa).
- COLL, C., CASELLES, V., and SCHMUGGE, T.J. (1993c). «Estimation of the land surface emissivity difference in the split window channels of AVHRR». *Remote Sens. Environ.* (submitted).
- DESCHAMPS, P. Y. and PHULPIN T. (1980). «Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm », *Boundary Layer Meteorology*, 18: 131-143.
- EL VIDGE, C.D. (1988). «Thermal infrared reflectance of dry plant materials: 2.0-20.0 μm », *Remote Sens. Environ.*, 26: 265-285.
- HARRIS, A. R., and MASON, I. M. (1992). «An extension to the split-window technique giving improved atmospheric correction and total water vapour», *Int. J. Remote Sens.*, 13: 881-892.
- KERR, Y. H., LAGOUARDE, J. P., and IMBERNON, J. (1992). «Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm», *Remote Sens. Environ.*, 41: 197-209
- KLEESPIES, T. J. and McMILLIN, L. M. (1990). «Retrieval of precipitable water from observations in the split-window over varying temperatures», *J. Appl. Meteor.*, 29: 863-876.
- KNEIZYS, F. X., et al. (1988). Users guide to LOWTRAN 7. Technical Report AFGL-TR-88-0177, Optical/Infrared Technology Division, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.
- McCLAIN, E. P., PICHEL, W. G. and WALTON, C. C. (1985). «Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures», *Journal of Geophysical Research*, C6: 11587-11601.
- McCLAIN, E. P. (1989). «Global sea surface temperatures and cloud clearing for aerosol optical depth estimates», *Int. J. Remote Sens.*, 10: 763-769.
- McMILLIN, L. M. (1975). «Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption». *Journal of Geophysical Research*, 36: 5113-5117.
- MINNETT, P. J. (1990). «The regional optimization of infrared measurements of sea surface temperature from space», *Journal of Geophysical Research*, 95: 13497-13510.
- PRABHAKARA, C., DALU, G., and KUNDE, V. G. (1974). «Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-to 13 μm window region», *Journal of Geophysical Research*, 79: 5039-5044.
- PRICE, J.C. (1984). «Land surface temperature measurements from the split-window channels of the NOAA 7 AVHRR», *Journal of Geophysical Research*. D5: 7231-7237.
- SALISBURY, J. W., and D'ARIA, D. M. (1992). «Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window». *Remote Sens. Environ.*, 42: 83-106.
- SOBRINO, J.A., COLL, C., and CASELLES, V. (1991). «Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-II AVHRR channels 4 and 5». *Remote Sens. Environ.* 38: 19-34.
- SOBRINO, J.A., and CASELLES, V. (1992). «A field method for measuring the thermal infrared emissivity». *ISPRS J. Photogramm. Remote Sensing (forthcoming)*.
- SOBRINO, J.A., LI, Z.L., and STOLL, M. P. (1993). «Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimating satellite sea surface temperatures», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, (en prensa).
- WALTON, C. C. (1988). «Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data», *Journal of Applied Meteorology*, 27: 115-124.