

Desarrollo de una metodología para la obtención de imágenes de inercia térmica a partir de los datos del sensor AVHRR/2

M. H. El Kharraz, J. A. Sobrino, J. Cuenca y N. Raissouni
 Departamento de Termodinámica. Facultad de Física. Universidad de Valencia. 46100 Burjassot (Valencia)

RESUMEN

En el presente trabajo se desarrolla una metodología de tipo operativo para determinar la inercia térmica de la superficie terrestre a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR/2 (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo de la serie de satélites NOAA. Esta metodología tiene en cuenta la calibración de los datos de satélite, la geometría de observación y la corrección de los efectos atmosféricos. Con este fin, se proponen los algoritmos que permiten obtener la diferencia de temperatura de la superficie terrestre en las diferentes pasadas del sensor por la misma zona, y el albedo de la superficie. La importancia de la metodología desarrollada radica en que no necesita de datos externos a los proporcionados por el satélite. Finalmente se muestran los primeros ejemplos concretos de aplicación a una zona de Africa, usando para ello imágenes y datos correspondientes al proyecto de investigación HAPEX-Sahel.

PALABRAS CLAVE: Inercia térmica, NOAA, AVHRR/2, temperatura, albedo.

ABSTRACT

In the present work is set an operative methodology which permits to determine the thermal inertia from the on board of NOAA serie satellites AVHRR/2 (Advanced Very High Resolution Radiometer) sensor data. This methodology takes into account satellite calibrations, viewing geometry and correction of atmospheric effects. With this aim, the algorithms that allow to obtain the temperature difference on the Earth surface at the different passes of the satellite over the same area as well as the surface albedo are proposed. Finally, we present the preliminary results obtained using the proposed method and methodology from AVHRR/2 data over Africa. Otherwise, there are shown the first concrete examples of the application of the developed methodology, using images and data corresponding to the research project HAPEX-Sahel.

KEY WORDS: Thermal inertia, NOAA, AVHRR/2, temperature, albedo.

INTRODUCCIÓN

La variación diaria de la temperatura de la superficie terrestre (capa biológica), está condicionada en gran parte por la naturaleza y contenido en agua del suelo, así como por su cobertura vegetal. En función de esto, podemos utilizar las medidas de temperatura para deducir de ellas información de utilidad agrometeorológica. En particular, el conocimiento de la humedad del suelo en una zona agrícola es del mayor interés, ya que el microclima bajo el cual se produce el desarrollo de la vegetación está condicionado en gran parte por el contenido en agua del suelo.

La influencia microclimática de este complejo sistema puede estudiarse mediante la determinación de su inercia térmica (Bernier y Bonn, 1979), parámetro que nos proporciona una medida de la resistencia que presenta el sistema suelo-vegetación a cambiar su temperatura.

La inercia térmica es por tanto una medida de la respuesta térmica de un material a las variaciones de temperatura, y comanda las temperaturas que puede alcanzar la superficie terrestre bajo el efecto

de las variaciones diurnas o anuales de la temperatura del aire.

Este parámetro, que de aquí en adelante simbolizaremos por la letra P y que viene dado en $J_s^{-1/2} m^2 K^{-1}$, se define como:

$$P = \sqrt{\rho c k} \quad (1)$$

donde ρ es la densidad del suelo ($Kg m^{-3}$), c es el calor específico del suelo ($J Kg^{-1} K^{-1}$) y k es la conductividad térmica ($J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$).

La Tabla 1, construida de Caselles (1983), muestra los valores de inercia térmica obtenidos por varios autores para diferentes tipos de superficies y distintas coberturas vegetales de la superficie del suelo. De la misma se desprende que el intervalo total de variación de la inercia térmica es importante para suelos, desde 500 a 2500 UIT (unidad de inercia térmica que utilizaremos en lo que sigue de este trabajo, $1 UIT = 1 W m^{-2} K^{-1} s^{1/2}$) dependiendo del contenido en humedad. Por otra parte, las rocas presentan valores de inercia térmica más elevados, de 2000 a 4000 UIT, dependiendo de su naturale-

za. Para suelos cubiertos de vegetación los valores son mayores que para aquellos sin cobertura vegetal, aumentando a medida que lo hace la altura y densidad de ésta. Además, y a la vista de los datos de la Tabla 1, se muestra otra de las posibles aplicaciones del concepto de inercia térmica, como lo es la distinción entre la nieve, el hielo y las nubes, que como es sabido es difícil por su color. Sin embargo esta diferenciación es posible si se utiliza el concepto de inercia térmica (ya que la nieve fresca tiene un valor del orden de 150 UIT, el hielo 2000 UIT y las nubes superior a 5000 UIT).

Ahora bien, el cálculo de los valores de inercia térmica a partir de medidas realizadas "in situ", presenta la dificultad de proporcionamos una medida puntual, que si bien puede ser suficientemente precisa, no puede tomarse como representativa de zonas extensas. Por esta razón, y desde un punto de vista técnico, la única forma de obtener una representación sinóptica de la inercia térmica a escala regional, es mediante el uso de datos suministrados por sensores situados a bordo de satélites o aviones.

Los primeros intentos para determinar la inercia térmica a partir de los datos procedentes de los satélites se remontan al año 1978, con el lanzamiento el 26 de abril de ese año del satélite HCMM (Heat Capacity Mapping Mission). El HCMM posee dos canales, uno que cubre la banda comprendida entre los 0,5 a los 1,1 µm (visible-infrarrojo próximo), permitiendo por tanto determinar el albedo de la superficie terrestre, y otro que cubre la banda espectral comprendida entre los 10,5 a los 12,51JIn (infrarrojo térmico), que permite determinar la temperatura de la superficie terrestre. Con este sensor, Price (1977) obtiene un producto que denomina *inercia térmica aparente* mediante una expresión simple que utiliza los datos de temperatura y albedo proporcionados por

Material	P (UIT)	Fuente
Agua y Nubes	5000	Vieillefose y Favard (1979)
Hielo	2000	"
Nieve	150	"
Arena seca	590	Price (1982)
Arena húmeda	2500	
Arcilla seca	550	"
Arcilla húmeda	2200	
Pizarra	1900	Miler y Watson (1977)
Granito	2200	"
Cuarzo	4000	Price (1982)
Pasto	2000	Bernier et al. (1980)
Césped	2100	
Maíz	2700	"
Alfalfa	2900	"
Avena	2500	"
Árboles frondosos	4200	"

Tabla 1.-Valores de inercia térmica aparente que presentan

el HCMM pero sin corregir de los efectos perturbadores que introduce la atmósfera. El modelo desarrollado por Price (1977) relaciona la inercia térmica P con la reflectividad y la temperatura de la superficie, de acuerdo con:

$$P = N \frac{(1-\alpha)\pi A_1}{\Delta T} \quad (2)$$

donde la constante N vale 41923,68 K m⁻²s^{-1/2}, a es el albedo de la superficie, ΔT es la diferencia de temperaturas día-noche del mismo pixel y a la hora de paso del satélite y A₁ es el primer coeficiente del desarrollo en serie de Fourier, que viene dado según:

$$A_1 = \frac{2}{\pi} \sin\delta \sin\lambda \sin\psi + \frac{1}{2\pi} \cos\delta \cos\lambda [\sin(2\psi) + 2\psi] \quad (3)$$

con Ψ=arccos (tgδ tgα), δ es la declinación solar y λ es la latitud del lugar en el que aplicaremos el método, ambas medidas en radianes.

Ahora bien, después del lanzamiento del HCMM, los últimos años se han caracterizado por un importante avance en cuanto a la versatilidad y calidad de los satélites artificiales operativos. Un claro ejemplo de esto son la serie de satélites NOAAs. Éstos consisten en 2 satélites que operan simultáneamente en órbitas casi-polares complementarias, de forma que una de ellas cruza el Ecuador aproximadamente a las 7h30min y 19h30min TMG y la otra a las 2h30min y 14h30min TMG. Entre otros sensores estos satélites llevan a bordo el AVHRR/2, que gracias a su cobertura espacial (1,1 kmx1,1 km), espectral (5 canales) y temporal los convierten en los más adecuados para nuestro objetivo de obtener la inercia térmica, ya que permiten:

- a) gracias a que poseen 2 canales térmicos el canal 4 y el 5 centrados en los 11 y 12 mm respectivamente, una adecuada corrección del efecto perturbador que introduce la atmósfera mediante el uso de la técnica split-window. Esta corrección no era posible con el HCMM, ya que al poseer un único canal térmico en la ventana atmosférica necesita para obtener la temperatura de la superficie terrestre de radiosondeos atmosféricos coincidentes con la hora de paso del sensor (Sobrino et al., 1991). Esto evidentemente resulta un inconveniente además de restar operatividad al método de corrección, y
- b) la determinación de la inercia térmica a la escala regional con una frecuencia diaria, mientras que en el caso del HCMM este producto sólo puede obtenerse cada 16 días.

Ante esta situación, el objetivo que nos hemos planteado en el presente trabajo es el de desarrollar y poner a punto una metodología operativa que permita determinar la inercia térmica a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR/2, a la vez que presentaremos los primeros ejemplos

concretos de su aplicación, usando para ello imágenes y datos correspondientes a una zona del Níger (Africa) en la que se llevo a cabo el experimento HAPEX-Sahel.

METODOLOGIA

Para definir la metodología a seguir, hemos partido de la ecuación (2). Esta necesita para su correcto funcionamiento del conocimiento de la temperatura de la superficie terrestre a la hora de paso del satélite y del conocimiento del albedo de la superficie, así como de otros factores, como son la latitud y la declinación solar. El hecho de utilizar la ecuación (2) presenta la ventaja de su simplicidad, sin embargo, no debemos olvidar que esta ecuación nos da un valor de inercia térmica aparente, que es adecuado cuando se aplica a zonas de suelo desnudo (Price, 1977), pero en zonas cultivadas o con presencia de vegetación, los resultados que proporciona el modelo deben tomarse con cierta precaución

(Price, 1985). En la actualidad, los autores del presente artículo trabajan sobre un modelo teórico que permita obtener la inercia térmica real de la superficie, si bien este modelo será el objeto de una futura publicación, la metodología a seguir es coincidente con la que aquí presentamos, y que se muestra de forma esquemática en la Figura 1. A continuación abordamos cada uno de estos problemas para el caso de los datos provenientes del sensor AVHRR/2 a bordo de la serie de los satélites NOAAs.

Determinación de la temperatura de la superficie terrestre

La determinación de la temperatura de la superficie terrestre a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR/2 es una de las cuestiones en las que nuestro grupo ha venido investigando de forma más intensa en los últimos años. De hecho, en la actualidad se dispone de algoritmos operativos que permiten determinar la temperatura de la superficie con un error próximo al grado (Sobrino et al., 1996). En el presente contexto, nuestro objetivo es el de adaptar la estructura de los algoritmos de tipo split-window al cálculo de las diferencias de temperatura, es decir ΔT en la ecuación (2), entre dos pasadas del sensor sobre la misma zona. Con este fin partimos del modelo desarrollado por Sobrino et al., (1996). Este modelo de tipo split-window, permite corregir el dato suministrado por el satélite del efecto perturbador que introduce la atmósfera así como del hecho de que la emisividad de la superficie observada difiera de la unidad.

Para una atmósfera en equilibrio termodinámico, la ecuación de transferencia radiativa proporciona la radiancia I_i medida desde el espacio en el canal i bajo un ángulo cenital θ como la suma de tres términos: 1) la radiación emitida por la superficie y que es atenuada por la atmósfera, 2) la radiación

emitida por la atmósfera hacia el sensor, y 3) la radiación descendente emitida por la atmósfera que incide en la superficie y luego es reflejada hacia el sensor:

$$I_{i\theta} = B_i(T_{i\theta}) = \varepsilon_{i\theta} B_i(T_s)\tau_{i\theta} + R_{atm\theta\uparrow} + R_i(ref)\tau_{i\theta} \quad (4)$$

En (4) todas las cantidades se refieren a una integración espectral sobre la banda del canal i . B_i es la función de Planck, $T_{i\theta}$ es la temperatura radiométrica medida al nivel del satélite, $\varepsilon_{i\theta}$ es la emisividad de la superficie, $B_i(T_s)$ es la radiancia medida si la superficie fuera un cuerpo negro a la temperatura de la superficie T_s , $\tau_{i\theta}$ es la transmisividad total de la atmósfera, y $R_{atm\theta\uparrow}$ es la radiancia atmosférica ascendente bajo el ángulo cenital θ , que viene dada por el teorema del valor medio, de

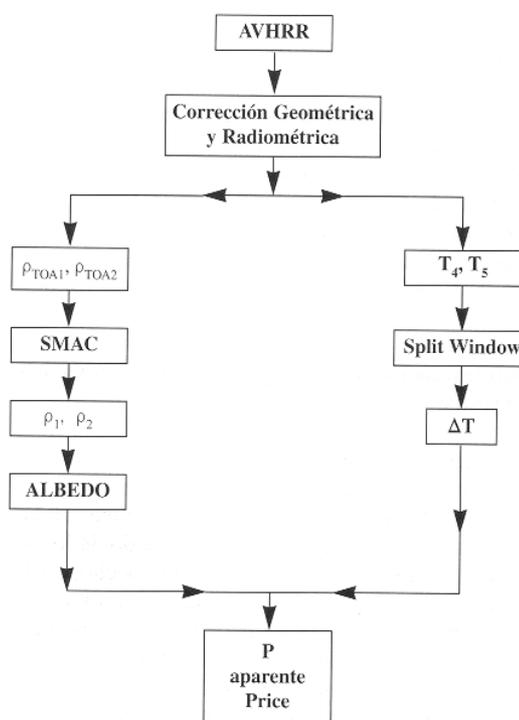


Figura 1. Esquema a seguir para obtener la inercia térmica a partir del Modelo de Price. ΔT representa la diferencia de temperatura de la superficie entre la pasada diurna (14h30min TMG) y la nocturna (2h30min TMG).

acuerdo con $R_{atm\theta\uparrow} = (1-\tau_{i\theta}) B_i(ref)$ la radiancia atmosférica reflejada, dada por Sobrino et al., (1996), de acuerdo con $R_i(ref) = (1-\varepsilon_{i\theta}) (1-\tau_{i53}) B_i(T_{ai})$. Esta última expresión se ha obtenido considerando que la transmisividad de la radiación difusa es cuantitativamente equivalente a la transmisividad de la radiación directa a la misma masa de materia absorbente pero a 53° (Kondratyev, 1969). De esta forma, la ecuación (4), puede escribirse como,

$$B_i(T_i) = \varepsilon_i B_i(T_s) + [(1-\tau_{i\theta}) + (1-\varepsilon_i)((1-\tau_{i53})\tau_{i\theta})] B_i(T_{ai}) \quad (5)$$

Sin embargo el inconveniente de este método radica en que necesita de un conocimiento preciso de los perfiles verticales de temperatura y humedad de la zona a estudiar, lo que hace necesario utilizar radiosondeos. Como disponer de estos datos es difícil, se han desarrollado modelos de tipo split-window, que evitan este inconveniente, basándose en que la atenuación atmosférica de la radiancia terrestre es proporcional a la diferencia entre las medidas de radiancia realizadas en dos canales térmicos distintos, sujetos a distinta absorción atmosférica. De esta forma, reescribiendo la ecuación (5) para dos canales de interés, i y j dentro de la ventana atmosférica, despejando para $B_i(T_s)$ y linealizando la función de Planck respecto a la temperatura, tomando el desarrollo de primer orden alrededor de T_i y de T_{ai} , se tiene:

$$T_s = T_i + A(T_i - T_j) B_0 + (1 - \epsilon) B_1 - \Delta \epsilon B_2 \quad (6)$$

donde T_i y T_j son respectivamente las temperaturas radiométricas, en los dos canales de interés i y j , y A , B_0 , B_1 y B_2 son los coeficientes split-window dados por (Sobrino et al., 1996):

$$A = \frac{1 - \tau_i}{\tau_i - \tau_j} \quad (7)$$

$$B_0 = A(1 - \tau_j)(T_{ai} - T_{aj}) \quad (8)$$

$$B_1 = \frac{(1 - \tau_i - \tau_{i53})}{(\tau_i - \tau_j)}(T_i - T_j) + \tau_{i53} L_i \quad (9)$$

$$B_2 = \tau_j A B_1 \quad (10)$$

siendo T_{ai} y T_{aj} respectivamente, las temperaturas atmosféricas en los canales de interés, $L_i = B(T_i) / [\delta B(T) / \delta T] T_i$ es un parámetro con dimensiones de temperatura, que puede obtenerse ajustando la función de Planck, como $B(T) \propto T^\eta$ (Price, 1984), con η un parámetro radiométrico que depende del canal y del intervalo de temperatura considerado. En particular, en el intervalo de temperaturas comprendido entre 260 K y 320 K hemos obtenido $\eta = 4.673$ y $\eta_5 = 4.260$ para los canales 4 (11 μm) y 5 (12 μm) del AVHRR/2. Una muestra de la validez de la estructura de la ecuación (6) para determinar la temperatura de la superficie a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR/2, puede obtenerse por simulación con el programa LOWTRAN7 (Kneizys et al., 1988). Este programa permite obtener los valores de la transmisividad atmosférica, así como las diferentes temperaturas incluidas en (6). A partir de estos datos, Sobrino et al., (1996) obtienen una desviación estándar de 0,4 K y un error máximo en la temperatura de 1.6 K, para un conjunto de 10.800 situaciones diferentes (60 radiosondeos x 5 temperaturas de la superficie x 36 combinaciones

diferentes de las emisividades). De esta forma la ecuación (6) permite modelizar claramente la influencia de la emisividad media en la ventana atmosférica. $(1 - \epsilon)$, así como su diferencia espectral, $\Delta \epsilon = (\epsilon_i - \epsilon_j)$, para cada perfil atmosférico. Por tanto para una correcta aplicación de la misma será necesario obtener los coeficientes split-window. Esto se verá posteriormente en la aplicación a la zona del Sahel.

El albedo de la superficie

Para obtener la inercia térmica a escala regional, es necesario conocer el albedo de la superficie a partir de los datos suministrados por los satélites artificiales. En términos generales el albedo puede definirse como el cociente entre la radiación reflejada por la superficie a la que incide sobre la misma. El albedo representa el valor medio de la reflectividad espectral hemisférica para el conjunto del espectro solar (prácticamente de 0,3 a 3,0 μm). El albedo de un suelo varía con el color, la humedad, el contenido en materia mineral y orgánica, y el estado de la superficie, disminuyendo a medida que aumentan los valores de las cantidades anteriores. Los suelos con tonalidades claras poseen un albedo mayor que los oscuros, por tanto los suelos arenosos poseen un albedo mayor que los arcillosos. Una idea acerca de los valores típicos que presenta el albedo de las superficies naturales puede encontrarla el lector en la Tabla 2, obtenida de Guyot (1993).

Tipo de superficie	Otras características	Albedo
Agua	de mar	0,03-0,10
Hielo	de glaciación de mar	0,20-0,40 0,30-0,40
Nieve	antigua fresca	0,40-0,70 0,45-0,95
Arena	seca húmeda	0,35-0,45 0,20-0,30
Arcilla	seca húmeda	0,20-0,35 0,10-0,20
Superficies agrícolas	praderas cultivos: maíz, arroz, etc. jardines	0,16-0,26 0,10-0,25 0,15-0,20
Bosques	de coníferas de hojas caducas	0,05-0,15 0,10-0,20

Tabla 2 Valores del albedo que presentan diferentes superficies naturales.

Hasta el momento diferentes autores se han ocupado en obtener el albedo de la superficie a partir de las radiancias visibles del Meteosat (Pinty y Ramond, 1987), del satélite Landsat (Brest y Goward, 1987), y de la serie de satélites NOAA (Saunders, 1990; Valiente et al., 1995). En nuestro caso (satélite NOAA) el albedo de la superficie se obtiene de acuerdo a:

$$\alpha = w_1 \rho_1 + w_2 \rho_2 \quad (11)$$

donde ρ_1 y ρ_2 son las reflectividades bidireccionales filtradas para los canales 1 y 2 del AVHRR/2 respectivamente, y donde w_1 y w_2 son los factores que tienen en cuenta la cantidad de radiación solar recibida en cada canal y para los que hemos adoptado los valores calculados por Saunders (1990): $w_1 = w_2 = 0,5$.

Ahora bien, para aplicar la ecuación (11) será necesario previamente corregir el dato suministrado por los canales, es decir la reflectividad, del efecto perturbador de la atmósfera. De hecho en las longitudes de onda del visible e infrarrojo próximo deben considerarse los tres mecanismos principales que atenúan la radiación en su paso a través de la atmósfera: la dispersión molecular (Rayleigh), la dispersión por aerosoles y la absorción gaseosa. Los primeros dos procesos también contribuyen a dispersar la radiación dentro del IFOV del satélite aumentando así la radiancia medida. Por otra parte, en estas longitudes de onda podemos despreciar la emisión de la atmósfera. Por tanto, para evaluar estos efectos atmosféricos y obtener la reflectividad de la superficie a partir de la reflectividad en el techo de la atmósfera (TOA) será necesario tener en cuenta la reflectividad del píxel y de sus alrededores, la banda espectral del sensor, los ángulos solares y de observación, y las características de la atmósfera. Con este fin, se han desarrollado en los últimos años diferentes modelos de corrección atmosférica. De entre ellos utilizaremos el modelo SMAC (Simplified Method for the Atmospheric Correction) desarrollado por Rahman y Dedieu, (1994). La ventaja de este método es, entre otras, la de ser mucho más rápido que otros más detallados como el 5S (Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum, Tanré et al., 1990) Y con una precisión similar a la hora de realizar las correcciones atmosféricas de las medidas de satélite en el espectro solar.

SMAC es especialmente útil para corregir la cantidad enorme de datos que se adquieren por los sensores de grandes IFOVs y de alta frecuencia temporal, como los ubicados a bordo de las órbitas polares y los satélites meteorológicos geoestacionarios. SMAC se basa en un conjunto de ecuación con coeficientes que dependen de la banda espectral del sensor. Utiliza formulaciones semiempíricas para describir las diferentes interacciones (absorción, dispersión, etc.) de la radiación solar en su paso a través de la atmósfera con los diferentes constituyentes atmosféricos. De esta forma, los coeficientes específicos del sensor para cada ecuación se determinan usando el mejor ajuste frente a los cálculos del código SS. El método puede ser utilizado en un modo directo, es decir, para calcular la reflectividad TOA conociendo la reflectividad de la superficie, o en el modo inverso para recuperar la reflectividad de la superficie a partir de la reflectividad TOA. En SMAC, las correcciones atmosféricas de las medidas de reflectividades realizadas por el satélite tienen en cuenta

los efectos de la dispersión de Rayleigh (moléculas) y de Mie (aerosoles) y también la absorción por el vapor de agua, ozono, oxígeno y dióxido de carbono. Para una descripción de las funciones analíticas del SMAC, el lector puede acudir a Rahman y Dedieu (1994). Con este método se encuentran errores del 3% en el cálculo de las reflectividades. En este punto estamos en condiciones de obtener, a partir de la reflectividad medida por el satélite en los dos canales 1 y 2 del AVHRR/2, la imagen del albedo sin más que aplicar la expresión:

$$\alpha = \frac{(\rho_1 + \rho_2)}{2} \quad (12)$$

Cálculo de otros parámetros

Además de la determinación del albedo y de la temperatura de la superficie, es necesario calcular el primer coeficiente de Fourier. Para ello calcularemos la declinación solar, es decir, el ángulo entre la línea que une los centros del Sol y de la Tierra al plano ecuatorial, y que cambia cada día, y a cada momento, se obtiene como (Iqbal, 1983):

$$\delta = (0,006918 - 0,399912 \cos\Gamma + 0,070257 \sin\Gamma - 0,006758 \cos 2\Gamma + 0,000907 \sin 2\Gamma - 0,002697 \cos 3\Gamma + 0,00148 \sin 3\Gamma) (180/\pi) \quad (13)$$

(para δ en grados)

donde $\Gamma = 2\pi(d_a - 1)/365$, es el ángulo del día, siendo d el número del día del año.

Finalmente recordemos que para calcular ΔT , se necesita la superposición de las imágenes a las diferentes horas de paso del sensor, para lo que se deben corregir geoméricamente las imágenes. Además en la imagen deberán identificarse y eliminarse del cálculo las zonas afectadas por nubes. Para ello son numerosos los test desarrollados y que permiten detectar aquellos píxels contaminados tanto en condiciones diurnas como nocturnas a partir de datos suministrados por el sensor AVHRR/2, entre ellos hemos elegido el dado por Saunders y Kriebel (1988).

APLICACION

A continuación veremos un ejemplo concreto de aplicación de la metodología propuesta para cartografiar la inercia térmica a escala regional. Como área de aplicación hemos elegido la zona del "Sahel". Sahel es una locución árabe que significa línea de costa "shore line" o punto de contacto entre dos sistemas extremos y se ha utilizado durante siglos para denominar una franja situada en el límite sur del desierto del Sabara y que se extiende en África desde el Océano Atlántico al Mar Rojo, a lo largo de 5500 Km (Tucker et al., 1985),

y con una anchura variable entre 400 y 500 Km. Es decir ocupa un área de unos 2,5 millones de Km².

En el presente contexto, por Sahel se entiende la zona ecológica que se corresponde con la zona de transición entre el desierto del Sabara y las sabanas húmedas de Africa situadas más al sur. Es muy frecuente dar la definición de esta zona en base a las isólinas de precipitación media anual. Así se puede decir que el Sahel se corresponde con la zona con precipitación media anual de 200 a 400 mm, que limita al norte con el Sabara (100-200 mm) y al sur con la zona sudanesa (400 a 600 mm). Por consiguiente, el Sahel presenta un fuerte gradiente de precipitación norte-sur (de 1 mm/Km aproximadamente). Aunque se dan cambios ambientales de este a oeste, las características fundamentalmente comunes a toda la zona del Sahel son la alta radiación solar, las altas temperaturas a lo largo del año, y la baja cantidad de precipitación anual, concentrada toda ella en un breve periodo de verano (estación húmeda) (Gilbert, 1993).

Dentro de esta zona se ha trabajado en la que se encuentra, aproximadamente, a 11°-16° N de latitud, y a 0°-5° E de longitud. Para ello hemos utilizado imágenes NOAAs de 512 x 512 píxeles, correspondientes al 26 de octubre de 1992. Este día (para el que se disponía de 2 imágenes NOAAs, correspondientes a los pases nocturnos y diurnos del NOAA-11) era uno de los más despejados de la base de datos de la experiencia HAPEX-Sahel (Hydrologic-Atmospheric Pilot Experiment).

Siguiendo la metodología presentada en el apartado anterior, se obtuvieron las imágenes de albedo y de diferencia de temperatura día-noche. La imagen del albedo (ver Figura 2.a) se ha construido a

partir de la ecuación (12), utilizando para ello las imágenes de reflectividad de los canales 1 y 2 corregidas de los efectos atmosféricos mediante SMAC. El valor del albedo en la imagen oscila entre un máximo de 0,55 y un mínimo de 0,12. Como se puede apreciar, la imagen muestra zonas extensas y homogéneas en el sur, en color azul, que presentan valores de albedo bajos (entre 0,1 y 0,2), mientras que las zonas del norte, donde hay zonas extensas de color rojo y de color amarillo, corresponden a valores altos del albedo. Esto es debido a que, como ya se ha indicado anteriormente, la zona sur es una zona con mayor presencia de vegetación que la zona norte. Esto viene confirmado por la imagen del índice de vegetación normalizado, NDVI=(r₂ - r₁)/(r₂ + r₁), dada en la Figura 2.b), en la que se observan claramente los valores altos al sur.

Por otra parte, la imagen de diferencia de temperatura día-noche puede observarse en la Figura 4.a). Esta imagen se ha construido aplicando la ecuación (6) para las dos pasadas del NOAA-11 de esa fecha, la diurna, a las 14h35min TMG y la nocturna a las 2h41min TMG.

En este punto, es interesante destacar que aunque la determinación de la temperatura de la superficie terrestre necesita del conocimiento de la emisividad de la superficie en las bandas espectrales consideradas, en el caso que nos ocupa, el de la determinación de la inercia térmica, ésta no juega un papel importante ya que no es la temperatura de la superficie lo que queremos determinar, sino sus diferencias a las horas de paso del sensor.

Esto es debido por un lado al corto periodo de tiempo transcurrido (=12 h.) entre las dos pasadas del NOAA-11 sobre la misma zona, lo que permite asumir al igual que Li y Becker (1993) la constan-

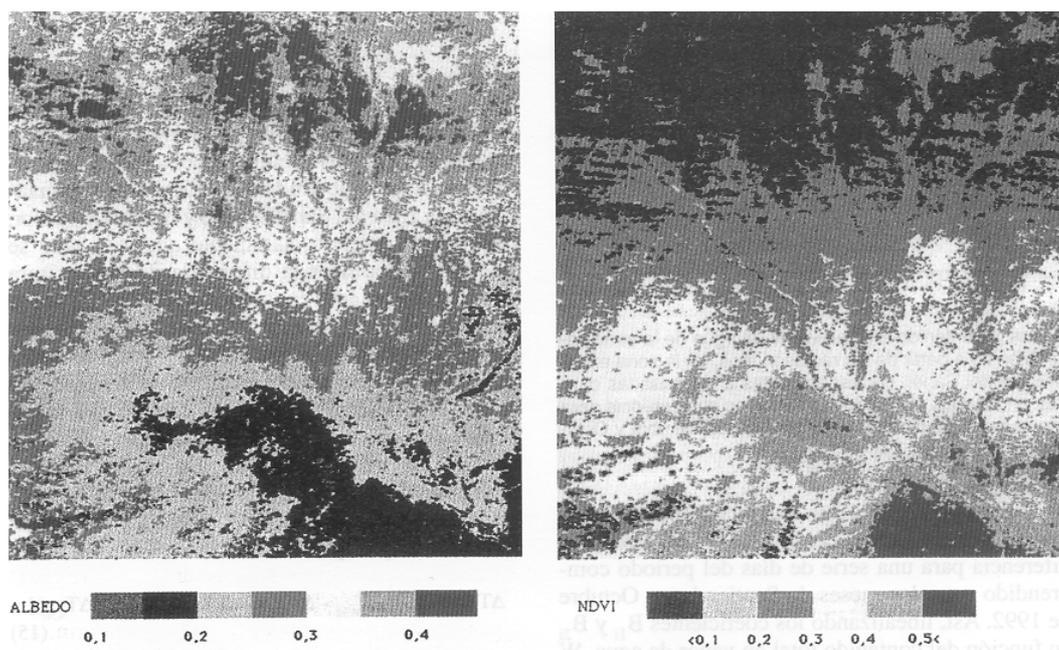


Figura 2. a) Imagen de albedo de la zona estudiada del Proyecto HAPEX-Sahel para el día 26 de octubre de 1992
 b) Imagen de NDVI de la zona estudiada del Proyecto HAPEX-Sahel para el día 26 de octubre de 1992.

cia de la emisividad a lo largo del día (es decir, $\epsilon_{\text{día}} = \epsilon_{\text{noche}} = \epsilon$, $D\epsilon_d = D\epsilon_n = \Delta\epsilon$ y por parte a la pequeña variación que sufre el contenido total en vapor de agua de la atmósfera en las dos pasadas (ver Figura 3). Esto implica que la diferencia de temperatura día-noche ΔT podrá escribirse a partir de (6), como:

$$\Delta T = T_{\text{día}} - T_{\text{noche}} = \Delta T_{\text{atmos}} + B(\epsilon) \quad (14)$$

donde $\Delta T_{\text{atmos}} = (T_{4d} - T_{4n}) + [A_d (T_4 - T_5)_n] - (B_{0d} - B_{0n})$ y $B(\epsilon) = (1 - \epsilon) (B_{1d} - B_{1n}) - D\epsilon (B_{2d} - B_{2n})$, los subíndices d y n representan respectivamente los valores de los diferentes parámetros obtenidos en las dos pasadas del satélite y donde T_4 y T_5 son respectivamente las temperaturas radiométricas, en los canales 4 y 5 del AVHRR/2.

Por lo que respecta a la evaluación del término atmosférico, ΔT_{atmos} , éste se ha obtenido de acuerdo a Coll (1994) considerando $A_d = A_n = 1 + 0,58 (T_4 - T_5)_{d,n}$ y donde el término en $(B_{0d} - B_{0n})$ puede eliminarse si se tiene en cuenta, la poca variabilidad atmosférica en el tiempo transcurrido entre las 2 imágenes consideradas.

Aunque la emisividad aparece explícitamente en (14), su impacto puede considerarse despreciable, si se tiene en cuenta la pequeña variación que sufre el contenido total en vapor de agua de la atmósfera en esas dos pasadas, tal y como puede verse en la Figura 3. En ella se muestra cómo varía el contenido total en vapor de agua, obtenido a partir de radiosondeos en la zona de estudio, correspondientes a las pasadas nocturna y diurna del NOAA-11 así como su diferencia para una serie de días del periodo comprendido entre los meses de Septiembre a Octubre de 1992. Así, linealizando los coeficientes B_{1i} y B_{2i} en función del contenido total en

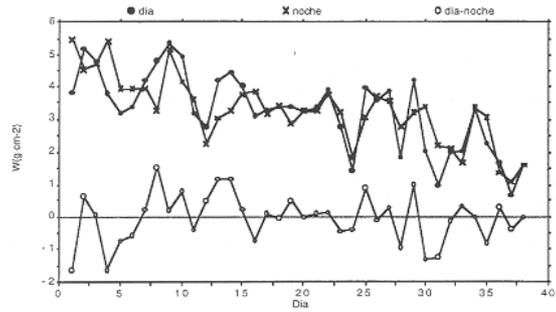


Figura 3. Contenido total en vapor de agua de la atmósfera obtenido a partir de los radiosondeos, en la zona experimental del Sahel, correspondientes a las pasadas diurnas y nocturnas del NOAA-11 así como su diferencia para una serie de 38 días de los meses de Septiembre y Octubre de 1992.

vapor de agua, W de la atmósfera, de acuerdo con $B_{1i} = 53 - 4W_i$ y $B_{2i} = 149 - 26W_i$ (Sobriño et al., 1996), donde i indica la pasada diurna o nocturna, tenemos:

$$B(\epsilon) = [(1 - \epsilon) 4 - \Delta\epsilon 26] \delta W = 0,16 K$$

valor que se ha calculado asumiendo que dW , la diferencia en el contenido total en vapor de agua entre los valores diurnos y nocturnos, viene dada por $\delta W = 0,5 \text{ g cm}^{-2}$ (valor que coincide con la desviación estándar obtenida de la Figura 3), y tomando para la zona del Sahel $\epsilon = 0,96$ y $\Delta\epsilon = 0,006$ (Valor, 1994). Esto muestra claramente que si lo que se quiere es determinar la diferencia de temperatura entre las dos pasadas consecutivas del satélite por la misma zona, el anular el término en $B(\epsilon)$ de la ecuación (14) sólo supone cometer un error próximo a 0,2 K. Error que puede asumirse si tenemos en cuenta la dificultad que a veces entraña el conocimiento de la emisividad de la zona (neces-

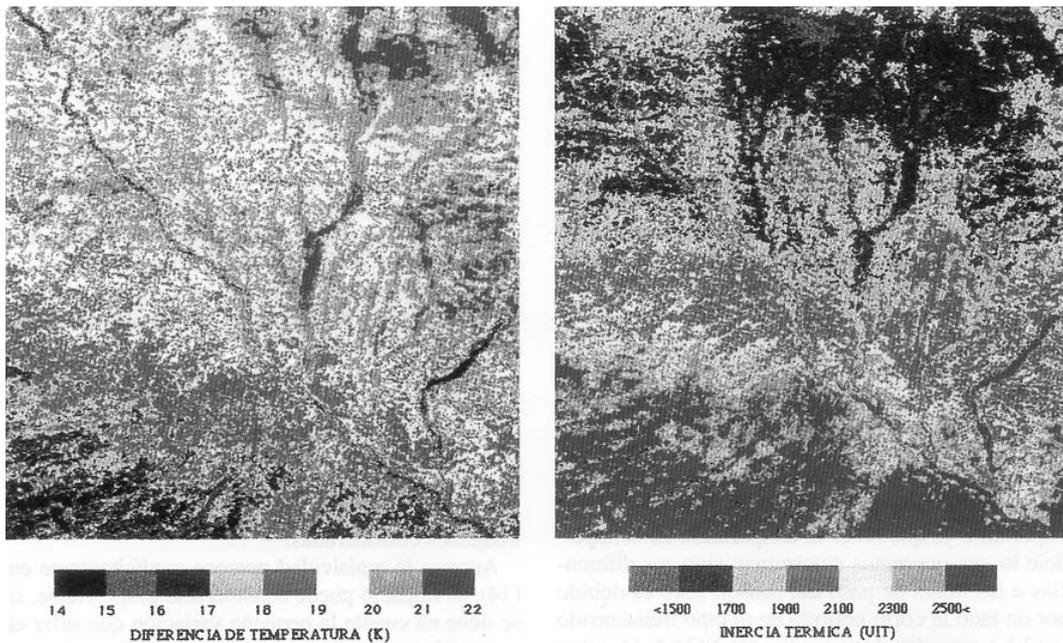


Figura 4. a) Imagen de diferencia de temperatura de la zona estudiada del Proyecto HAPEX-Sahel para el día 26 de Octubre de 1992. b) Imagen de inercia térmica de la zona estudiada del Proyecto HAPEX-Sahel para el día 26 de Octubre de 1992.

sidad de campaña de medidas in situ). De acuerdo con el razonamiento anterior. ΔT puede obtenerse sin acudir a datos externos a los proporcionados por el sensor, sin más que aplicar

$$\Delta T = \Delta T_4 + (\Delta T_{45d} - \Delta T_{45n}) [1 + 0,58(\Delta T_{45d} - \Delta T_{45n})] \quad (15)$$

donde $\Delta T_4 = \Delta T_{4d} - \Delta T_{4n}$ y $\Delta T_{45i} = \Delta T_{4i} - \Delta T_{5i}$ ($i=d,n$).

La Figura 4.a) nos muestra la imagen de diferencia de temperatura (15) para la zona estudiada. En la misma se pueden observar bastantes detalles, como el cauce del río Níger (en azul) y los barrancos, que son las zonas que muestran los mayores valores. En este sentido, parece adecuado a la hora de construir un índice térmico utilizar la diferencia de temperaturas, esta es una de las líneas de investigación en las que se trabaja en la actualidad.

Llegados a este punto estamos por tanto en condiciones de aplicar la metodología al cartografiado de la inercia térmica. Con este fin damos la Figura 4.b), en la que se muestra el mapa de inercia térmica. Para su construcción se ha tomado un valor de $\delta=12,5^\circ$. De la misma se observa cómo los valores de mayor inercia térmica coinciden con los situados al sur de la zona, donde hay más vegetación, mientras que la zona de valores más bajos y que por tanto presenta una menor resistencia al cambio de temperatura están situados al norte de la imagen. Es interesante destacar que la existencia de este fuerte contraste entre las zonas áridas del norte y las del sur con cobertura vegetal abundante permite encontrar claramente zonas diferenciadas térmicamente. Además podemos observar como las zonas con vegetación dominante (colores rojo, naranja y amarillo) presentan valores que superan las 2100 UIT, mientras el resto corresponden a los suelos desnudos.

CONCLUSIONES

Basándonos en el modelo de Price (1977), se presenta en este trabajo una metodología operativa que permite la obtención de imágenes de inercia térmica de la superficie terrestre a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR/2 del satélite NOAA. Esta metodología se ha aplicado a una zona de África. De esta forma se han obtenido para la inercia térmica valores que están dentro de los encontrados en la bibliografía.

Para finalizar, debemos reseñar que todo el trabajo aquí realizado constituye la primera aproximación al problema. En esta dirección, una de las posibles aplicaciones futuras de la obtención de imágenes de inercia térmica es el de la predicción de las temperaturas nocturnas a la hora de paso del satélite, lo que sin duda tiene un especial interés en las situaciones típicas de heladas por radiación.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer al proyecto HapexSabel (EVSV-CT91-0033) por las imágenes utilizadas, así como a la Comisión Internacional de Ciencia y Tecnología por la ayuda económica recibida (Proyecto AUB94-1208). El presente trabajo se ha realizado mientras M. Hecham El Kharraz ha disfrutado de una beca del Instituto de Cooperación con el Mundo Árabe (ICMA). Asimismo, los autores agradecen al Dr. V. Caselles sus útiles comentarios.

BIBLIOGRAFIA

- BERNIER, M. Y BONN, F. 1979. Le concept d'inertie thermique en Télédétection. Télédétection et Gestion des Ressources (F. Bonn, ed.) A.Q.T., pp. 75-84.
- BERNIER, M., BROCHU, R. y BONN, F. 1980. Cartographie de l' inertie thermique de certains secteurs du Québec a partir de données aériennes et du satellite H. C. M. M. VI Symp. Canadian Sur Télédétection, Halifax, Nouvelle Ecosse, mai 21-23.
- BONN, F., y BERNIER, M. 1981. Application du concept d'inertie thermique et des données du satellite H. C. M. M. dans l'es du Canada. Canadian Journal of Remote Sensing. 7 (2): 108-124.
- BREST, C. L., y GOWARD, S. N. 1987. Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data. International Journal of Remote Sensing 8 (3): 351-367.
- CASELLES, V. 1983. Estudio de las medidas radiométricas realizadas desde satélites artificiales. Aplicación a la agrometeorología. Tesis doctoral. Departamento de Tecnología. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad de Valencia.
- COLL, C. 1994. Un modelo operativo para la determinación de la temperatura de la superficie terrestre desde satélites. Tesis doctoral. Departament de termodinámica. Universitat de Valencia.
- GILABERT, M. A. 1993. Estudio de la zona del Sahel (África). La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura. Curso de Postgrado. Universidad de Valencia.
- LI, Z. L. y BECKER, F. 1993. Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. remote Sensing of Environment. 43: 67-85.
- GUYOT, G. 1993. De la Physique de la Mesure a l'Agriculture. Cours de Télédétection, École Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, Monfavet Cedex, France.
- IQBAL, M. 1983. An introduction to solar radiation. Academic Press.
- KNEIZYS, F. X., SHETTLE, E. P., ABREU, L. W., CHETWYND, J. H. ANDERSON, G. P., GALLERY, W. O., SELBY, J. E. A. and CLOUGH, S. A. 1988. User's 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.
- KONDRATYEV, K. Y. 1969. Radiation in the Atmosphere, Academic Press, New York.
- MILLER, S. H. and WATSON, K. Evaluation Algorithms for Geological Thermal-Inertia Mapping. Frac.

- 115th International Symposium on Remote Sensing 01 Environment, 46(2): 221-224.
- PINTY, B., and RAMOND, D. 1987. A method for the estimate of broadband directional surface albedo from a geostationary satellite, *Journal 01 Climate and Applied Meteorology*. 26: 1709-1722.
- PRICE, J. C. 1977. Thermal Inertia Mapping: A New View of the Earth. *Journal 01 Geophysical Research*. 82: 2582-2590.
- PRICE, J. C., 1982. On the Use of Satellite Data to Inter Surface Fluxes at Meteorological Scales. *J. Appl. Me-teo/*: 21: 1111-1112.
- PRICE, J. C. 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of fue NOAA7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal 01 Geophysical Research*. 89: 7231-7237.
- PRICE, J. C. 1985. On the analysis of thermal infrared imagery: the limited utility of apparent thermal inertia. *Remote Sensing of Environment*. 18: 59-73.
- RAHMAN, H., y DEDIEU, G. 1994. SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum, *International Journal 01 Remote Sensing*. 15: 123-143.
- SAUNDERS, R. W. y KRIEBEL, K. T. 1988. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from A VHRR data. *International Journal 01 Remote Sensing*. 9: 123-150.
- SAUNDERS, R. W. 1990. The determination of broad band surface albedo from A VHRR Visible and near infrared radiances, *International Journal of Remote Sensing*. 11: 49-67.
- SOBRINO, J. A., COLL, C., y CASELLES, V. 1991. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-II AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*. 38: 19-34.
- SOBRINO, J. A., LI, Z. L., STOLL, M. P. Y BECKER, F. 1996. Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *International Journal of Remote Sensing*. 17: 2089-2114.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCLETTE, J. J., PERBOS, J., and DESCHAMPS, P. Y. 1990. Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*. 11: 659-668.
- TUCKER, C. J., VANPRAET, C. L., SHARMAN, M. J. and ITTERSUM VAN G. 1985. Satellite remote sensing of total herbaceous biomass production in the Senegalese Sahel: 1980-1984. *Remote Sensing of Environment*. 17: 233-247.
- VALIENTE, J. A., NÚÑEZ, M., LÓPEZ-BAEZA, E., and MORENO, J. F. 1995. Narrow-band to broadband conversion for Meteosat-visible channel and broadband albedo using both AVHRR-I and -2 channels, *International Journal of Remote Sensing*. 16: 1147-1166.
- VALOR, E. 1994. La Determinación de la Emisividad desde Satélite en los Proyectos DEMON, EFEDA y HAPEX-Sahel. Trabajo de Investigación, Departament de Termodinàmica, Universitat de Valencia.
- VIEILLEFOSSE, M. y FAVARD, J. C. 1979. Measure des variations horaires de temperature et de l' albedo terrestre par satellite-Application a la Télédétection des ressources en eau. *Télédétection et Gestion des Ressources*, (F. Bonn, editor) Association Québécoise de Télédétection.