

## UN MÉTODO MONOCANAL GENERALIZADO PARA OBTENER LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE TERRESTRE A PARTIR DE DATOS DE TELEDETECCIÓN

J. C. Jiménez-Muñoz y J. A. Sobrino

E-mail: [jcjm@uv.es](mailto:jcjm@uv.es)

Unidad de Cambio Global - Departamento de Termodinámica - Facultad de Física  
Universidad de Valencia, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia)

### RESUMEN

Muchos trabajos han publicado algoritmos particularizados para obtener la temperatura de la superficie terrestre desde satélite, de forma que el algoritmo utilizado para un determinado sensor térmico (o una combinación de canales térmicos) no puede ser utilizado para otro sensor térmico. El principal objetivo de este artículo es proponer un algoritmo monocanal generalizado que estime la temperatura de la superficie terrestre únicamente mediante el contenido en vapor de agua de la atmósfera y la longitud de onda efectiva del canal correspondiente, de forma que pueda ser aplicado a cualquier sensor térmico con una anchura de banda de alrededor de 1  $\mu\text{m}$ , utilizando la siguiente expresión:

$$T_s = \gamma(\lambda, T_o) \left\{ \varepsilon_{\lambda}^{-1} \left[ \psi_1(\lambda, w) L_{\lambda}^{\text{sen sor}} + \psi_2(\lambda, w) \right] + \psi_3(\lambda, w) \right\} + \delta(\lambda, T_o)$$

donde  $\gamma$  y  $\delta$  son parámetros que dependen de temperatura radiométrica en el sensor y  $\psi_1$ ,  $\psi_2$ ,  $\psi_3$  dependen del contenido en vapor de agua de la atmósfera (además de la longitud de onda efectiva). La principal ventaja de este algoritmo, en comparación con otros métodos monocanal, es que no se necesitan radiosondeos o valores de temperatura atmosférica y además puede ser aplicado a diferentes sensores térmicos. En la validación realizada en distintas zonas de estudio se ha obtenido una desviaciones estándar inferiores a 2 K cuando se aplica a los canales AVHRR-4 ( $\lambda \approx 10.8 \mu\text{m}$ ) y ATSR-2 ( $\lambda \approx 11 \mu\text{m}$ ), y menores que 0.2 K para la banda 6 del sensor Landsat Thematic Mapper (TM) ( $\lambda \approx 11.5 \mu\text{m}$ ).

### ABSTRACT

Many papers have developed algorithms to retrieve land surface temperature from at-sensor and land surface emissivity data. These algorithms have been particularized for different thermal sensors on board satellites, i. e., the algorithm used for one thermal sensor (or a combination of thermal sensors) cannot be used for other thermal sensor. The main goal of this paper is to propose a generalized single-channel algorithm that only uses the total atmospheric water vapour content and the channel effective wavelength, and can be applied to thermal sensors characterized with a FWHM (Full-Width Half-Maximum) of around 1  $\mu\text{m}$  actually operative on board satellites using the following equation:

$$T_s = \gamma(\lambda, T_o) \left\{ \varepsilon_{\lambda}^{-1} \left[ \psi_1(\lambda, w) L_{\lambda}^{\text{sen sor}} + \psi_2(\lambda, w) \right] + \psi_3(\lambda, w) \right\} + \delta(\lambda, T_o)$$

where  $\gamma$  and  $\delta$  are calculated from at-sensor brightness temperature values and  $\psi_1$ ,  $\psi_2$  and  $\psi_3$  are calculated from total atmospheric water vapour content values (in addition to the effective wavelength). The main advantage of this algorithm compared with the other single-channel methods is that in-situ radiosoundings or effective mean atmospheric temperature values are not needed, whereas the main advantage of this algorithm compared with split-window and dual-angle methods is that it can be applied to different thermal sensors using the same equation and coefficients. The validation for different test sites shows standard deviations lower than 2 K for AVHRR channel 4 ( $\lambda \approx 10.8 \mu\text{m}$ ) and ATSR-2 channel 2 ( $\lambda \approx 11 \mu\text{m}$ ), and lower than 0.2 K for Landsat Thematic Mapper (TM) band 6 ( $\lambda \approx 11.5 \mu\text{m}$ ).

**Palabras clave:** teledetección, temperatura de la superficie terrestre, algoritmo monocanal, sensor térmico

## INTRODUCCIÓN

La temperatura de la superficie terrestre (TST) es de gran importancia para los estudios medioambientales (Barton, 1992; Lagouarde et al., 1995; Qin and Karnieli, 1999; Dash et al., 2002; Schmugge et al., 2002; etc). Existen diversos algoritmos y métodos para estimar la TST a partir de datos en el sensor y datos adicionales, como por ejemplo la emisividad de la superficie terrestre (EST): métodos monocanal (en los que únicamente se utiliza un canal térmico), técnicas split-window o bicanal (en los que se utiliza una combinación de dos canales térmicos) y métodos biangulares (en los que se utiliza un mismo canal térmico pero con dos ángulos de observación diferentes). Una de las ventajas de los métodos monocanales es precisamente que sólo se necesita un canal térmico, de manera que es el único que se puede aplicar a la banda 6 del sensor Thematic Mapper (TM-6) a bordo de la plataforma Landsat. Sin embargo, este método presenta también un gran inconveniente, ya que necesita radiosondeos. En el presente trabajo, se presenta un algoritmo monocanal que no necesita radiosondeos y que además tiene un carácter general, es decir, puede aplicarse a cualquier sensor térmico. Para ello, consideraremos que la EST y la longitud de onda efectiva del canal correspondiente son conocidas, de forma que sólo necesitaremos el contenido en vapor de agua de la atmósfera como dato de entrada.

## TEORÍA

A partir de la ecuación de transferencia radiativa, podemos escribir la radiancia medida por el sensor ( $L_{\lambda}^{\text{sensor}}$ ) para una determinada longitud de onda ( $\lambda$ ) como

$$L_{\lambda}^{\text{sen sor}} = \left[ \epsilon_{\lambda} B_{\lambda}(\lambda, T_s) + (1 - \epsilon_{\lambda}) L_{\lambda}^{\text{atm}\uparrow} \right] \tau_{\lambda} + L_{\lambda}^{\text{atm}\uparrow} \quad (1)$$

donde  $\epsilon_{\lambda}$  es la emisividad de la superficie,  $B(\lambda, T_s)$  es la radiancia emitida por un cuerpo negro a una temperatura  $T_s$  y que viene dada por la función de Planck,  $L_{\lambda}^{\text{atm}\downarrow}$  es la radiancia atmosférica descendente,  $\tau_{\lambda}$  es la transmisividad atmosférica y  $L_{\lambda}^{\text{atm}\uparrow}$  es la radiancia atmosférica ascendente. Hay que tener en cuenta que todas estas magnitudes dependen también del ángulo de observación.

Podemos linealizar la función de Planck a partir de un desarrollo de Taylor en primer orden

alrededor de un cierto valor de temperatura que llamaremos  $T_o$ , de forma que

$$B(\lambda, T_s) \equiv \alpha(\lambda, T_o) + \beta(\lambda, T_o) T_s \quad (2)$$

donde

$$\alpha(\lambda, T_o) \equiv \left\{ B(\lambda, T_o) - \left[ \frac{\partial B(\lambda, T_s)}{\partial T_s} \right]_{\lambda, T_s=T_o} \right\} T_o \quad (3a)$$

$$\beta(\lambda, T_o) \equiv \left[ \frac{\partial B(\lambda, T_s)}{\partial T_s} \right]_{\lambda, T_s=T_o} \quad (3b)$$

A partir de las ecuaciones (1) y (2), y teniendo en cuenta que los parámetros atmosféricos ( $\tau_{\lambda}$ ,  $L_{\lambda}^{\text{atm}\downarrow}$  and  $L_{\lambda}^{\text{atm}\uparrow}$ ) dependen dentro de la región del infrarrojo térmico principalmente del contenido en vapor de agua ( $w$ ), es posible obtener la siguiente ecuación:

$$T_s = \gamma(\lambda, T_o) \left\{ e^{-1} \left[ \psi_1(\lambda, w) L_{\lambda}^{\text{sen sor}} + \psi_2(\lambda, w) \right] + \psi_3(\lambda, w) \right\} + \delta(\lambda, T_o) \quad (4)$$

donde:

$$\gamma \equiv \frac{1}{\beta}; \quad \delta \equiv -\frac{\alpha}{\beta} \quad (5)$$

$$\psi_1 \equiv \frac{1}{\tau}; \quad \psi_2 \equiv -L^{\text{atm}\downarrow} - \frac{L^{\text{atm}\uparrow}}{\tau}; \quad \psi_3 \equiv L^{\text{atm}\downarrow} \quad (6)$$

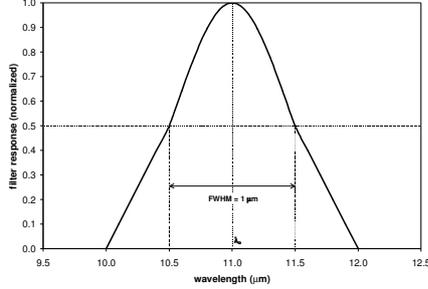
(en todas las ecuaciones, las radiancias vienen dadas en  $w \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ , las temperaturas en K, la longitud de onda en  $\mu\text{m}$  y el contenido en vapor de agua en  $\text{g}/\text{cm}^2$ ).

Asumiendo que conocemos las expresiones para las funciones atmosféricas, necesitamos 5 datos para poder obtener la TST a partir de la ecuación (1), a saber: (i) la EST ( $\epsilon_{\lambda}$ ), (ii) las radiancias medidas por el sensor ( $L_{\lambda}^{\text{sensor}}$ ), (iii) una temperatura de referencia ( $T_o$ ) cercana al valor de LST, que puede ser la temperatura de brillo del sensor, (iv) el contenido en vapor de agua de la atmósfera ( $w$ ) y (v) la longitud de onda efectiva para el canal considerado.

## OBTENCIÓN DE LAS FUNCIONES ATMOSFÉRICAS MEDIANTE SIMULACIÓN

Para obtener las expresiones correspondientes a las funciones atmosféricas, se ha realizado un proceso de simulación mediante el

código de transferencia radiativa MODTRAN 3.5 (Abreu and Anderson, 1996) y utilizando una serie de 60 radiosondeos extraídos de la base de datos TIGR (Scott and Chedin, 1981). Los valores espectrales de  $\tau_\lambda$ ,  $L_\lambda^{atm\downarrow}$  y  $L_\lambda^{atm\uparrow}$  obtenidos mediante la simulación han sido convolucionados teniendo en cuenta un filtro ideal mezcla de una función gaussiana y una función triangular, con una anchura (FWHM) de 1  $\mu\text{m}$  (ver Figura 1).



**Figura 1.-** Filtro gaussiano-triangular centrado en 11  $\mu\text{m}$  y con una anchura de banda (FWHM) de 1  $\mu\text{m}$ .

A partir de estos valores convolucionados se han calculado las funciones atmosféricas mediante la ecuación (6) y se han ajustado estadísticamente en función de la longitud de onda y el contenido en vapor de agua. Para las expresiones de estas funciones proponemos:

$$\Psi_k = \eta_{k\lambda} w^3 + \xi_{k\lambda} w^2 + \chi_{k\lambda} w + \phi_{k\lambda} \quad (k = 1, 2, 3)$$

donde  $\eta_{k\lambda}$ ,  $\xi_{k\lambda}$ ,  $\chi_{k\lambda}$  and  $\phi_{k\lambda}$  son funciones polinómicas de orden 3 en la longitud de onda:

$$\eta_{k\lambda}, \xi_{k\lambda}, \chi_{k\lambda}, \phi_{k\lambda} = \sum_{j=0}^3 a_j^{(k)} \lambda^j \quad (k=1,2,3)$$

Así, para la región [10-12  $\mu\text{m}$ ] se han obtenido los siguientes coeficientes numéricos:

$$\begin{aligned} \eta_{1\lambda} &= 0.0009\lambda^3 - 0.01638\lambda^2 + 0.04745\lambda + 0.27436 \\ \eta_{2\lambda} &= -0.02883\lambda^3 + 0.87181\lambda^2 - 8.82712\lambda + 29.9092 \\ \eta_{3\lambda} &= 0.00182\lambda^3 - 0.04519\lambda^2 + 0.32652\lambda - 0.6003 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \xi_{1\lambda} &= 0.00032\lambda^3 - 0.06148\lambda^2 + 1.2021\lambda - 6.2051 \\ \xi_{2\lambda} &= 0.13515\lambda^3 - 4.1171\lambda^2 + 41.8295\lambda - 142.2782 \\ \xi_{3\lambda} &= -0.00744\lambda^3 + 0.11431\lambda^2 + 0.17560\lambda - 5.4588 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \chi_{1\lambda} &= 0.00986\lambda^3 - 0.23672\lambda^2 + 1.7133\lambda - 3.2199 \\ \chi_{2\lambda} &= -0.22765\lambda^3 + 6.8606\lambda^2 - 69.2577\lambda - 233.0722 \\ \chi_{3\lambda} &= -0.00269\lambda^3 + 0.31395\lambda^2 - 5.5916\lambda + 27.9913 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \phi_{1\lambda} &= -0.15431\lambda^3 + 5.2757\lambda^2 - 60.1170\lambda + 229.3139 \\ \phi_{2\lambda} &= 0.41868\lambda^3 - 14.3299\lambda^2 + 163.6681\lambda - 623.53 \\ \phi_{3\lambda} &= -0.07972\lambda^3 + 2.8396\lambda^2 - 33.6843\lambda + 132.9798 \end{aligned}$$

con unas correlaciones de 0.992, 0.993 and 0.996 para  $\Psi_1$ ,  $\Psi_2$  y  $\Psi_3$  respectivamente.

## VALIDACIÓN

Para validar la metodología propuesta en este trabajo, se han considerado los sensores AVHRR 4 y 5 a bordo de NOAA, ASTR2 11 y 12 (también llamados 2 y 1) a bordo de ERS-2 y TM 6 a bordo de Landsat. Entre las zonas seleccionadas para la validación se encuentran Hay, Walpeup y Uardy en Australia (Prata, 1994), y Requena-Utiel en España (Sobrino et al., 1997; Boluda et al., 1998).

Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2, con unas desviaciones estándar inferiores a los 2 K en todos los casos, aunque para los sensores AVHRR-5, ASTR2-12 y TM-6 los valores de las diferencias entre valores medidos in situ y valores obtenidos con el método monocanal son elevados, lo que muestran que los canales centrados alrededor de los 11  $\mu\text{m}$  son los mejores para estimar la TST.

SENSOR	TEST SITE	w (g/cm <sup>2</sup> )	bias (K)	$\sigma$ (K)
AVHRR-4	Hay, Walpeup (Australia)	0.8-1.2	0.19	1.57
AVHRR-5	Hay, Walpeup (Australia)	0.8-1.2	1.36	1.92
ATSR2-11	Uardy (Australia)	0.6-2.1	0.66	1.87
ATSR2-12	Uardy (Australia)	0.6-2.1	1.88	2.02
TM-6	Requena-Utiel (Spain)	1.2	-1.30	0.13

**Tabla 2.-** Validación del algoritmo monocanal ( $\sigma$ : desviación estándar).

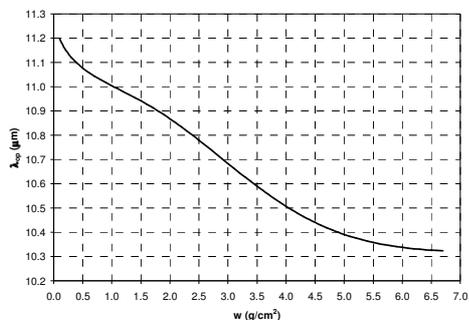
## LONGITUD DE ONDA ÓPTIMA PARA OBTENER LA TST

La longitud de onda óptima para obtener la TST es aquella en la que la transmisividad de la atmósfera es máxima. Para estimar esta longitud de onda, podemos utilizar la función atmosférica  $\Psi_1$ , ya que esta expresión es la inversa de la transmisividad (ver ecuación 6). Para ello, aplicaremos la siguiente

condición de mínimo (hay que tener en cuenta que un mínimo de  $\psi_1$  corresponde a un máximo de transmisividad):

$$\frac{d\psi_1}{d\lambda} = 0 \text{ y } \frac{d^2\psi_1}{d\lambda^2} > 0 \quad (7)$$

De esta forma, es posible obtener una condición que nos permita obtener la longitud de onda óptima en función del contenido en vapor de agua (ver Figura 2).



**Figura 2.-** Longitud de onda óptima ( $\lambda_{op}$ ) en función del contenido en vapor de agua de la atmósfera.

Podemos observar, por ejemplo, que para un valor de vapor de agua de 1 g/cm<sup>2</sup>, la longitud de onda óptima se sitúa alrededor de los 11 μm, mientras que para un valor de vapor de agua de 4 g/cm<sup>2</sup>, el valor de la longitud de onda óptima desciende hasta unos 10.5 μm.

## CONCLUSIONES

Se ha desarrollado un algoritmo monocanal generalizado que permite estimar la temperatura de la superficie terrestre para cualquier sensor térmico con un ancho de banda de alrededor de 1 μm. Los resultados obtenidos para la validación sobre distintas zonas muestran que los sensores con longitudes de onda próximas a 11 μm proporcionan mejores resultados. Así, para los sensores AVHRR-4, ATSR2-11 y TM-6 se han obtenido unas desviaciones cuadráticas medias de 1.6 K, 2 K y 1.3 K. Los sensores centrados en 12 μm proporcionan peores resultados, obteniéndose unas desviaciones cuadráticas medias superiores a los 2 K.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Unión Europea (proyecto WATERMED, ICA3-ct-1999-00015) y el Ministerio de Ciencia y Tecnología (proyecto REN2001-3105/CLD). Así mismo agradecemos la ayuda prestada por Guillem Sòria.

## BIBLIOGRAFÍA

Abreu, L. W., and Anderson G. P. (eds.). 1996. The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 MODEL. *Modtran Report, Contract F19628-91-C-0132, USA*.

Barton, I. J. 1992. Satellite-derived sea surface temperatures - A comparison between operational, theoretical and experimental algorithms. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 432-442.

Boluda, R., Andreu, V., Moraleda, M. and Sánchez, J. 1998. Factores ecológicos (geología, vegetación y clima) de la Comarca de La Plana de Requena-Utiel (Valencia). Vegetación y clima. *Anales de Edafología y Agrobiología*, vol. XLVII, 5-6, 903-917, Madrid (Spain).

Dash, P., Göttsche, F.-M., Olesen, F.-S. and Fischer, H. 2002. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing*, 23(13), 2563-2594.

Lagouarde, J. P., Kerr, Y. H. and Brunet, Y. 1995. An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 167-190.

Prata, A. J. 1994. Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer. *Journal of Geophysical Research*, 99, 13025-13058.

Sobrino, P., García Collado, A. J., Sobrino, J. A. and Boluda, R. 1997. Corrección atmosférica de imágenes Landsat-5 TM. Aplicación al estudio edafológico en la comarca de la Plana de Requena-Utiel. *VII Congreso Nacional de Teledetección, Santiago de Compostela*.