

Determinación de la temperatura de la superficie terrestre a partir de los datos suministrados por el sensor ATSR de satélite ERS-1

J. A. Sobrino¹, Z.-L. Li², M. P. Stoll², F. Becker² y V. Caselles¹.

¹Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de València. 46100 Burjassot.

²Ecole Nationale Supérieure de Physique de Strasbourg, LSIT. 67000 Estrasburgo. Francia.

RESUMEN

En el presente trabajo se ha realizado un estudio comparativo entre la técnica multiangular y la corrientemente usada técnica bicanal (método split-window), para determinar la temperatura de la superficie de la tierra (LST) y del mar (SST). Los valores numéricos de los coeficientes, se han calculado a partir de simulaciones de las medidas realizadas por los canales 3 (11 μm) y 4 (12 μm) del ATSR. Con este fin, se propone una ecuación monocanal de tipo biangular, que relaciona la temperatura de la superficie con las temperaturas radiométricas, medidas en las dos vistas de interés (ATSR nadir y forward). Los resultados muestran que la técnica biangular permite estimar la SST con un error de 0,3 K. Además, para la determinación de la LST, se confirman las ventajas del método biangular, siempre que la variación espectral y angular de la emisividad sean del mismo orden de magnitud.

PALABRAS CLAVE: Temperatura de la superficie de la tierra, técnica multiangular, técnica bicanal.

ABSTRACT

A study has been carried out using LOWTRAN-7 simulations of ATSR data at 11- and 12- μm wavelengths to ascertain the advantages of the multi-angle technique in comparison with the currently used multi-channel technique (split-window method) to retrieve both sea surface temperature (SST) and land surface temperature (LST). To this end a simple single-channel double-angle viewing model is presented, which relates actual surface temperature to the two brightness temperatures measured in the two views of interest (ATSR nadir and forward). The results show that the double angle technique is capable of producing SST with a standard deviation of 0.3 K if the satellite data are error free and, furthermore, confirm the advantage of the double-viewing angle technique for LST determination if the emissivity's spectral variation and the emissivity's angular variation, are of the same order of magnitude.

KEY WORDS: Land surface temperature, multi-angle technique, multi-channel technique.

INTRODUCCIÓN

La determinación de la temperatura de la superficie terrestre (ST) a partir de las imágenes infrarrojas suministradas por los satélites artificiales es de gran interés para muchas aplicaciones, principalmente, oceanográficas, geológicas, hidrológicas, estudios de cambio climático, etc. En los últimos años se han desarrollado un gran número de métodos multicanales de tipo split-window para determinar la temperatura de la superficie terrestre (LST) y de mar (SST) a partir de las radiancias suministradas por los satélites. Las necesidades de una alta resolución espacial y temporal requeridas por estos estudios, así como la estructura de los algoritmos (generalmente una combinación lineal de las temperaturas radiométricas medidas en los canales térmicos centrados en los 11 μm y 12 μm) ha determinado el uso del sensor Advanced Very-High Resolution Radiometer/2 (AVHRR/2), a bordo de los satélites NOAA. A partir de los datos

AVHRR/2 la temperatura de la superficie del mar se ha obtenido con una precisión absoluta de 0,7 K (May et al, 1992). Sin embargo esta precisión está lejos de los 0,3 K necesarios en los estudios de cambio climático, véase, por ejemplo, los requerimientos del programa internacional TOGA "Tropical Oceans Global Atmosphere", (Barton, 1992). En el caso de la temperatura de la superficie terrestre, la determinación se hace mucho más difícil debido en gran parte a la variabilidad de las condiciones de la superficie (especialmente en cuanto a la emisividad de la misma se refiere), así resulta normal cometer errores de 2 a 3 K (Price, 1983), lo que evidentemente está lejos de 1 K, requerido para estudios de la superficie terrestre.

Aparte de la estructura de los algoritmos, a veces inapropiada para dar cuenta de las variaciones de la atmósfera y de la superficie, uno de los motivos principales para cometer tales errores está íntimamente relacionado con las características técnicas del sensor AVHRR/2. Weinreb et al. (1990) ad-

criben al AVHRR/2 una precisión radiométrica absoluta del orden de 0.55 K, lo que es inaceptablemente grande para el seguimiento climático (Bates y Díaz, 1991). Sin embargo, con el lanzamiento del primer satélite europeo de teledetección (ERS-1) el 17 de julio de 1991, un nuevo sensor, el Along-Track Scanning Radiometer (ATSR) entra en el mundo de la teledetección. ¿Podrá este nuevo instrumento satisfacer las precisiones antes mencionadas?. La respuesta a esta pregunta constituye uno de los objetivos del presente trabajo.

El ATSR tiene una sensibilidad radiométrica (NEAT) de 0.04 K y posee los mismos canales térmicos que el AVHRR/2, centrados en 3.7 μm, 11 μm y 12 μm, más un canal en 1.6 μm para la eliminación de las nubes. Este radiómetro utiliza una nueva técnica de barrido que consiste en observar, en un intervalo de dos minutos, el mismo punto de la superficie terrestre bajo dos ángulos diferentes (nadir ≈ 0°, y forward ≈ 53°). La combinación de estas dos "vistas" a través de caminos ópticos diferentes, puede llevarnos a una mejor estimación de la temperatura de la superficie terrestre que la que en la actualidad nos proporciona el sensor AVHRR/2 a bordo de los satélites NOAA.

El objetivo de esta comunicación consiste en realizar un estudio comparativo de las técnicas multicanal, y multiangular. Con este fin, se propone una ecuación monocanal de tipo biangular, que relaciona la temperatura real de la superficie terrestre con las temperaturas radiométricas, medidas desde el espacio, en las dos vistas de interés (ATSR nadir y forward). A continuación, se presentan diferentes algoritmos de corrección atmosférica y de emisividad que permiten determinar la temperatura de la superficie de la tierra (LSI) y del mar (SSP). En ambos casos, los valores numéricos de los coeficientes, se han calculado a partir de un gran número de simulaciones de las medidas realizadas por los canales 3 (11 μm) y 4 (12 μm) del ATSR.

TEORÍA

Como es bien conocido, 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:

$$I_{i\theta} = B_i(T_{i\theta}) = \epsilon_{i\theta} B_i(T_s) \tau_{i\theta} + R_{at\theta} \uparrow + R_i(\text{ref}) \tau_{i\theta} \quad (1)$$

En (1) todas las cantidades se refieren a una integración espectral sobre la banda del canal i . $T_{i\theta}$ es la temperatura radiométrica medida al nivel del

satélite y bajo el ángulo cenital θ , $B_i(T_s)$ 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 bajo el ángulo cenital θ , y $R_{at\theta} \uparrow$ es la radiancia atmosférica ascendente bajo el ángulo cenital θ , que viene dada por el teorema del valor medio (McMillin, 1975):

$$R_{at\theta} \uparrow = (1 - \tau_{i\theta}) B_i(T_a) \quad (2)$$

donde T_a es la temperatura media de la atmósfera entre la superficie y el sensor, y siendo $R_i(\text{ref})$ la radiancia atmosférica reflejada, dada por:

$$R_i(\text{ref}) = \frac{1 - \epsilon_i}{\pi} \int R_{at\theta} \downarrow \cos(\theta', \Phi') d\Omega' \quad (3)$$

donde $R_{at\theta} \downarrow$ es la radiancia descendente (Sobrino et al, 1991). En (3) asumimos que la superficie es un reflector Lambertiano. Esto constituye una buena aproximación para muchas superficies que tan sólo introduce un error inferior al 5% en $R_i(\text{ref})$ (Schmugge et al, 1991).

Si ahora consideramos que la transmisión de la radiación difusa es cuantitativamente equivalente a la de la directa, a la misma masa de materia absorbente, pero a $0 \approx 53^\circ$ (Kondratyev, 1969), por integración de la Eq. (3), se tiene

$$R_i(\text{ref}) = (1 - \epsilon_{i\theta}) (1 - \tau_{i53}) B_i(T_a) \quad (4)$$

Como la base del método biangular consiste en utilizar dos medidas a igual longitud de onda pero para dos trayectorias diferentes, la Eq. (1) puede reescribirse para ATSR nadir ($\approx 0^\circ$), $B(T_0)$, y forward ($\approx 53^\circ$), $B(T_\theta)$, como (por simplicidad omitimos el subíndice de canal),

$$B(T_0) = \epsilon_0 B(T_s) \tau_0 + [(1 - \tau_0) + (1 - \epsilon_0)(1 - \tau_\theta) \tau_0] B(T_a) \quad (5)$$

$$B(T_\theta) = \epsilon_\theta B(T_s) \tau_\theta + [(1 - \tau_\theta) + (1 - \epsilon_\theta)(1 - \tau_\theta) \tau_\theta] B(T_a) \quad (6)$$

eliminando ahora $B(T_a)$ entre ambas ecuaciones, se tiene,

$$B(T_s) = \frac{a_1}{a_2} B(T_0) - \frac{a_0}{a_2} B(T_\theta) \quad (7)$$

donde a_0 , a_1 , y a_2 son tres coeficientes que dependen de la emisividad de la superficie y de las transmitancias atmosféricas,

$$a_0 = 1 - \tau_0 \tau_\theta - \epsilon_\theta \tau_\theta (1 - \tau_\theta) \quad (8a)$$

$$a_1 = 1 - \tau_\theta^2 \tau_0 - \epsilon_\theta \tau_\theta (1 - \tau_\theta) \quad (8b)$$

$$a_2 = \epsilon_0 \tau_0 (1 - \tau_\theta^2) - \epsilon_\theta \tau_\theta (1 - \tau_\theta \tau_0) \quad (8c)$$

Desarrollando la radiancia $B(T)$ alrededor de T_0 , y quedándonos en primer orden

$$B(T) = B(T_0) + (T - T_0) \frac{\delta B(T_0)}{\delta T} \quad (9)$$

la ecuación (7) queda

$$T_s = T_0 + A(T_0 - T_\theta) + B L_0 \quad (10)$$

siendo T_0 y T_θ , respectivamente, las temperaturas radiométricas en las dos vistas de interés, ATSR nadir y forward, con

$$A = \frac{a_0}{a_2}, \quad B = - \left(1 + \frac{a_0 - a_1}{a_2} \right) \quad \text{y} \quad L_0 = T_0/n$$

donde n es una constante para un canal dado (Price, 1984).

En el caso ideal

$$\varepsilon_0 = \varepsilon_\theta = 1.0$$

$$A = \frac{1 - \tau_0}{\tau_0 - \tau_\theta}$$

$$B = 0$$

Sin embargo la ecuación (10) es difícil de analizar en su actual forma, debido a que los coeficientes A y B son una combinación de los efectos atmosféricos y de emisividad. Para separar ambos efectos, hemos linealizado la dependencia en emisividad para cada perfil atmosférico, en términos de la diferencia de emisividad entre los dos ángulos de observación, $\Delta\varepsilon_\theta = (\varepsilon_0 - \varepsilon_\theta)$, y $(1 - \varepsilon_0)$. Este procedimiento, análogo al realizado por Sobrino et al. (1991) para obtener los coeficientes split-window en el caso del sensor AVHRR/2 del satélite NOAA-11, se ha comprobado para una gran cantidad de datos simulados (ver ξ 3) y permite escribir:

$$A = \alpha_0 + \alpha_1(1 - \varepsilon_0) + \alpha_2 \Delta\varepsilon_\theta \quad (11a)$$

$$B = \beta'_0 + \beta'_1(1 - \varepsilon_0) + \beta'_2 \Delta\varepsilon_\theta \quad (11b)$$

siendo α_0 , α_1 , α_2 , β'_0 , β'_1 y β'_2 seis coeficientes que sólo dependen del modelo atmosférico considerado. En este punto, la ecuación (10) puede reescribirse como,

$$T_s = T_0[\beta_0 + \beta_1(1 - \varepsilon_0) + \beta_2 \Delta\varepsilon_\theta] + [\alpha_0 + \alpha_1(1 - \varepsilon_0) + \alpha_2 \Delta\varepsilon_\theta](T_0 - T_\theta) \quad (12)$$

donde $\beta_0 = 1 + (\beta'_0/n)$ y $\beta_i = \beta'_i/n$ (con $i=1,2$)

La ecuación (12) constituye el modelo monocanal biangular que proponemos para obtener la temperatura de la superficie terrestre T_s mediante

los datos ATSR, cuando la superficie es observada bajo dos ángulos (0° y $\approx 53^\circ$).

RESULTADOS

* Simulación

Con el objeto de comprobar el modelo propuesto (Ecuación 12), se ha realizado una simulación de las medidas llevadas a cabo por los canales centrados en los 11 y 12 μm del sensor ATSR del satélite ERS-1. Para ello se ha utilizado el programa LOWTRAN-7 (Kneizys et al, 1988) con los filtros apropiados y para un total de 60 radiosondeos, cuidadosamente extraídos de la base TIGR (TOVS initial guess retrieval) (Scott y Chedin, 1981). Estos radiosondeos cubren una gran variabilidad de la temperatura de la superficie (desde 250 K a 320 K), y de la concentración de vapor de agua (desde 0.15 g cm^{-2} a 6.7 g cm^{-2}). La atenuación de la radiancia de la superficie se ha considerado de acuerdo al procedimiento seguido por Sobrino et al, (1993), añadiendo los perfiles de los gases incluidos en las atmósferas estándar del LOWTRAN-7 (CO_2 , N_2O , O_3 , CO and CH_4), al perfil de los radiosondeos.

Para cada radiosondeo se han considerado 5 temperaturas de la superficie $T-5$, T , $T+5$, $T+10$, y $T+20$, dos ángulos de observación (0° y 53°), y 11 emisividades para cada canal, desde 0.90 a 1.00. De esta forma se tienen un total de 600 situaciones diferentes (60 atmósferas x 5 temperaturas x 2 ángulos) para cada superficie. Para simplificar las simulaciones, no se ha considerado la presencia de aerosoles.

* Algoritmos biangular y bicanal

a) Temperatura de la superficie del mar

La temperatura de la superficie del mar se ha determinado de acuerdo con la siguiente expresión:

$$T = T_{\text{SST}} = T_i + \gamma_1(T_i - T_j) + \gamma_2 \quad (13)$$

donde los coeficientes γ_1 y γ_2 se obtienen por regresión usando el modelo dado por la ecuación (1) y siendo T_i y T_j las temperaturas radiométricas medidas por el sensor. Si bien la ecuación (13) se obtiene suponiendo $\varepsilon = 1.0$, con el objeto de mejorar la precisión de la técnica biangular y bicanal, hemos adoptado valores más realistas para la emisividad superficial del mar. En particular un valor de 0.99 para las observaciones realizadas en el nadir y de 0.98 y 0.97, respectivamente, para la vista forward del ATSR en los canales 3 y 4. Estos valores se han obtenido promediando los datos por Masuda et al, (1988) bajo diferentes velocidades del viento.

A partir de las anteriores consideraciones hemos construido la tabla 1. En la misma se muestra el error atmosférico residual, σ_r , el cual nos da una

idea de la precisión en la determinación de la temperatura, así como el error total, CFT, resultado del anterior y del error instrumental (σ_N), para dos casos: el ATSR (≈ 0.04 K), y el AVHRR/2 (≈ 0.12 K). La tabla también incluye los coeficientes split-window obtenidos a partir de las simulaciones LOWTRAN-7, realizadas con los filtros de los canales 4 y 5 del AVHRR/2.

Tabla 1.- Coeficientes de los algoritmos para estimar la SST a partir de los datos suministrados por los sensores ATSR y AVHRR/2. La primera columna indica las temperaturas seleccionadas. El último algoritmo AVHRR/2 se ha obtenido incluyendo todas las simulaciones.

Características	A	B	$\sigma_r(K)$	$\sigma_T(K)$	
				$\sigma_N=0.04K$	$\sigma_N=0.12K$
ATSR $T_{4(0)}, T_{4(5)}$	2.48	-0.70	0.30	0.33	0.53
ATSR $T_{4(0)}, T_{5(0)}$	2.71	-0.05	0.44	0.47	0.65
AVHRR/2 $T_{4(0)}, T_{5(0)}$	2.52	0.14	0.41	0.44	0.61
AVHRR/2 T_4, T_5	2.67	-0.06	0.56	0.58	0.73

El principal resultado de esta tabla es que el canal 3 ($11 \mu m$) del ATSR cumple los requisitos del programa TOGA, reproduciendo la temperatura de la superficie del mar con un error de 0.3 K. No se han considerado otras combinaciones debido a que presentan un mayor error total (σ_T). Se observa como los algoritmos de tipo split-window para el ATSR y el AVHRR/2 al nadir, muestran un análogo comportamiento en términos de σ_r , con una ligera diferencia que es debida a los filtros de ambos satélites. Por otra parte y como cabía esperar, el último algoritmo de tipo split-window para el AVHRR/2 muestra el peor comportamiento, $\sigma_T \approx 0.7$ K, debido a que en este caso se han utilizado todos los datos. Por último, es de reseñar como el mejor comportamiento del método biangular en comparación con el bicanal se debe principalmente a los diferentes niveles de ruido.

b) Determinación de la temperatura de la superficie terrestre

Aquí los problemas son más complejos que en el caso de la determinación de la temperatura de la superficie del mar, debido a que, por un lado la emisividad de la superficie terrestre puede ser substancialmente inferior a uno y presenta importantes variaciones espectrales y espaciales (Lyon, 1965; Labeled y Stoll, 1991). Por otro lado, la temperatura de la superficie terrestre varía fuertemente dentro de un pixel, llevando a algunos problemas en la definición de la misma. Además la diferencia entre la temperatura del aire y la de la superficie

puede ser mucho mayor que en el caso del mar, reduciendo la precisión de las aproximaciones utilizadas en la determinación de la temperatura del mar.

En sentido estricto la ecuación (12) no presenta un carácter global. En realidad sólo es válida para una atmósfera dada. Por lo que su aplicación a cualquier situación atmosférica mundial necesita de una adecuada evaluación de los coeficientes. Para lograr esto, hemos clasificado los coeficientes de acuerdo con los valores de la transmisividad atmosférica, parámetro que describe el efecto real de los constituyentes atmosféricos sobre la radiancia que llega al sensor. De acuerdo con esto, hemos dividido las atmósferas en tres clases con respecto a la transmisividad del canal 4 del ATSR ($12 \mu m$): a) $\tau_4 \geq 0.7$, b) $0.7 > \tau_4 \geq 0.5$, y c) $\tau_4 > 0.5$.

El dato de transmisividad puede obtenerse directamente a partir de las temperaturas radiométricas medidas en los canales 3 y 4 del ATSR, de acuerdo con el método desarrollado por Sobrino et al, (1994). Este método se basa en la relación exhibida entre el cociente de transmisividades, $R_{43} = \tau_4/\tau_3$ y las variaciones observadas de la temperatura radiométrica, de acuerdo con,

$$R_{43} = \frac{\sum_{k=1}^N (T_{3k} - T_{30})(T_{4k} - T_{40})}{\sum_{k=1}^N (T_{3k} - T_{30})^2} \tag{14}$$

donde el numerador y denominador representan, respectivamente la covarianza y la varianza de las temperaturas radiométricas, N es un número de pixeles vecinos obtenidos bajo la hipótesis que la atmósfera y la emisividad son constantes cuando la temperatura cambia, siendo T_{30} y T_{40} dos temperaturas de referencia.

A partir de este método, se tiene (Sobrino et al, 1994)

$$\tau_4 = a(R_{43})^b \tag{15}$$

donde $a=1.0$ y $b=3.09$ para los canales 3 y 4 de ATSR.

La tabla 2 muestra los coeficientes del método biangular (ecuación 12) en función de τ_4 y para el canal 3 del ATSR. Estos coeficientes se han obtenido considerando 36 combinaciones diferentes de la emisividad de la superficie (ϵ_0 desde 1.0 a 0.95 y 6 variaciones angulares de la emisividad desde 0 a 0.05). Esta amplitud en la variación angular se ha elegido con el objetivo de proporcionar coeficientes que sean aplicables a gran escala. Sin embargo debe notarse hasta la fecha, la dramática ausencia de medidas angulares de emisividad, por lo que es difícil dar unos valores apropiados. Este es un problema cuya solución es necesaria para análisis

Tabla 2.- Coeficientes de los algoritmos biangulares para el canal 3 del ATSR. El primer algoritmo es el resultado de incluir todas las atmósferas. Los siguientes se han obtenido en función de las transmisividades atmosféricas en el canal 4 del ATSR.

	β_0	β_1	β_2	α_0	α_1	α_2	$\sigma_r(K)$
Todos	0.9981	0.156	-0.281	2.527	-1.335	3.465	1.13
$\tau_4 > 0.7$	1.0002	0.181	-0.306	2.019	0.184	-2.310	0.29
$0.7 > \tau_4 > 0.5$	0.9997	0.116	-0.136	2.106	2.971	-4.976	0.29
$\tau_4 < 0.5$	0.9958	0.056	-0.050	2.738	3.579	-3.584	0.65

futuros de la corrección de los efectos atmosféricos y de la extracción de la temperatura de la superficie a partir de los datos ATSR. Es también notoria, la mejora que supone el conocimiento de la transmisividad. En este sentido el uso de algoritmos globales no es recomendable (ver "Todos" en la tabla 2).

Por otro lado y al igual que sucedía en el caso de la determinación de la temperatura del mar mediante el método split-window, aquí también se tiene un comportamiento similar de σ_r para ambos métodos.

Por último hemos construido la tabla 3, en la que se presentan los errores residuales (σ_r) del método biangular y bicanal en función de las variaciones angulares y espectrales de la emisividad, $\Delta\epsilon_0$ y $\Delta\epsilon$. El método bicanal (split-window) utilizado es el presentado por Caselles et al., (1994). De él se desprende que el error aumenta con el incremento de las variaciones y que a igual diferencia ($\Delta\epsilon_0 = 0,0$ a $0,03$, biangular; y $\Delta\epsilon = 0, -0,02$ a $0,01$, split-window) el error en temperatura es similar.

Tabla 3.- Error residual, $\sigma_r(K)$, de] método biangular y split-window para diferentes combinaciones de la emisividad espectral y angular.

	$\Delta\epsilon_0=0,0$ a $0,05$	$\Delta\epsilon_0=0,0$ a $0,03$	$\Delta\epsilon_0=0,0$	$\Delta\epsilon=0,0$ 2 a $0,01$	$\Delta\epsilon=0,0$
Todos	1.13	0.78	0.70	0.90	0.71
$\tau_4 > 0.7$	0.29	0.18	0.16	0.22	0.10
$0.7 > \tau_4 > 0.5$	0.29	0.24	0.16	0.26	0.18
$\tau_4 < 0.5$	0.65	0.59	0.53	0.61	0.60

Para finalizar debe tenerse en cuenta, que los algoritmos se han obtenido por simulación usando el programa LOWTRAN-7. Como los coeficientes de absorción del continuo del vapor de agua no se conocen con precisión, esto implica que los coeficientes split-window dependerán del programa usado. Sin embargo, éste no es el caso del método monocanal biangular debido a que la transmisión y emisión de la atmósfera varía como una función del ángulo de observación y por tanto permite eliminar las indeterminaciones debidas a la dependencia con la longitud de onda, lo que confirma las ventajas de la técnica biangular en comparación con la técnica bicanal siempre que la variación espectral y angular de la emisividad sean del mismo orden de magnitud.

CONCLUSIONES

Se ha desarrollado un nuevo método biangular-monocanal que permite determinar la temperatura de la superficie terrestre. El método es aplicable al sensor ATSR en sus dos vistas nadir y forward y tiene en cuenta la variación angular de la emisividad. A partir de este método y del corrientemente utilizado split-window, se han derivado diferentes algoritmos para determinar la SST y la LST. El análisis comparativo de estos algoritmos confirma la ventaja de la técnica biangular cuando las variaciones angular y espectral de la emisividad son del mismo orden de magnitud. Se muestra también que el conocimiento de la transmisividad atmosférica es necesario para mejorar los algoritmos. Futuros trabajos serán necesarios para extender el análisis aquí realizado, especialmente en lo que se refiere a la variación angular de la emisividad, cuyos valores hasta el momento presente no han sido suficientemente estudiados.

AGRADECIMIENTOS

La investigación llevada a cabo no hubiera sido posible sin la financiación de la CEE (Proyecto EV5V-CT- 91-0033/0035) y la colaboración del Laboratoire, de Météorologie Dynamique (París, Francia) y el Air Force Geophysics Laboratory (Massachusetts, USA) por suministrarnos los datos TIGR y el programa LOWTRAN-7 respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- BARTON, I. J. 1992. Satellite-derived sea surface temperatures- A comparison between operational, theoretical, and experimental algorithms. *J. Appl. Meteor.*, 31: 432-442.
- BATES, J. J., and DÍAZ, H. F. 1991. Evaluation of multichannel sea surface temperature product quality for climate monitoring: 1982-1988. *J. Geophys. Res.* 96: 20,613- 20,622.
- 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., et al., 1994. La utilidad del infrarrojo térmico en el estudio de la degradación de la superficie de la tierra. *Primeros resultados de los proyectos EFEDA, HAPEX-SAHEL y DEMON.*
- 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, Hascon, Air Force Base, Massachusetts.
- KONDRATYEV, K. Y. 1969. *Radiation in the atmosphere*. Academic Press, New York, San Francisco, London, pp. 9-22.
- LABEL, J., and STOLL, M. P. 1991. Spatial variability of land surface emissivity in the thermal infrared band: spectral signature and effective surface temperature. *Remote Sens. Environ.*, 38: 1-17.

- LYON, R. J. P. 1965. Analysis of rocks by spectral infrared emission (8 to 25 mm). *Economic Geology*, 60:715-736.
- MASUDA, K., TAKASHIMA, T., and TAKAYAMA, Y. 1988. Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sens. Environ.*, 24:313-329.
- MAY, D. A. et al. 1992. A correction for Sahara dust effects on satellite sea surface temperature measurements. *J. Geophys. Res.*, 97: 3611-3619.
- MCMILLIN, L. M., 1975. Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. *J. Geophys. Res.*, 80: 5113-5117.
- PRICE, J. C., 1983. Estimating land surface temperature from satellite thermal infrared data- A simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sens. Environ.*, 13: pp. 353-361.
- PRICE, J. C. 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 AVHRR. *J. Geophys. Res.*, 89: 7231-7237.
- SCHMUGGE, T. J., BECKER, F., and LI, Z. L. 1991. Spectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements. *Remote Sens. Environ.*, 35: 95-104.
- SCOTT, N. A., and CHEDIN, A. 1981. A fast line by line method for atmospheric absorption computations: The Automatized Atmospheric Absorption Atlas. *J. Appl. Meteorol.*, 20: 802-812.
- SOBRINO, J. A., COLL, C., and CASELLES, V. 1991. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR Channels 4 and 5. *Remote Sens. Environ.*, 38: 19-34.
- 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)
- SOBRINO, J. A. et al., 1994. Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* (en prensa).
- WEINREB, M. P. et al., 1990. Nonlinearity corrections in calibration of advanced very high resolution radiometer infrared channels. *J. Geophys. Res.*, 95: pp. 7381-7388.