



# Simulación y validación de los algoritmos de la temperatura de la superficie terrestre para los datos de MODIS y AATSR

J. M. Galve, C. Coll, V. Caselles, E. Valor, R. Nicolòs, J. M. Sánchez y M. Mira

Departament de Física i Termodinàmica, Universitat de València. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot

Recibido: 21-V-2007 – Aceptado: 25-X-2007 – **Versión Traducida**

Correspondencia a: joan.galve@uv.es

## Resumen

*Se ha construido una base de datos de perfiles de radiosondeos atmosféricos, de alcance global y para situaciones sin nubes, con la finalidad de simular medidas radiométricas desde sensores a bordo de satélite en el infrarrojo térmico. El objetivo de la simulación era generar algoritmos de “split-window” (SW) y ángulo dual (DA) para obtener la temperatura de la superficie terrestre (LST) a partir del Terra/Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) y de los datos del Envisat/Advanced Along Track Scanning Radiometer (AATSR). La base de datos contiene 382 perfiles de radiosondeo obtenidos desde la superficie terrestre, con una distribución casi uniforme en contenido de agua precipitable entre 0 y 5.5 cm. Los cálculos de transferencia radiativa fueron realizados con el código MODTRAN 4 para seis ángulos de visión diferentes entre 0 y 65°. Los espectros de radiancia que resultaron se integraron con las funciones del filtro de respuesta de las bandas 31 y 32 del MODIS y en los canales del AATSR a 11 y 12  $\mu\text{m}$ . Utilizando la base de datos de simulación, se desarrollaron los algoritmos SW adaptados para los datos de MODIS y AATSR. Los dos tipos de algoritmos son cuadráticos en la diferencia de la temperatura de brillo y dependen explícitamente de la emisividad de la superficie terrestre. Estos algoritmos SW y DA fueron validados con medidas del suelo reales de LST tomadas simultáneamente con las observaciones de MODIS y AATSR en una zona de arrozales ancha, llana y térmicamente homogénea situada cerca de la ciudad de Valencia, España. Los resultados obtenidos no mostraron ningún error sistemático y tenían una desviación estándar de alrededor de  $\pm 0.5$  K para los algoritmos SW en el nadir de los dos sensores; el algoritmo SW utilizado en la visión hacia delante tuvo como resultado un error sistemático de 0.5 K y una desviación estándar de  $\pm 0.8$  K; los resultados menos precisos se obtuvieron en los algoritmos DA con un error sistemático cercano a -2.0 K y una desviación estándar cercana a  $\pm 1.0$  K.*

## 1 Introducción

La temperatura de la superficie terrestre (LST) es necesaria para estimar la energía y los flujos de agua entre la superficie terrestre y la atmósfera, y por lo tanto resulta de gran interés para los estudios meteorológicos y climatológicos. La única manera de obtener la LST de grandes porciones de la Tierra es utilizando la teledetección del infrarrojo térmico. Las principales dificultades para obtener la LST de los datos de satélites son la corrección atmosférica, provocada sobre todo por el vapor de agua, y la corrección de la emisividad. En los últimos años, se han propuesto varias técnicas para la corrección de los datos de

satélite del infrarrojo térmico y por lo tanto para la obtención de la LST. McMillin (1975) propuso métodos basados en el principio de absorción diferencial para la obtención de temperatura de la superficie marítima (SST). Estos métodos utilizan medidas de la misma superficie objetivo en distintas condiciones de observación, y son probablemente las aproximaciones más simples y operacionalmente factibles para la corrección de los datos del infrarrojo térmico.

Son ejemplos de este método el método “split-window” (SW) que utiliza dos canales dentro de la ventana atmosférica 10.5–12.5  $\mu\text{m}$  y el método de ángulo dual (DA) que utiliza un único canal en dos ángulos de observación distintos.



Más recientemente, la técnica SW se extendió a las superficies de tierra gracias a los efectos de la emisividad de superficie (p.ej., Becker y Li, 1990; Wan y Dozier, 1996; Coll y Caselles, 1997). Los algoritmos de LST incluyen explícitamente una dependencia de la emisividad de la superficie en los canales considerados. Se proporcionan conjuntos de coeficientes alternativamente distintos para cada tipo de cubierta del suelo. La extensión de la técnica DA a la superficie terrestre requiere el conocimiento de la emisividad de la superficie en los dos ángulos de observación considerados. A causa de la anisotropía de la radiación emitida por superficies abruptas, heterogéneas y no isotérmicas, es más difícil obtener la LST con los métodos DA que con los métodos SW (Caselles et al., 1997).

Los algoritmos de las dos técnicas normalmente expresan la LST como una combinación lineal, o más recientemente cuadrática, de la diferencia entre las temperaturas de brillo en los canales considerados y los ángulos de observación cuyos coeficientes constantes tienen validez regional o global. Para conseguir estos coeficientes, se utiliza generalmente una base de datos de radiosondeo para simular la temperatura de brillo medida por el sensor en la parte más alta de la atmósfera para una gama ancha de atmósferas y condiciones de superficie, entonces se obtiene una función de regresión entre las temperaturas de brillo y las LST.

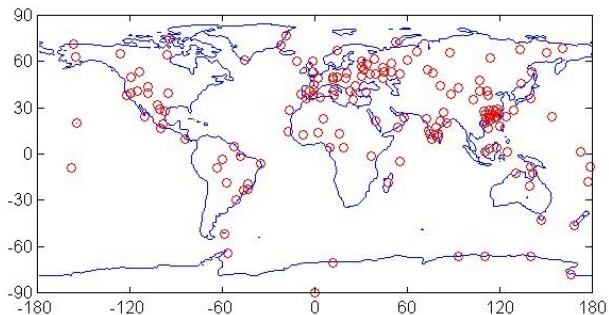
El primer objetivo de este estudio fue utilizar una nueva base de datos de Radiosondeo Atmosférico de Tierra sin Nubes (CLAR) para generar algoritmos de LST global a partir de los datos del *Terra/Moderate Imaging Spectroradiometer* (MODIS) y del *Envisat/Advanced Along Track Scanning Radiometer* (AATSR). Las bandas del MODIS 31 (11.026  $\mu\text{m}$ ) y 32 (12.013  $\mu\text{m}$ ) son adecuadas para los algoritmos SW, así como los canales AATSR en 11 y 12  $\mu\text{m}$ . La capacidad de visión de ángulo dual del AATSR, con las dos observaciones casi simultáneas en un ángulo hacia delante (55° del nadir) y cercanas al nadir, permite la implementación de los algoritmos DA.

El segundo objetivo era generar cinco algoritmos de LST: dos SW para los datos AATSR, uno para la visión de nadir (ASWn) y el otro para la visión hacia delante (ASWf), dos DA a partir de los datos del AATSR, uno para cada canal (ADA11 y ADA12) y un SW para los datos del MODIS (MSW) para conseguir la LST con un error inferior a 1 K en todos los casos. Esto requiere la validación de estos algoritmos utilizando medidas terrestres y de satélite. Los algoritmos operacionales de LST de los dos sensores fueron validados para comparar nuestros algoritmos.

## 2 Simulación

### 2.1 Consideraciones teóricas

Los diferentes algoritmos de LST obtenidos en este estudio están basados en el modelo de Coll y Caselles (1997).



**Figura 1.** Distribución global de los emplazamientos de radiosondeo utilizados en CLAR.

El algoritmo sigue una dependencia cuadrática en la diferencia de la temperatura de brillo. Si  $T_i$  es la temperatura de brillo, siendo  $i = 1$  para el canal de 11  $\mu\text{m}$  o visión en nadir y  $i = 2$  para 12  $\mu\text{m}$  o visión hacia delante, nuestros algoritmos pueden expresarse como:

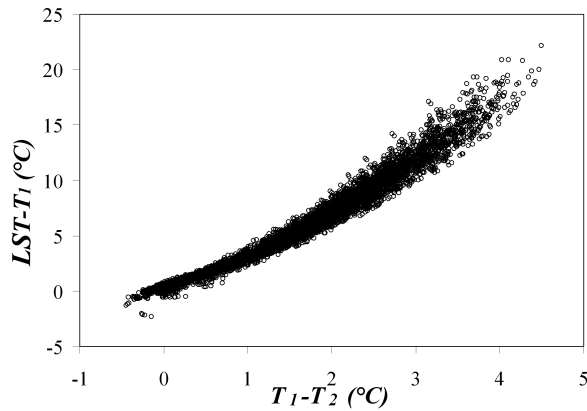
$$LST = T_1 + a_0 + a_1(T_1 - T_2) + a_2(T_1 - T_2)^2 + \alpha(1 - \varepsilon) - \beta \Delta \varepsilon \quad (1)$$

dónde  $a_k$  son los coeficientes atmosféricos, que sólo dependen de los dos canales considerados y que son independientes de la emisividad de la superficie. Los coeficientes de emisividad  $\alpha$  y  $\beta$  dependen de los canales y de las condiciones atmosféricas. Las expresiones teóricas para los coeficientes de  $\alpha$  y  $\beta$  se encuentran en Coll y Caselles (1997). En este estudio, utilizamos una parametrización de  $\alpha$  y  $\beta$  con el contenido vertical de agua precipitable de la atmósfera,  $W$ , y, dependiendo del algoritmo, con el ángulo de observación,  $\theta$ . Finalmente,  $\varepsilon$  y  $\Delta \varepsilon$  son la emisividad media y la diferencia de emisividad tanto para los canales como para los ángulos de observación.

### 2.2 Base de datos CLAR

La base de datos CLAR fue construida con radiosondeos atmosféricos recogidos del Atmospheric Science Department, University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Contiene 382 radiosondeos atmosféricos terrestres globales uniformemente distribuidos. Todos ellos fueron comprobados para asegurarse de que no se incluía ninguna nube. Se consideraba que un radiosondeo era nuboso cuando la humedad relativa (RH) de una capa era superior al 90% o cuando dos capas consecutivas tenían RH > 85%. Cuando un radiosondeo tenía una RH superior al 80% en las dos primeras capas era considerada como un radiosondeo nebuloso y entonces era descartado.

CLAR tiene una buena distribución en  $W$  que es uniforme hasta los 5.5 cm y alcanza los 7 cm. La distribución de la latitud absoluta se basa en tres rangos de latitud: 40% en latitudes bajas (0° - 30°), 40% en latitudes medias (30° - 60°), y 20% en latitudes altas (> 60°). La Figura 1 muestra la distribución global de todas las estaciones de radiosondeo utilizadas en CLAR.



**Figura 2.** LST-T1 trazado en frente de T1-T2 para el caso de MSW.

### 2.3 Características de la simulación

Como los coeficientes atmosféricos ( $a_k$ ) no dependen de la emisividad, pueden derivar de simulaciones para una superficie de un cuerpo negro. En este caso la relación entre la radiación medida para el canal  $i$  del sensor en el ángulo  $\theta$  del nadir ( $L_i$ ) y la radiancia emitida por la superficie,  $B_i(T)$ , obtenida a partir de la función Planck es la siguiente:

$$L_i = \tau_i(\theta)B_i + L_i^\uparrow(\theta) \quad (2)$$

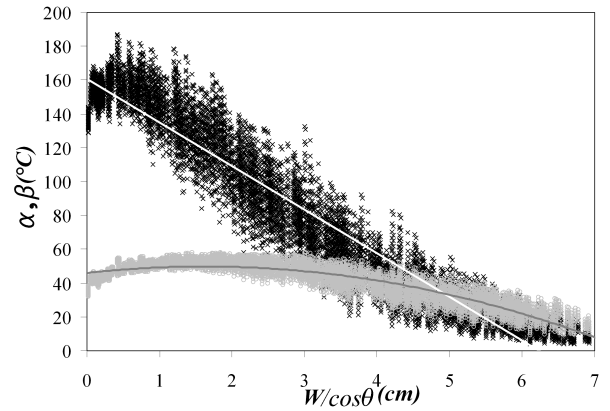
dónde  $\tau_i(\theta)$  y  $L_i^\uparrow(\theta)$  son la transmitancia atmosférica y la radiancia atmosférica ascendente, respectivamente, que se calculan para cada perfil atmosférico de la base de datos con el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4 (Berk et al., 1999). Entonces  $T_i$  se obtiene a partir de la radiancia medida por el sensor,  $L_i$ , según  $B_i(T_i) = L_i$ .

Cada radiosondeo de CLAR fue introducido en el modelo de transferencia radiativa de multicapas MODTRAN 4, en 65 capas desde el nivel del suelo hasta 100 km. La temperatura del suelo se tomó alrededor de la temperatura de la primera capa,  $T_0$ . Seleccionamos siete temperaturas:  $T_0 - 6$  K,  $T_0 - 2$  K,  $T_0 + 1$  K,  $T_0 + 3$  K,  $T_0 + 5$  K,  $T_0 + 8$  K y  $T_0 + 12$  K. Se tomaron en consideración distintos ángulos de observación,  $11.6^\circ$ ,  $26.1^\circ$ ,  $40.3^\circ$  y  $53.7^\circ$ , que son los llamados ángulos gaussianos. También incluimos dos ángulos de observación ( $0^\circ$  y  $65^\circ$ ) por completitud. Así pues conseguimos 16044 simulaciones para utilizar en la obtención de los algoritmos de LST.

## 3 Algoritmos

### 3.1 Algoritmos generados

El ASWn fue generado a partir de simulaciones obtenidas para los siguientes ángulos de observación:  $0^\circ$ ,  $11.6^\circ$  y  $26.1^\circ$ . El ASWf, se generó a partir de simulaciones sólo en  $53.7^\circ$ . Simulaciones en dos parejas de ángulos de simulación,  $0^\circ - 53.7^\circ$  y  $11.6^\circ - 53.7^\circ$ , fueron utilizadas para



**Figura 3.** Coeficientes  $\alpha$  (círculo gris) y  $\beta$  (cruz negra) para el algoritmo MSW en frente del contenido de vapor de agua en la trayectoria  $W$  (cm).

generar los dos algoritmos DA en los canales AATSR a 11 y 12  $\mu\text{m}$ .

Aunque el campo de visión de MODIS puede alcanzar hasta  $65^\circ$ , en este artículo nos limitamos a  $\theta < 45^\circ$ . La razón es que hay poca información sobre la variabilidad angular de la emisividad y debido a la degradación de los resultados de regresión cuando se utilizan ángulos superiores a  $45^\circ$ . En consecuencia, el MSW fue generado utilizando las simulaciones obtenidas a  $0^\circ$ ,  $11.6^\circ$ ,  $26.1^\circ$  y  $40.3^\circ$ .

En los algoritmos ASWn y MSW los coeficientes  $\alpha$  y  $\beta$  fueron parametrizados como una función del contenido de vapor de agua en la trayectoria,  $\frac{W}{\cos(\theta)}$ , porque en estos casos había una variabilidad mayor de ángulos de observación. Por ejemplo, en el caso de MSW, la Figura 2 muestra las diferencias en  $LST - T_1$  frente a las diferencias de temperatura de brillo  $T_1 - T_2$ . La relación entre los coeficientes  $\alpha$  y  $\beta$  y el contenido de vapor de agua en la trayectoria se muestra en la Figura 3. Se obtuvieron unos resultados similares en los otros algoritmos. Entonces los algoritmos pueden expresarse así:

ASWn:

$$LST = T_{11n} + 0.32(T_{11n} - T_{12n})^2 + 0.78(T_{11n} - T_{12n}) + 0.24 + (52.57 + 1.13\frac{W}{\cos(\theta)} - 1.023(\frac{W}{\cos(\theta)})^2)(1 - \varepsilon) - (79.2 - 11.06\frac{W}{\cos(\theta)})\Delta\varepsilon \quad (3)$$

ASWf:

$$LST = T_{11f} + 0.437(T_{11f} - T_{12f})^2 + 0.49(T_{11f} - T_{12f}) + 0.16 + (55.2 - 4.4W - 0.7W^2)(1 - \varepsilon) - (64.6 - 11.432W)\Delta\varepsilon \quad (4)$$

ADA11:

$$LST = T_{11n} + 0.176(T_{11n} - T_{11f})^2 + 1.569(T_{11n} - T_{11f}) - 0.059 + (57.00 + 1.57W - 1.18W^2)(1 - \varepsilon) - (111.6 - 17.62W)\Delta\varepsilon \quad (5)$$

ADA12:

$$LST = T_{12n} + 0.303(T_{12n} - T_{12f})^2 + 1.57(T_{12n} - T_{12f}) - 0.01 + (64.5 - 4.53W - 0.71W^2)(1 - \varepsilon) - (110.3 - 19.84W)\Delta\varepsilon \quad (6)$$

MSW:

$$LST = T_{31} + 0.494(T_{31} - T_{32})^2 + 2.370(T_{31} - T_{32}) + 0.319 + (45.99 + 4.67\frac{W}{\cos(\theta)} - 1.446(\frac{W}{\cos(\theta)})^2)(1 - \varepsilon) - (160.5 - 25.75\frac{W}{\cos(\theta)})\Delta\varepsilon \quad (7)$$

En el caso de los algoritmos AATSR,  $T_{11n}$  y  $T_{12n}$  son las temperaturas de brillo en la visión de nadir en los canales de 11  $\mu\text{m}$  y 12  $\mu\text{m}$  respectivamente, y  $T_{11f}$  y  $T_{12f}$  son las temperaturas de brillo para los mismos canales pero en una visión hacia delante. Además, en el algoritmo MSW  $T_{31}$  y  $T_{32}$  son las temperaturas de brillo en las bandas 31 y 32, respectivamente.

### 3.2 Algoritmos operacionales AATSR y MODIS LST

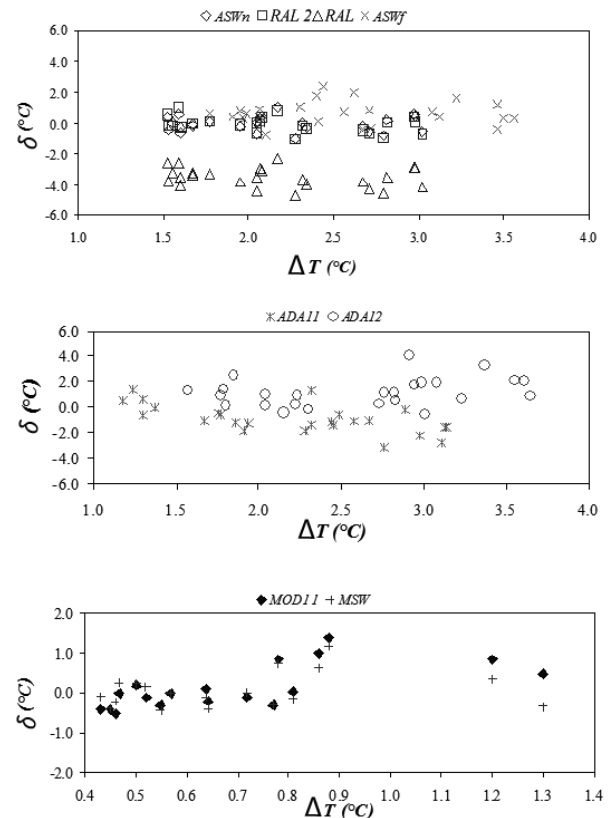
El algoritmo AATSR LST (Prata, 2000) expresa la LST como una combinación lineal de las temperaturas de brillo del nadir con coeficientes determinados por regresión sobre conjuntos de datos simulados y dependiendo del tipo de cubierta del suelo ( $i$ ), de la fracción de cubierta vegetal ( $f$ ), el agua precipitable y el ángulo de visión del satélite.

Estos coeficientes son proporcionados para 14 tipos distintos de cubierta del suelo. Para un tipo de cubierta específico, se dan dos conjuntos separados de coeficientes para la superficie totalmente vegetada y para la superficie con suelo desnudo. Actualmente, los datos de LST generados con este algoritmo son proporcionados como un producto con datos AATSR\_L2. El algoritmo está ejecutado operacionalmente en el Rutherford Appleton Laboratory (RAL) en el llamado procesador RAL. Los valores del tipo de cubierta del suelo, de la fracción de cubierta vegetal y del agua precipitable se toman de la clasificación global, de los mapas mensuales de la fracción de cubierta vegetal y de la climatología mensual global con una resolución espacial de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  longitud/latitud.

El algoritmo generalizado de “split-window” aplicado al MODIS está expresado como una combinación lineal de las temperaturas de brillo. Las expresiones teóricas se encuentran en Wan y Dozier (1996). Los coeficientes se obtuvieron de la regresión lineal de los datos simulados de MODIS para rangos anchos de superficie y condiciones atmosféricas y dependen del ángulo de visión,  $W$ , y de la temperatura de la capa inferior atmosférica. Las emisividades necesarias se obtuvieron de las emisividades basadas en la clasificación de píxeles (Snyder et al., 1998). Actualmente, los datos de LST generados con este algoritmo son proporcionados como un producto con datos MOD11.

**Tabla 1.** Emisividades utilizadas en la aplicación de los algoritmos en el emplazamiento de la prueba de Valencia.

	ASWn	ASWf	ADA11	ADA12	MSW
$\varepsilon$	0.983	0.973	0.980	0.975	0.984
$\Delta\varepsilon$	0.005	0.005	0.010	0.010	-0.003



**Figura 4.** Error del algoritmo  $\delta T$  como una función de la diferencia de temperatura de brillo  $\Delta T$  en el emplazamiento de Valencia.

## 4 Validación

La validación de las LSTs obtenidas de los satélites con medidas del suelo es un reto debido a la heterogeneidad de las superficies terrestres, tanto en términos de temperatura como de emisividad. Sólo pueden encontrarse unos pocos estudios de validación de LST en la literatura (p.ej., Prata, 1994; Wan et al., 2002; Coll et al., 2005 y 2006; Hook et al., 2007). La comparación entre las medidas puntuales del suelo y las medidas de satélite que representan un promedio de superficie sólo es posible para ciertas superficies terrestres que son térmicamente homogéneas a varias escalas espaciales, desde la huella de instrumentos terrestres hasta los píxeles de varios satélites. Estas superficies existen, las más adecuadas son las aguas continentales o las superficies densamente vegetadas.

**Tabla 2.** Errores de los algoritmos de LST obtenidos en el emplazamiento de Valencia ( $\delta T$  = error medio;  $\sigma(T)$  desviación estándar).

Núm. de puntos	Algoritmo	$\delta T$ (K)	$\sigma(T)$ (K)	RMSE (K)
25	ASWn	0.0	0.5	$\pm 0.5$
25	ASWf	0.5	0.8	$\pm 0.9$
25	ADA11	-1.0	1.1	$\pm 1.5$
25	ADA12	-2.4	1.6	$\pm 2.8$
25	RAL1	-3.5	0.6	$\pm 3.6$
25	RAL2	-0.1	0.5	$\pm 0.5$
18	MSW	0.1	0.5	$\pm 0.5$
18	MOD11	0.1	0.6	$\pm 0.6$

Se recogió una base de datos de medidas de LST terrestre simultáneamente con el paso del AATSR y MODIS durante los veranos de 2002-2006. Se trata de una zona llana de arrozales situada cerca de Valencia. Cada verano, esta zona está completamente cubierta de vegetación y está bien irrigada, lo que hace que este lugar sea térmicamente homogéneo. Esta base de datos de validación ha sido utilizada para evaluar los métodos de corrección SW y DA (Coll et al., 2005 y 2006).

La emisividad del nadir fue medida en el campo utilizando el método de la caja (Rubio et al., 2003). Las medidas fuera del nadir no estaban disponibles para los arrozales. Se podría esperar que la emisividad angular fuera pequeña en este caso. Para los arrozales completamente cubiertos y bien irrigados, las diferencias entre las temperaturas de brillo en el nadir y fuera del nadir ( $60^\circ$ ) estaban dentro de 0.5 K (Lagouarde et al., 1995). Una disminución de la temperatura de 0.5 K entre las observaciones en el nadir y fuera del nadir es aproximadamente equivalente a una disminución de la emisividad de 0.01 entre las dos condiciones de visión. La Tabla 1 proporciona la emisividad media y las diferencias de emisividad utilizadas en todos los algoritmos.

La Figura 4 compara la diferencia entre la temperatura de la superficie terrestre ( $T_g$ ), y la LST estimada por el algoritmo ( $T_a$ ), ( $\delta T = T_g - T_a$ ), con la diferencia de temperatura de brillo  $\Delta T = T_1 - T_2$ . Los errores obtenidos por los algoritmos de LST en el emplazamiento de Valencia se encuentran en la Tabla 2. Los errores en los casos de SW son siempre inferiores a 1 K, sin embargo los dos errores de rendimiento de los algoritmos DA son superiores a 1.5 K. El ADA12 es el menos preciso con un error de  $\pm 2.4$  K. Esto muestra que el canal de  $12 \mu\text{m}$  tiene demasiada absorción y no es apropiado para las correcciones atmosféricas.

El procesador RAL clasifica este emplazamiento como árboles de hoja ancha con cubierta del suelo ( $i = 6$ ) y  $f = 0.40 - 0.47$  (julio - agosto). El valor asignado a  $f$  parece especialmente bajo para los arrozales en verano. De hecho, con estas consideraciones parece que el procesador RAL sobreestima las LSTs terrestres por una media de 3.6 K (ver Figura 4). Los resultados más precisos para el algoritmo AATSR LST se consiguieron en los arbustos de hoja ancha con cubierta

de suelo ( $i = 8$ ) y  $f = 1$  (cubierta total) llamados RAL2 en la Figura 4 y la Tabla 2.

## 5 Conclusiones

Se recopiló una nueva base de datos CLAR para conseguir los algoritmos de LST para las dos técnicas, SW y DA. Utilizando esta base de datos y aplicando el método de Coll y Caselles (1997), se generaron los algoritmos de LST para dos sensores (el AATSR y el MODIS). La validación proporcionó el error de los algoritmos. Los resultados de estos algoritmos también fueron comparados con los proporcionados por los algoritmos operacionales del AATSR y del MODIS LST.

Los resultados más precisos en el emplazamiento de Valencia se consiguieron con el algoritmo SW, con la excepción del ASWf. El error normalmente se encuentra alrededor de  $\pm 0.5$  K, pero en el caso del ASWf es de alrededor de  $\pm 1.0$  K. La baja precisión del método DA es debida a los efectos direccionales en las temperaturas radiométricas esperadas para superficies terrestres rugosas y no isotérmicas, y también a las incertidumbres en la variación angular de la emisividad de superficie terrestre. De hecho, estos algoritmos tienen un error de alrededor de  $\pm 2.0$  K. La precisión del algoritmo DA disminuye con el aumento de la rugosidad y la heterogeneidad térmica de la superficie terrestre.

Aunque la base de datos de validación tenga pocos puntos y corresponda sólo a un emplazamiento, los resultados muestran que los algoritmos SW pueden obtener la LST con una precisión superior que  $\pm 1$  K. En futuras investigaciones, habrá más emplazamientos para aumentar la base de datos de validación. El algoritmo operacional de LST para MODIS es coherente con los algoritmos SW propuestos en este documento. En el caso del AATSR, la clasificación incorrecta del emplazamiento provocó un error mucho mayor que el esperado.

**Agradecimientos.** Damos las gracias al Department of Atmospheric Science, University of Wyoming, por los perfiles de los radiosondeos atmosféricos. Esta investigación fue financiada por el Ministerio de Educación y Ciencia (proyecto CGL2004-06099-C03-01, cofinanciado con los fondos FEDER de la Unión Europea, acciones complementarias CGL2005-24207-E y CGL2006-27067-E, el contrato de investigación de R. Nicolòs y las dos becas de investigación de J.M. Galve y Maria Mira), y la Universidad de Valencia (beca de investigación V Segles de J-M- Sánchez). Damos las gracias al AATSR Validation Team, University of Leicester, a la Agencia Espacial Europea (bajo CAT-1 proyecto 3466) y a la EOS-NASA por proporcionarnos los datos del AATSR y del MODIS.

## Referencias

- Becker, F. y Li, Z., 1990: *Towards a local split-window method over land surfaces*, Int J Remote Sens, **11**, 369–394.
- Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Chetwynd, J. H., Bernstein, L., Shettle, E. P., Matthew, M. W., y Adler-Golden, J. H., 1999: MODTRAN 4 users manual, report, Air Force Research Laboratory Space Vehicles Directorate, Hascom AFB, Mass.

- Caselles, V., Coll, C., Valor, E., y Rubio, E., 1997: *Thermal band selection for the PRISM instrument: 2. Analysis and comparison of existing atmospheric and emissivity correction methods for land surface temperature recovery*, J Geophys Res, **102**, 19 611–19 627.
- Coll, C. y Caselles, V., 1997: *A split-window algorithm for land surface temperature from Advance Very High Resolution Radiometer data: Validation and algorithm comparison*, J Geophys Res, **102**, 16 697–16 713.
- Coll, C., Caselles, V., Galve, J. M., Valor, E., Niclòs, R., Sánchez, J. M., y Rivas, R., 2005: *Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data*, Remote Sens Environ, **97**, 288–300.
- Coll, C., Caselles, V., Galve, J. M., Valor, E., Niclòs, R., y Sánchez, J. M., 2006: *Evaluation of split-window and dual-angle correction methods for land surface temperature retrieval from Envisat/AATSR data*, J Geophys Res, **111**, 12 105.
- Hook, S., Vaughan, R., Tonooka, H., y Schladow, S., 2007: *Absolute radiometric in-flight validation of mid and thermal infrared data from ASTER and MODIS using the Lake Tahoe CANV, USA automated validation site*, IEEE Trans Geosci Remote Sens, **15**, 1798–1807.
- Lagouarde, J. P., Kerr, Y. H., y Brunet, Y., 1995: *An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils*, Agric For Meteorol, **77**, 167–190.
- McMillin, L. M., 1975: *Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption*, J Geophys Res, **80**, 5113–5117.
- Prata, A. J., 1994: *Land surface temperatures derived from the Advanced Very High Resolution Radiometer and the Along Track Scanning Radiometer: 2. Experimental results and validation of AVHRR algorithms*, J Geophys Res, **99**, 13 025–13 058.
- Prata, A. J., 2000: *Land surface temperature measurement from space: AATSR algorithm theoretical basis document*, technical report, CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, Australia, 27 pp.
- Rubio, E., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., y Sospedra, F., 2003: *Thermal-infrared emissivities of natural surfaces: Improvements on the experimental set-up and new measurements* *Thermal-infrared emissivities of natural surfaces: Improvements on the experimental set-up and new measurements*, Int J Remote Sens, **24**, 5379–5390.
- Snyder, W. C., Wan, Z., Zhang, Y., y Feng, Y. Z., 1998: *Classification based emissivity for land surface temperature from space*, Int J Remote Sens, **19**, 2753–2774.
- Wan, Z. y Dozier, J., 1996: *A generalized split-window algorithm for retrieving land surface temperature from space*, IEEE Trans Geosci Remote Sens, **34**, 892–905.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., y Li, Z. L., 2002: *Validation of the land surface temperature products retrieved from TERRA Moderate resolution Imaging Spectroradiometer data*, Remote Sens Environ, **83**, 163–180.