

Determinación del flujo de calor sensible en el marco del proyecto FIFE mediante un modelo de resistencias en paralelo

J.M. Sánchez, V. Caselles, E. Valor, C. Coll, R. Nicolòs y J.M. Galve
Juan.M.Sanchez@uv.es

*Departamento de Termodinámica. Universidad de Valencia
C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, Valencia*

RESUMEN

En este trabajo se muestra la validación del modelo de Sánchez y Caselles (2005) para la estimación del flujo de calor sensible en superficie, H , a partir de datos de teledetección y con una necesidad mínima de medidas "in situ". Para ello se ha elegido una extensa zona de pradera correspondiente al área de estudio de la campaña FIFE (*First ISLSCP Field Experiment*). Los resultados del modelo de Sánchez y Caselles (2005) muestran un buen acuerdo con los valores medidos, tanto a escala local como regional. Finalmente, se ha elaborado un mapa de H de la zona, a partir de una imagen Landsat-TM, en el que se aprecia la variabilidad espacial de esta magnitud en función de las características de la superficie.

PALABRAS CLAVE: flujo de calor sensible, resistencia aerodinámica, temperatura efectiva, pradera, Landsat-TM.

ABSTRACT

This paper shows the validation of the Sánchez & Caselles (2005) model for determining surface sensible heat flux, H , from remote sensing data and a minimum requirement of in situ measurements. An extensive area of grassland, corresponding to the study site of the FIFE campaign (*first ISLSCP Field Experiment*), has been selected. The results of the Sánchez & Caselles (2005) model are in good agreement with the measured values in both cases, local and regional scales. Finally, a map of H has been performed from a Landsat-TM image. The spatial variability of H as a function of the surface characteristics can be observed in this map.

KEY WORDS: sensible heat flux, aerodynamic resistance, effective temperature, prairie, Landsat-TM.

INTRODUCCIÓN

Los flujos de energía en superficie constituyen la base de todos los procesos físicos que ocurren en la atmósfera. Por tanto, su estudio es fundamental para el desarrollo y mejora de los modelos climáticos y de predicción meteorológica.

Durante los últimos años se han realizado importantes avances en el estudio de estos flujos a nivel local (Allen et al., 1998; Hupet y Vanclooster, 2001). Sin embargo, las necesidades de los modelos hidrológicos y de circulación atmosférica exigen un conocimiento de los balances de energía a escalas mayores. De esta forma la teledetección se convierte en la herramienta ideal para estos propósitos, y en particular para el estudio de la evapotranspiración, LE , (Idso et al., 1975; Price, 1989).

La mayoría de los modelos obtienen la LE como un término residual de la ecuación de balance de

energía. De esta forma, los esfuerzos se centran en el cálculo del resto de términos, como son la radiación neta, R_n , o el flujo de calor sensible, H . En concreto, en este trabajo nos centraremos en esta última magnitud.

Existen diversos modelos para el cálculo de H a partir de la medida de la radiación emitida por la superficie. Dentro de ellos se encuentran los de una capa (Monteith, 1973) y los de dos capas. Además, dentro de estos últimos se distingue entre los de asociación de resistencias en serie (Shuttleworth y Wallace, 1985; Chehbouni et al., 1996) y en paralelo (Norman et al., 1995; Kustas y Norman, 1999). Diversos autores han encontrado problemas a la hora de obtener H sobre una superficie heterogénea mediante los modelos que consideraban solamente una capa (Hall et al., 1992; Sun y Mahrt, 1995). Por otro lado, los modelos de resistencias en serie requieren como magnitudes de entrada ciertos parámetros difíciles de estimar directamente mediante

teledetección. Por tanto los modelos más adecuados para la estimación de H a una escala regional son los de asociación de resistencias en paralelo. Sin embargo, se han detectado algunas discrepancias en las bases físicas de los modelos de este tipo existentes (Lhomme y Chehbouni, 1999; Sánchez y Caselles, 2005). Por todo ello, Sánchez y Caselles (2005) propusieron un nuevo modelo de resistencias en paralelo que nos permite estimar H en superficie de una forma operativa mediante teledetección y con el requerimiento del mínimo número de parámetros medidos “in situ”.

De acuerdo con los modelos de asociación de resistencias en paralelo, el flujo de calor sensible sobre una zona de suelo, H_s , y sobre una zona de vegetación, H_c , se obtiene a través de la diferencia entre la temperatura del suelo, T_s , o de la vegetación, T_c , según el caso, y la temperatura del aire sobre la zona, T_a . De esta forma (Norman et al., 1995; Kustas et al., 1999):

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^s + r_a^a} \quad (1)$$

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^a} \quad (2)$$

donde ρ (kg m^{-3}) es la densidad del aire, C_p ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) es el calor específico del aire a presión constante, r_a^a (s m^{-1}) es la resistencia aerodinámica del aire y r_a^s (s m^{-1}) es la resistencia aerodinámica del suelo. Estas resistencias se obtienen a través de las expresiones:

$$r_a^a = \frac{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u} \quad (3)$$

$$r_a^s = \frac{1}{c(T_s - T_c)^{1/3} + bu_s} \quad (4)$$

donde z (m) es la altura de referencia a la que se mide T_a , d (m) es la altura del plano de desplazamiento cero, z_0 (m) es el parámetro de rugosidad de la superficie, k es la constante de von Karman ($\sim 0,41$), y u (m s^{-1}) es la velocidad del viento a la altura z . Tanto d como z_0 son función de la altura de la vegetación, h . Para este trabajo hemos empleado las aproximaciones: $d=2h/3$ y $z_0=h/10$. Por otro

lado, c y b son valores constantes, y, finalmente, u_s (m s^{-1}) es la velocidad del viento sobre la superficie del suelo, en el punto en que el efecto de la rugosidad es mínimo; su valor se calcula a partir de u , teniendo en cuenta un factor exponencial de decaimiento que depende de la altura y anchura de hoja de la vegetación, y de la propia proporción de vegetación de la zona, P_v (Norman et al., 1995).

Siguiendo este esquema, Sánchez y Caselles (2005) propusieron la siguiente expresión para el flujo de calor sensible total sobre una zona heterogénea:

$$H = \rho C_p \frac{T^* - T_a}{r_a^*} \quad (5)$$

donde T^* es la temperatura efectiva de la zona y r_a^* es la resistencia aerodinámica efectiva. De acuerdo con estos autores, la relación entre los flujos de calor sensible, total y parciales viene dada por la expresión:

$$H = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \quad (6)$$

Introduciendo las ecuaciones (1), (2) y (5) en la relación (6), se obtiene la expresión necesaria para el cálculo de r_a^* :

$$r_a^* = \frac{T_c P_v + T_s (1 - P_v) - T_a}{P_v \frac{(T_c - T_a)}{r_a^a} + (1 - P_v) \frac{(T_s - T_a)}{r_a^a + r_a^s}} \quad (7)$$

Podemos observar que el número de variables y parámetros de entrada del modelo es bastante reducido. Así pues, solamente precisamos de la medida “in situ” de los parámetros temperatura del aire, T_a , velocidad del viento, u , y altura de la vegetación o del cultivo, h ; mientras que P_v y T^* son obtenidos directamente a través de teledetección. De esta forma, el modelo es aplicable sobre cualquier tipo de superficie, ya que sus ecuaciones tienen en cuenta las características de la vegetación de la zona a través, no sólo de la proporción de vegetación existente, sino también de la altura, y, de forma más implícita, de la anchura de hoja, del cultivo o del tipo de vegetación considerado. Además, Sánchez y Caselles (2005) han aplicado este modelo a dos casos tan diferentes como son, un bosque boreal de Finlandia, y un cultivo de vid de Tomelloso (Ciudad Real).

ZONA DE ESTUDIO Y MEDIDAS

Para este trabajo seleccionamos el área de estudio de la campaña FIFE (First ISLSCP Field Experiment), llevada a cabo dentro de una zona de pradera de unos $15 \times 15 \text{ km}^2$ de extensión situada en el centro de Kansas, USA (Figura 1). Las medidas de campo se realizaron durante el periodo 1987-1989, y se coordinaron con vuelos aéreos e imágenes de satélite (Hall et al., 1995). La zona fue dividida en sectores cuadrados de $200 \times 200 \text{ m}^2$ dentro de los cuales se llevaron a cabo las medidas “in situ”. Se realizaron medidas de temperatura radiométrica de la superficie con radiómetros de infrarrojo térmico Everest Interscience modelo 4000, con una banda ancha de $8\text{-}14 \mu\text{m}$ y una precisión de $\pm 0,5 \text{ K}$, situados a una altura de 3,5 m sobre la superficie. También se midieron la temperatura del aire y la velocidad del viento a una altura de 2,5 m a través de estaciones meteorológicas convencionales; y finalmente los flujos de calor mediante técnicas de correlación turbulenta y de razón de Bowen, con una precisión de $\pm 15\text{-}20\%$.



Figura 1. Vista general de la zona de estudio.

Para este trabajo hemos utilizado una imagen multiespectral de la zona, captada por el sensor TM a bordo del satélite Landsat 5, correspondiente al 4 de agosto de 1989, día catalogado como “golden day” dentro de la campaña, y por tanto, idóneo para establecer comparaciones entre las medidas de superficie y las de teledetección. Además, hay que señalar que para otras fechas, dentro de la campaña, en las que se dispone de imagen de satélite, no se registraron algunos de los parámetros necesarios para aplicar el modelo.

La resolución espacial de la imagen es, por tanto, de 30 m en las bandas del visible y de 120 m en el

térmico. A partir de las bandas 3 (rojo) y 4 (infrarrojo próximo) obtenemos una primera imagen de P_v , siguiendo el método de Valor y Caselles (1996), dentro de la cual hemos señalado con círculos un total de 8 puntos. De todas las áreas de medidas “in situ” disponibles durante la campaña, solamente en esos 8 puntos se registraron todos los parámetros y variables necesarios para aplicar el modelo de Sánchez y Caselles (2005), y por tanto, dichos puntos serán los que usaremos para su validación (Figura 2).

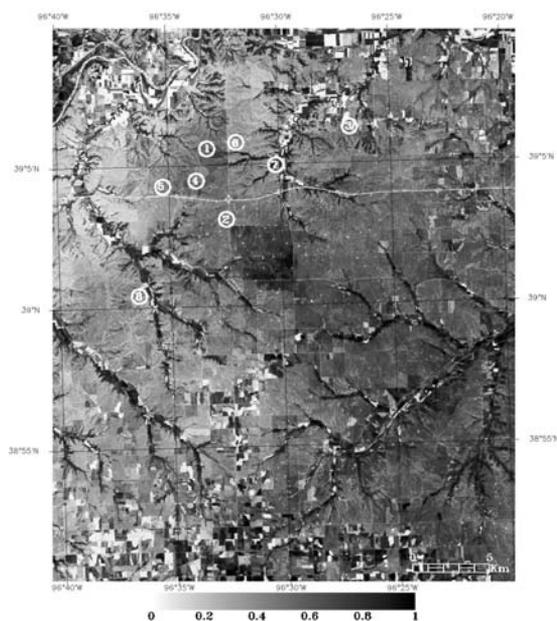


Figura 2. Imagen de P_v correspondiente a la zona de estudio (4 de Agosto de 1989).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Cálculo de T^*

La bondad de los resultados finales en el cálculo de H depende principalmente de una buena estimación de T^* . Por ello, en primer lugar hemos realizado una comparación entre las medidas de temperatura obtenidas a partir de la banda 6 de la imagen Landsat-TM (Figura 3) y las registradas “in situ” sobre tres puntos concretos (Tabla 1). En ambos casos, las medidas se ven influidas por factores como las características de la atmósfera y la emisividad de la superficie. Por ello, los valores de temperatura han sido previamente corregidos de efec-

tos atmosféricos, empleando un radiosondeo coincidente con la hora de paso del satélite (16:30 UTC) y el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4, así como de los efectos de emisividad, a partir de los valores medidos in situ para suelo y vegetación, $\epsilon_s=0.96$ y $\epsilon_c=0.98$, respectivamente, y del método de Valor y Caselles (1996).

Los errores en T^* "in situ" incluyen el error de precisión del radiómetro y la variabilidad temporal de la medida (30 minutos), mientras que los errores en T^* del satélite dan cuenta de la variabilidad espacial de ésta dentro de una ventana de 3x3 píxeles.

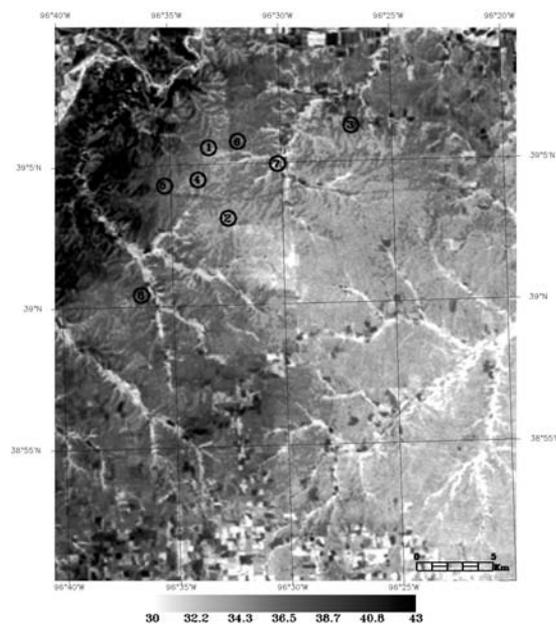


Figura 3. Imagen de T^* (°C) correspondiente a la zona de estudio (4 de Agosto de 1989).

Zona	T^* (°C) in situ	T^* (°C) Landsat	Dif. (°C)
1	34,7±0,7	36,0±0,3	1,3
2	30,9±0,9	32,7±0,4	1,8
8	37,7±1,2	37,5±0,4	-0,2
		Media (°C)	1,0
		σ (°C)	±1,1

σ : desviación estándar.

Tabla 1. Comparación de las medidas de T^* realizadas "in situ" y las obtenidas a través de satélite.

Aplicación del modelo a escala local

En primer lugar realizamos el cálculo de H sobre las 8 zonas seleccionadas a partir de los valores particulares de T_a , u y h medidos en cada una de ellas, representativos de una extensión de 200x200 m². Los valores de T_s y T_c para cada zona, han sido obtenidos a partir de la Figura 3, seleccionando los píxeles de suelo desnudo y de cobertura completa dentro de una extensión de unos 3 km² alrededor de cada zona. Los resultados son comparados con los valores de H medidos en campo sobre dichas zonas. La Tabla 2 muestra un análisis estadístico de esta comparación. También se han incluido los resultados del modelo de resistencias en serie (Shuttleworth y Wallace, 1985; Chehbouni et al., 1996), ampliamente reconocido y utilizado, con el fin de dotar de mayor validez al modelo propuesto. Los errores en H in situ corresponden a la precisión de ±20% en la medida.

Podemos observar como los resultados del modelo de Sánchez y Caselles (2005) están en buen acuerdo con los valores medidos de H , e incluso con los obtenidos a través del modelo en serie, con un error sistemático medio de +10 W m⁻² y una desviación estándar de ±30 W m⁻². Estos valores son aceptables si tenemos en cuenta la precisión habitual de 15-20% que posee la medida directa "in situ" de H a través de los métodos empleados (Hall y Sellers, 1995).

Zona	H in situ (Wm ⁻²)	H Sánchez y Caselles (2005) (Wm ⁻²)	H modelo en serie (Wm ⁻²)	
			Dif.	Dif.
1	180±40	211	31	161
2	98±20	63	-35	49
3	130±30	119	-11	131
4	130±30	156	26	147
5	240±50	264	24	244
6	80±16	131	51	74
7	88±18	129	41	59
8	120±24	81	-39	32
Media	130±30	140	10	110
σ	±50	±70	±30	±70
	RMSD		±30	±40
	MAD		±30	±30
	MAPD (%)		±25	±20

Tabla 2. Comparación entre los valores de H medidos "in situ" y los calculados a través de Sánchez y Caselles (2005) y del modelo en serie.

Extensión del modelo a escala regional

Con el fin de mostrar la operatividad del modelo de Sánchez y Caselles (2005) a una escala regional, repetiremos los cálculos de H tomando en esta ocasión unos valores de T_c , T_s , T_a , u y h únicos para las 8 zonas seleccionadas. Estos corresponden a la media de los valores registrados en todas esas zonas; sus desviaciones estándar dejan constancia de la representatividad espacial de dichos valores dentro de la extensa zona de estudio (15×15 km²): $T_c=31,7\pm1,4$ °C, $T_s=40,5\pm2,0$ °C, $T_a=31,0\pm1,0$ °C, $u=4,5\pm0,6$ m s⁻¹ y $h=36\pm7$ cm.

La Tabla 3 muestra los resultados de la nueva comparación. Podemos observar como las medias a penas cambian, aunque las desviaciones estándar de las diferencias aumentan con respecto a la Tabla 2, hasta valores de ± 60 W m⁻²; también se incrementan los valores de RMSD, MAD y MAPD.

Zona	H in situ (Wm ⁻²)	H Sánchez y Caselles (2005) (Wm ⁻²)		H modelo en serie (Wm ⁻²)	
			Dif.		Dif.
1	180±40	147	-33	108	-72
2	98±20	37	-61	58	-40
3	130±30	151	21	114	-16
4	130±30	151	21	125	-5
5	240±50	210	-30	119	-121
6	80±16	189	109	141	61
7	88±18	153	65	133	45
8	120±24	175	55	125	5
Media	130±30	150	20	120	-20
σ	± 50	± 50	± 60	± 30	± 60
RMSD		±60		±60	
MAD		±50		±50	
MAPD (%)		±30		±30	

Tabla 3. Lo mismo que en la Tabla 2, tomando ahora para los cálculos valores “in situ” únicos para todas las zonas.

Una vez comprobada la validez del método a escala regional, podemos aplicarlo a toda la imagen. En la Figura 4 se muestra el mapa de r_a^* (s m⁻¹) obtenido a través de la expresión (7). Podemos observar como las zonas de coberturas intermedias son las que presentan los valores más elevados de r_a^* , tal y como habían obtenido Sánchez y Caselles (2005) para las condiciones de esta zona. Finalmente, en la Figura 5 se muestra el mapa de H (W m⁻²), obtenido aplicando la ecuación (5), para toda la zona de FIFE en el que se

aprecia claramente como, en este caso, las zonas de mayor cobertura de vegetación son las que presentan un valor de H más bajo. Para entender mejor este hecho, en la Figura 6 se han representado r_a^* , T^* y H , en función de P_v . En la Figura 6a se observa como la curva de r_a^* comienza con una tendencia ascendente, hasta alcanzar un máximo próximo a los 60 s m⁻¹ para valores de P_v entre 0,6 y 0,7. A partir de ahí, inicia un

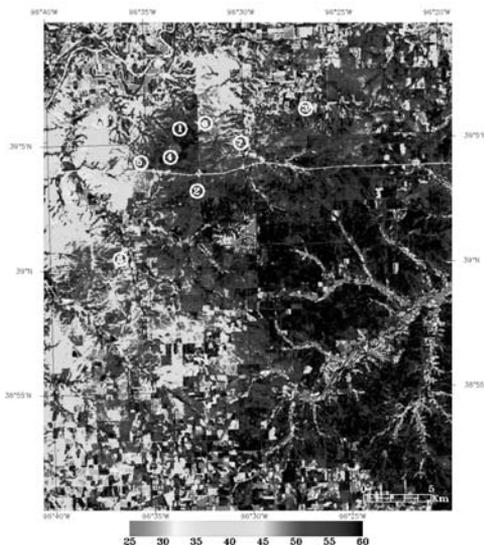
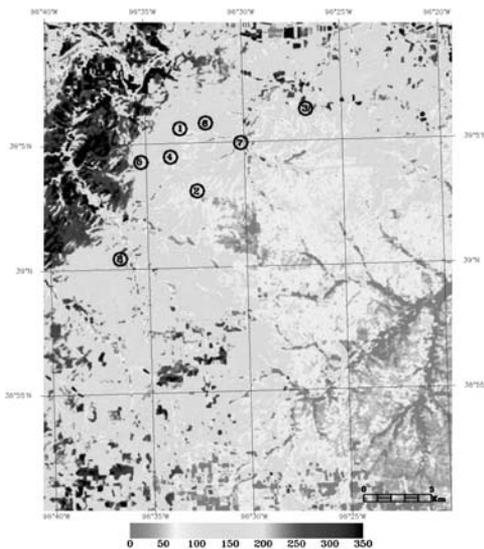


Figura 4. Imagen de r_a^* (s m⁻¹) correspondiente a la zona de estudio (4 de Agosto de 1989).



***Figura 5.** Imagen de H (W m⁻²) correspondiente a la zona de estudio (4 de Agosto de 1989).

Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color

brusco descenso hasta situarse por debajo de los 30 s m⁻¹ para coberturas completas. Por otro lado, el comportamiento de T^* es muy distinto al anterior; en este caso, se puede considerar un decrecimiento lineal, desde el valor de T_s , para $P_v=0$, hasta el valor de T_c para $P_v=1$. Finalmente, se aprecia en la Figura 6b como la curva de H es muy parecida a la de T^* . Por tanto, se pone de manifiesto el hecho de que, para las condiciones de nuestra zona, la temperatura de la superficie es el parámetro que ejerce mayor influencia en la variación espacial de H ; dejando en un segundo término la dependencia con r_a^* , que ejerce un papel levemente modulador en dicha variación.

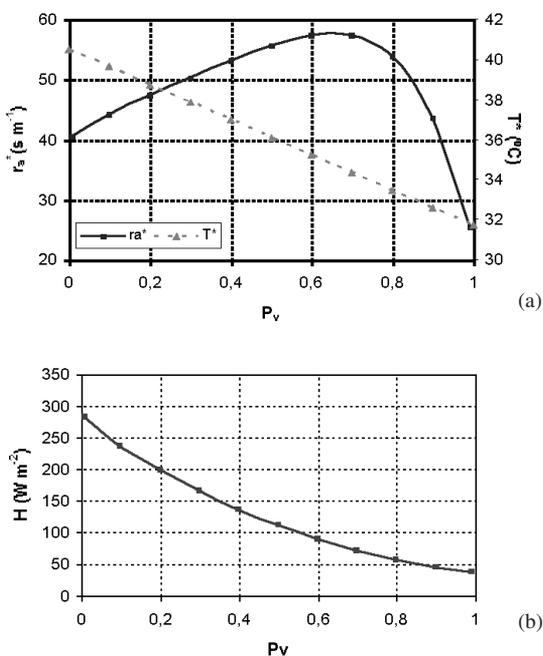


Figura 6. (a) Dependencia de r_a^* y T^* con P_v sobre la zona de estudio; (b) Dependencia de H con P_v sobre la zona de estudio.

CONCLUSIONES

Hemos comprobado la validez, para las condiciones en las que se desarrolló la experiencia FIFE, de un modelo de dos capas, basado en asociación de resistencias en paralelo (Sánchez y Caselles, 2005), que nos permite estimar H en superficie a escala local y regional, a través de imágenes de satélite. Los únicos valores “in situ” necesarios para aplicar el modelo pueden tomarse de las medidas registradas en cualquier estación meteorológica convencio-

nal situada en la zona o proximidades. En este trabajo hemos utilizado una zona de pradera, sobre la que hemos obtenido unos resultados de H próximos a los valores medidos “in situ”, con unos errores sistemáticos medios de +10 W m⁻² y +20 W m⁻² a escala local (200×200 m²) y regional (15×15 km²), respectivamente. Además, hemos obtenido un mapa de H sobre la zona, a partir de una imagen Landsat-TM, en el que se distingue claramente la variabilidad espacial de esta magnitud en función de las características de la superficie.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MCyT (Acción Especial REN 2002-11605-E/CLI; Proyecto REN 2001-3116/CLI, y el contrato de investigación “Ramón y Cajal” del Dr. E. Valor), el MEC (Proyecto CGL2004-06099-C03-01/CLI, Acción Complementaria CGL2004-0166-E y Beca FPU de R. Niclòs) y la Universitat de València (Beca “V Segles” de J.M. Sánchez).

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D. y SMITH, M. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 56, Rome, 300 pp.
- CHEHBOUNI, A., LO SEEN, D., NJOKU, E. y MONTENY, B. 1996. Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces. *Remote Sensing of Environment*. 58: 177-186.
- HALL, F., HUENNRICH, K., GOETZ, S., SELLERS, P. y NICKESON, J. 1995. Satellite remote sensing of surface energy balance: success failures and unresolved issues in FIFE. *J. Geophys. Res.* 97: 19061-19089.
- HALL, F.G. y SELLERS, P.J. 1995. First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE) in 1995. *Journal of Geophysical Research*. 100: 25383-25395.
- HUPET, F. y VANCLOOSTER, M. 2001. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. *J. Hydrology*. 243: 192-204.

- IDSO, S., JACKSON, R. y REGINATO, R. 1975. Estimating evaporation: a technique adaptable to remote sensing. *Science*. 189: 991-992.
- KUSTAS, W.P., y NORMAN, J. M. 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agr. and Forest Met.* 94: 13-29.
- LHOMME, J.P. y CHEHBOUNI, A. 1999. Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models. *Agricultural and Forest Meteorology*. 94: 269-273.
- MONTEITH, J.L. 1973. *Principles of environmental physics*. London. Edward Arnold Publisher. 241 pp.
- NORMAN, J., KUSTAS, W. y HUMES, K. 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agr. and Forest Met.* 77: 263-293.
- PRICE, J. 1989. *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. New York. Wiley. pp. 578-603.
- SÁNCHEZ, J.M. y CASELLES, V. 2005. *Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing*. Kerala. Research Signpost. pp. 157-180.
- SHUTTLEWORTH, W. y WALLACE, J. 1985. Evaporation from sparse crops: an energy combination theory. *Quart. J. Royal Met. Society*. 111: 1143-1162.
- SUN, J.L. y MAHRT, L. 1995. Relationship of surface heat flux to microscale temperature variations: application to BOREAS. *Boundary-Layer Meteorology*. 76(3): 291-301.
- VALOR, E. y CASELLES, V. 1996. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas. *Remote Sensing of Environment*. 57: 167-184.

NOTICIAS

La revista de Teledetección insertará figuras EN COLOR, acompañando los textos de los artículos seleccionados.

Mediante esta decisión, se vuelve a recuperar uno de los objetivos iniciales de la revista. Parecía una necesidad obvia incluir los resultados gráficos en color para alcanzar mayor calidad de este instrumento de comunicación entre los miembros de la comunidad científica española que trabaja en Teledetección.

Por tanto, desde estas páginas se anima de nuevo a todos aquellos profesionales involucrados en estudios científicos o técnicos de Teledetección a que envíen sus trabajos a la revista, considerando esta nueva posibilidad.

Seguimos trabajando en la mejora de calidad de la revista. Serán bienvenidas todas aquellas sugerencias que permitan alcanzar ese objetivo.