

Análisis de correlaciones entre la temperatura del aire y la temperatura de las superficies vegetadas medida con radiometría térmica

Regression analysis between air temperature and vegetated-surface temperature measured by thermal radiometry

R. Niclòs¹, M. J. Estrela², J. A. Valiente¹ y M. J. Barberà¹
niclos@ceam.es

¹ *Unidad Mixta CEAM-UVEG. Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo. C/ Charles Darwin, 14. 46980 Paterna*

² *Unidad Mixta CEAM-UVEG. Departamento de Geografía. Universidad de Valencia. C/ Blasco Ibáñez, 28. 46010 Valencia*

Recibido el 08 de marzo de 2010, aceptado el 31 de mayo de 2010

RESUMEN

En este trabajo se analizan las correlaciones entre la temperatura del aire a nivel superficial y la temperatura de la propia superficie medida por radiometría térmica, y por tanto equivalente a la que puede obtenerse desde satélite. La finalidad es obtener relaciones entre ambas variables que sirvan para generar mapas de temperatura del aire a partir de imágenes térmicas de satélite. Para ello, se calculan las diferencias entre ambas temperaturas medidas simultáneamente en dos superficies vegetadas diferentes, una forestal y otra agrícola, y se estudian estas diferencias en función tanto de parámetros meteorológicos como biofísicos. Los resultados demuestran la existencia de correlaciones entre ambas temperaturas, la irradiancia solar y la velocidad del viento en superficie, aunque estas correlaciones dependen de la proporción vegetación y del estado hídrico en el que se encuentren.

PALABRAS CLAVE: radiometría térmica, temperatura de la superficie terrestre, temperatura del aire, irradiancia solar, velocidad del viento, meteorología.

ABSTRACT

This work analyses correlations between surface air temperature and land surface temperature measured by thermal radiometry; the last being equivalent to that retrieved from satellites. The aim is to obtain relationships between both variables to be use for generating air temperature maps from satellite thermal images. For this end, differences between both temperatures measured simultaneously in two different vegetated surfaces, one forest site and one agricultural site, are first assessed and then studied as a function of meteorological and biophysical parameters. The results show that there is a correlation among canopy-air temperature difference, solar irradiance and surface wind speed. Nevertheless, this correlation depends on the site vegetation cover and its hydrological state.

KEY WORDS: thermal radiometry, land surface temperature, air temperature, solar irradiance, wind speed, meteorology.

INTRODUCCION

La temperatura del aire a nivel superficial (T_a), definida entre 1 y 2 m sobre la superficie

terrestre, es una magnitud clave a nivel climático y meteorológico y permite cuantificar los procesos de intercambio a nivel superficial. Así, por ejemplo, interviene en el cálculo de flujos ener-

géticos y de la evapotranspiración potencial y real (Kustas *et al.*, 2003; Cristóbal *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2009), en la generación de índices de estrés hídrico en cultivos (Moran *et al.*, 1994) y como parámetro de entrada en modelos meteorológicos. Además, la T_a constituye hoy en día un parámetro de interés a nivel social y económico. En este sentido, la Fundación CEAM dispone de un sistema meteorológico de vigilancia y alerta de temperaturas extremas, es decir, olas de calor en verano y de frío en invierno, en el marco de una campaña de prevención de los efectos de estas temperaturas extremas sobre la salud (Estrela *et al.*, 2007). Además del impacto sobre la salud, evidenciándose incluso un aumento de la mortalidad en periodos de temperaturas extremas (Florío *et al.*, 2004), existen consecuencias económicas importantes: durante la temporada de floración implican una reducción de las cosechas, las temperaturas bajas pueden crear situaciones de niebla que dificulten el tráfico terrestre y aéreo, y, en general, las temperaturas extremas incrementan la demanda energética.

Si bien es cierto que la T_a suele medirse desde estaciones meteorológicas, los datos disponibles siempre se limitan a la distribución y a la densidad de la red de estaciones con las que se cuenta (Vogt *et al.*, 1997). Por ello, nos proponemos establecer correlaciones entre la T_a y la temperatura de la propia superficie (T_s) con el objetivo de disponer de la información necesaria para obtener mapas de T_a a partir de imágenes de T_s obtenidas desde satélite, siempre con el apoyo de los datos medidos por nuestra red de torres meteorológicas. La Fundación CEAM posee y mantiene una red de 44 estaciones meteorológicas a lo largo de la Comunidad Valenciana (<http://www.ceam.es/>; Corell *et al.*, 2010), las cuales tienen capacidad de consulta de datos a tiempo real. Además, también disponemos de la red nacional de la Agencia Estatal de Meteorología y una red regional del Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias (IVIA, 2003) que nos servirían como base para la generación y/o validación de dichos mapas. Sin embargo, las imágenes de satélite ofrecen información espacialmente más continua y por tanto útil para determinar variables meteorológicas entre estaciones, donde no disponemos de datos de campo (Vogt *et al.*, 1997). Muchos de los estudios que

usan la teledetección para determinar la T_a se basan en análisis estadísticos, siendo pocos los trabajos con base física como el de Sun *et al.* (2005). Goward *et al.* (1994) propuso una aproximación contextual conocida como Índice Temperatura-Vegetación (TVX), extensamente usada en la bibliografía (Czajkowski *et al.*, 1997 y 2000; Prince *et al.*, 1998; Riddering y Queen, 2006), que asume que la T_s de una superficie vegetal densa es igual a la T_a y que existe una correlación entre la T_s y un índice de vegetación espectral como el NDVI. El cálculo de la T_a con este método implica establecer regresiones lineales entre T_s y NDVI dentro de una matriz móvil de 9×9 píxeles, en el caso de una imagen AVHRR, y extender la regresión establecida al caso de vegetación completa. Sin embargo este método produce así imágenes de T_a de menor resolución espacial que las de T_s de partida (Prince *et al.*, 1998). Otras metodologías estadísticas establecen regresiones lineales entre la T_a máxima o media diaria y la T_s medida desde satélite, permitiendo la generación de mapas diarios de T_a máxima o media a la resolución de las imágenes T_s . Este es el caso de los trabajos de Vogt *et al.* (1997) y Recondo y Pérez-Morandeira (2002) que usan la T_s obtenida con imágenes NOAA-AVHRR. Recientemente, además, se han propuesto metodologías para la interpolación de datos de T_a medidos por estaciones meteorológicas que combinan el uso de variables geográficas (como la elevación, latitud y la distancia a costa de las estaciones), ya usadas en métodos previos de interpolación espacial (Ninyerola *et al.*, 2007), con variables obtenidas mediante teledetección (T_s y NDVI fundamentalmente) y que ofrecen resultados prometedores (Florío *et al.*, 2004; Cristóbal *et al.*, 2008).

La determinación de correlaciones entre magnitudes superficiales determinadas mediante técnicas de teledetección y medidas meteorológicas de campo contribuye a caracterizar la variabilidad espacial de los parámetros meteorológicos superficiales (Vogt *et al.*, 1997). Con este trabajo pretendemos mejorar el conocimiento de las relaciones entre la T_a y la T_s a nivel instantáneo, que permita incluso la generación de mapas instantáneos de T_a , sacando partido, por ejemplo, a las imágenes quinceminutales del Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) a bordo de Meteosat Segunda Gene-

ración (MSG). Para ello partimos del análisis de datos medidos de forma continua en campo, tanto de T_a como de T_s , obtenida esta última por radiometría térmica y por tanto equiparable a la medida desde satélite, además de otras variables meteorológicas que puedan intervenir en estas correlaciones.

A continuación, describimos el dispositivo experimental utilizado para este estudio, además de los datos medidos y su procesado. Tras esto, analizamos los resultados y establecemos correlaciones con el fin de parametrizar las diferencias entre ambas temperaturas. Finalmente, resumimos las principales conclusiones alcanzadas.

MEDIDAS EXPERIMENTALES

Para realizar este estudio se instalaron radiómetros térmicos en torres fijas, junto con estaciones meteorológicas completas, en dos áreas vegetadas diferentes (Fig. 1): A) una zona arbustiva silvestre muy densa, situada en un altiplano extenso a unos 800 m de altitud ($39,225^\circ\text{N}$, $-0,902^\circ\text{E}$), donde las especies predominantes

son el romero y la aliaga (Fig. 2a), y B) una zona agrícola de marjal dedicada al cultivo del arroz ($39,265^\circ\text{N}$, $-0,308^\circ\text{E}$), con una extensión aproximada de $7 \times 21 \text{ km}^2$ y una altitud de unos 10 m sobre el nivel del mar (Fig. 2b). Ambas áreas fueron seleccionadas por ser superficies planas y uniformes, con el fin de poder descartar posibles efectos locales debidos al relieve y a heterogeneidades.

Los radiómetros utilizados para la medida de la temperatura de la superficie son los modelos SI-111 (IRR-PN,) y SI-121 (IRR-P) fabricados por *Apogee Instruments Inc.* (Bugbee *et al.*, 1998, www.apogeeinstruments.com), véanse sus características técnicas en la Tabla 1.

Estos radiómetros, que disponen de una banda espectral de 8-14 μm , fueron calibrados frente a cuerpos negros de referencia NIST, obteniendo una precisión de $\pm 0,2\text{K}$ a 293K (CEOS, *Committee on Earth Observation Satellites, IR comparison*, Fox *et al.*, 2009). En la zona A se instalaron 3 radiómetros SI-121, dos de ellos midiendo la superficie con ángulos de 20° y 55° desde nadir, instalados a alturas de 8 m y 4 m para obtener un área de observación sobre la su-

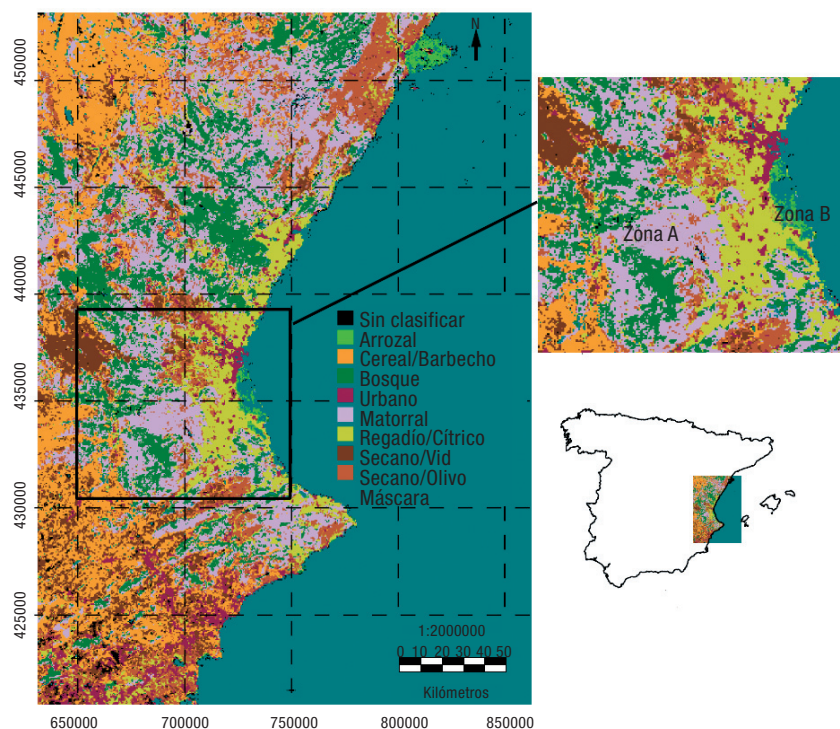


Figura 1. Situación de las zonas de medida sobre un mapa de clasificación de superficies generado a partir de imágenes MODIS (Nicolòs *et al.*, 2010). Sistema de proyección UTM-30 N con datum Europeo de 1950.



Figura 2. Zonas de estudio: (a) Zona A, matorral termófilo Mediterráneo denso típico del este de España, y (b) Zona B, arrozal de la Albufera de Valencia, con cobertura vegetal del 100% durante el verano.

perficie de unos 24 m², y otro registrando la radiancia hemisférica procedente de la atmósfera en sentido descendente bajo un ángulo de 55,4° desde zenith. Este ángulo efectivo, con el que medir la contribución atmosférica, fue calculado para el sensor utilizado en condiciones de campo siguiendo el procedimiento descrito en Niclòs *et al.* (2005).

En la zona B se instalaron 2 radiómetros SI-111, uno de ellos observando la superficie en dirección nadir desde una altura de 2 m, dada su elevada homogeneidad, y otro registrando la radiancia atmosférica hemisférica, en este caso medida en dirección zenith y multiplicada por un factor 1,3, estimado también de acuerdo con el trabajo de Niclòs *et al.* (2005). La temperatura del aire se midió con sensores VAISALA HMP45A en la zona A y Hygro-Thermo THIES en la zona B, en ambos casos con una sonda de temperatura tipo PT-100 y con una precisión de ±0,2K. Adicionalmente, se midieron de forma simultánea gran número de variables meteorológicas,

Modelo	SI-111	SI-121
	(IRR-P)	(IRR-PN)
IFOV/2	22°	18°
Región espectral	8-14 μm	
Rango de medida	233-343 K	
Tiempo de respuesta	< 1 s	
Precisión	± 0,2 K	

Tabla 1. Características técnicas de los radiómetros térmicos Apogee utilizados para este estudio.

como la irradiancia solar, usando piranómetros Kipp & Zonen CM3 (región espectral de 305-2.800 nm y precisión de ± 5%), y la velocidad del viento a una altura de 1,5 m y 2 m, con anemómetros GILL Instruments WindSonic y NGR #40 para las zonas A y B respectivamente, con precisiones de ± 0,2 m/s. Esta instrumentación nos ha permitido disponer de datos radiométricos y meteorológicos simultáneos en ambas zonas desde agosto de 2008 hasta el momento (Fig. 3).

La temperatura de la superficie terrestre se obtiene a partir de los datos radiométricos medidos en campo con la siguiente ecuación:

$$[1]$$

que consiste en una corrección atmosférica y de emisividad, siendo R la radiancia medida por el sensor, ε la emisividad de la superficie observada, B(T_s) la función de Planck para la temperatura T_s de la superficie, promediada para la banda espectral del sensor, y L_{atm hem} la radiancia atmosférica hemisférica, medida simultáneamente en campo. Así, la determinación de T_s, por

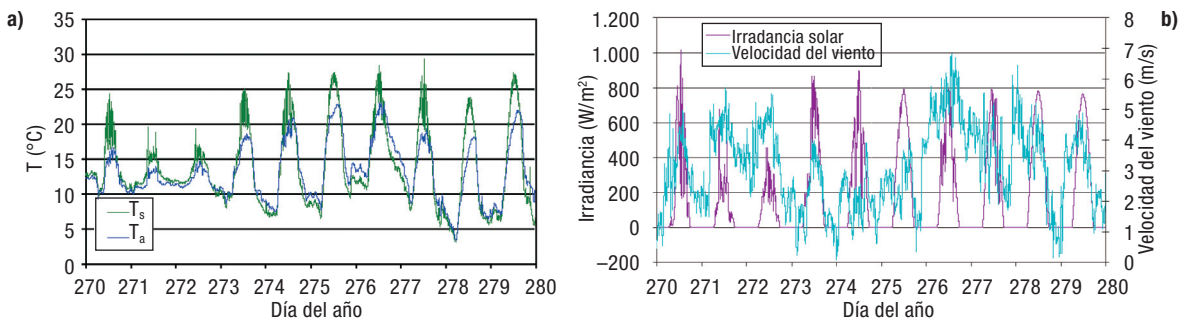


Figura 3. Ejemplo de los datos medidos (zona A, 10 días de 2008): (a) temperatura superficial medida con radiometría de campo (T_s) y temperatura del aire (T_a), (b) irradiancia solar y velocidad del viento en superficie.

inversión de la ecuación [1], requiere conocer la emisividad efectiva para cada superficie. Esta emisividad fue obtenida aplicando el Método de Cobertura Vegetal (MCV, Valor y Caselles, 1996 y 2005). La proporción de vegetación se estimó conociendo las dimensiones de la estructura vegetal, asociada a un modelo de cubos de acuerdo con el MCV, y se comprobó a partir de ortofotos. En la zona A la proporción de vegetación para la visión nadir era de 48,8%, aumentando a 60% para un ángulo de 20° y 95% para 55°. Los valores de emisividad de la vegetación, matorral compuesto predominantemente por romero (*Rosmarinus officinalis* L.) y aliaga (*Ulex parviflorus* L.), y del suelo (70% de Luvisol crómico y 30% de Leptosol lítico) se obtuvieron con el Método de la Caja (Rubio *et al.*, 1997; Rubio *et al.*, 2003). La emisividad efectiva resultante de aplicar el MCV para esta zona es de $0,986 \pm 0,007$ para un ángulo de observación de 20° y de $0,989 \pm 0,008$ para 55°. Para la zona B, había una proporción de vegetación del 100% durante los meses de verano (ver Fig. 2b), con una emisividad de $0,985 \pm 0,005$.

ANÁLISIS DE DATOS Y RESULTADOS

Con el fin de establecer correlaciones entre la T_a y la T_s obtenida con la ecuación [1], en primer lugar nos centramos en los datos medidos durante el día, cuando la irradiancia solar tiene un efecto importante. Para ello, consideramos un valor límite de 20° en el ángulo de elevación solar, ya que por debajo de este valor la imprecisión en la medida de la irradiancia solar es elevada. Por otro lado, también distinguimos los datos medidos con y sin nubosidad. Para ello, simulamos la irradiancia solar, I , que mediría nuestro piranómetro con el modelo SBDART 2.4 (Ricchiuzzi *et al.*, 1998), el cual tiene en cuenta la elevación del terreno, y calculamos el cociente entre el valor instantáneo medido en campo y el simulado. Cuando este cociente es próximo a la unidad ($> 0,8$) significa que el dato fue medido en condiciones de nubosidad nula o despreciable, y cuando difiere que la medida fue realizada con cielos nubosos. Además, para esta discriminación también se consideró un valor límite en la medida radiométrica de la temperatu-

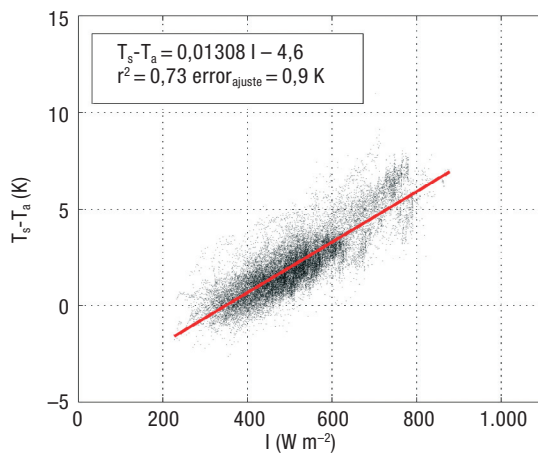


Figura 4. Dependencia de $T_s - T_a$ con I en condiciones de cielos despejados (zona A).

ra atmosférica, que fue de unos 253 K. En cualquier caso este valor depende del IFOV del instrumento utilizado y también ligeramente de la latitud geográfica y la estación en que se realizan las medidas.

Los primeros resultados de este análisis muestran que la diferencia de temperaturas superficie-aire tiene una dependencia con la I y la velocidad del viento en superficie, U . La Figura 4 muestra dicha dependencia con la I para los datos medidos con cielos despejados en la zona A, además de un ajuste lineal, con el que obtenemos un coeficiente de estimación razonable de 0,7 y un error estándar de estimación para el ajuste de $\pm 0,9$ K.

Así, la T_a puede obtenerse a partir de la T_s usando una función lineal de I (W m^{-2}):

$$T_a = T_s - (a I + b) \quad [2]$$

donde $a = 0,01308 \pm 0,00005 \text{ Km}^2 \text{ W}^{-1}$ y $b = -4,6 \pm 0,9 \text{ K}$. Si ajustamos una ecuación de este tipo separando los datos por rangos de velocidades de viento en superficie, los coeficientes a y b muestran una ligera dependencia con esta velocidad, pero los errores obtenidos indican que la precisión en la determinación de T_a no mejoraría apreciablemente. El uso de la ecuación [2] para obtener mapas de T_a a partir de imágenes de satélite de T_s requiere a su vez disponer de información espacial de irradiancia solar, que podría obtenerse mediante un modelo de transferencia radiativa teniendo en cuenta la topografía del terreno. Dado que a escala regional el relieve del terreno puede ser variable, en futuros estudios pretendemos comprobar si el ajuste pro-

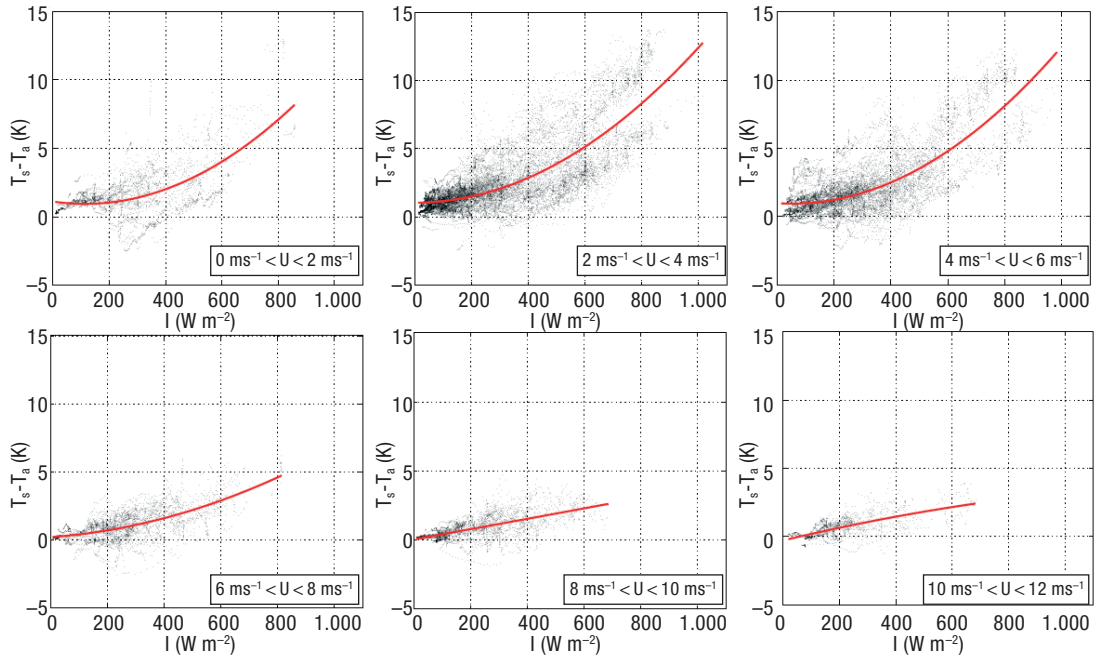


Figura 5. Dependencia de $T_s - T_a$ con I en condiciones de nubosidad para diferentes valores de U (zona A).

puesto con la ecuación [2] se modifica en zonas con relieves diferentes.

Sin embargo, si analizamos estas correlaciones con los datos medidos con nubosidad (Fig. 5), la función de ajuste de $T_s - T_a$ con I es cuadrática y sus coeficientes muestran una dependencia más acusada con la U ($m s^{-1}$), por lo que en este caso proponemos la ecuación siguiente:

$$T_a = T_s - [(a_1 U + a_0) I^2 + (b_1 U + b_0) I + (c_1 U + c_0)] \quad [3]$$

donde $a_1 = (-1,5 \pm 0,2) \cdot 10^{-6} Km^3 s W^{-2}$, $a_0 = (1,59 \pm 0,18) \cdot 10^{-5} Km^4 W^{-2}$, $b_1 = (7,1 \pm 0,9) \cdot 10^{-4} Km s W^{-1}$, $b_0 = (-3,4 \pm 0,7) \cdot 10^{-3} Km^2 W^{-1}$, $c_1 = -0,151 \pm 0,016 Km^{-1} s$, y $c_0 = 1,43 \pm 0,13 K$. El ajuste propuesto con la ecuación [3] proporciona un coeficiente de determinación de 0,5 y un error estándar de estimación de $\pm 1,4 K$, mientras que los ajustes obtenidos cuando separamos los datos por intervalos de U , tal y como se muestra en la Figura 5, ofrecen coeficientes de determinación entre 0,4 y 0,7. La Figura 5 muestra como para U bajas (por ejemplo de $2 ms^{-1} \leq U < 4ms^{-1}$) se diferencian 2 tendencias: una con mayor cuadratura, para datos coincidentes con temperaturas atmosféricas de unos 253-258 K, que podríamos identificar como nubes altas, y otra de menor cuadratura correspondiente a temperaturas atmosféricas superiores a unos 283 K, posi-

blemente debidas a la presencia de nubes bajas. Ahora bien, la aplicación de la ecuación [3], para la obtención de T_a a partir de T_s medida desde satélite se limitaría al uso de radiómetros pasivos en la región de las microondas, dada la opacidad de las nubes en el infrarrojo térmico.

Para la zona B, la dependencia de $T_s - T_a$ con I es menos acusada, tanto en presencia de nubosidad como sin ella (ver Fig. 6), además de ser las diferencias $T_s - T_a$ mucho menores. En este caso, la correlación entre ambas variables es baja (con un coeficiente de determinación menor a 0,1),

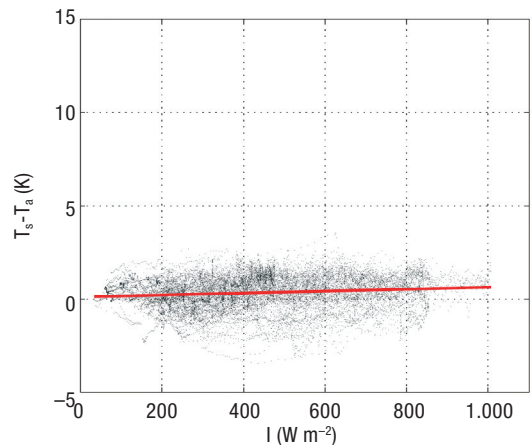


Figura 6. Dependencia de $T_s - T_a$ con I (zona B).

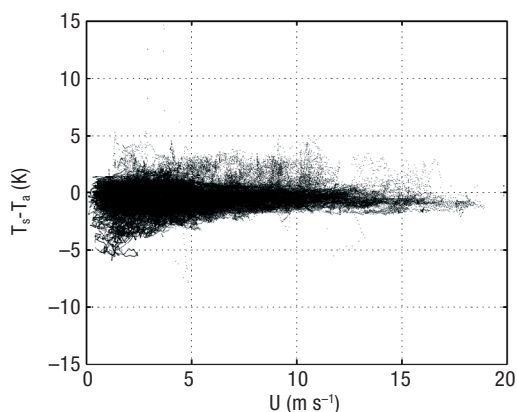


Figura 7. Dependencia de $T_s - T_a$ con U para datos tomados con ángulo solares menores a 20° (zona A).

aunque el error estándar de estimación para el ajuste sea de nuevo de $\pm 0,9$ K. El bajo estrés hídrico en que se encontraba el cultivo en el momento de la medida, además de la elevada cobertura vegetal, justificaría las bajas diferencias $T_s - T_a$ (Sun *et al.*, 2005). La diferencia respecto de los resultados obtenidos en la zona A podría deberse además al efecto del régimen de brisas existente en zonas costeras (Vogt *et al.*, 1997), con lo que estas zonas requerirían un tratamiento especial. Estas diferencias nos plantean la necesidad de estudiar las correlaciones existentes en otras áreas e introducir nuevos parámetros en nuestro estudio, como la proporción de vegetación y la humedad, además de variables geográficas como la elevación del terreno o la distancia a costa (Ninyerola *et al.*, 2007; Cristóbal *et al.*, 2008).

Si representamos los datos medidos para ángulos de elevación solar menores a 20° en función de la velocidad del viento, donde la irradiancia solar es despreciable, observamos que a mayor velocidad mayor similitud existe entre T_a y T_s (Fig. 7).

Finalmente, todos estos resultados demuestran que cuanto menor es la irradiancia solar y mayor es la velocidad del viento, menores diferencias existen entre estas temperaturas, y por ello más próxima es la temperatura del aire a la temperatura superficial medida desde satélite.

CONCLUSIONES

La obtención de la temperatura del aire a partir de la temperatura de la superficie medida desde satélite requiere establecer a priori correlacio-

nes entre ambas magnitudes, que dependen de otras variables meteorológicas, como la velocidad del viento en superficie y la irradiancia solar, durante el día. En este trabajo hemos establecido dichas correlaciones analizando las medidas realizadas en 2 áreas vegetadas diferentes: una zona silvestre de matorral denso y una zona de marjal dedicada al cultivo del arroz, con una cobertura vegetal del 100% y sin estrés hídrico. La obtención de resultados diferentes en ambas zonas apunta la necesidad de estudiar estas correlaciones en otros tipos de superficies y en zonas con diferentes relieves, así como la introducción de nuevos parámetros en las expresiones propuestas con el fin de obtener una ecuación general que nos permita determinar la temperatura del aire a partir de la observación desde satélite. Sin embargo, se ha comprobado que las diferencias entre ambas temperaturas son menores cuando menor es la irradiancia solar y mayor es la velocidad del viento. Además, estas diferencias también disminuyen a mayor proporción de cobertura vegetal y cuando no existe estrés hídrico.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración de la Dra. M.J. Marín, así como de los Departamentos de Efectos en la Vegetación e Investigación Forestal de la Fundación CEAM. Este estudio ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y el Fondo Social Europeo a través de los proyectos CGL2007-65774/CLI, CGL2008-04550/CLI, CONSOLIDER-INGENIO CSD2007-00067, y el contrato «Juan de la Cierva» de la Dra. R. Niclòs. La Fundación CEAM está subvencionada por la Generalitat Valenciana y la Fundación Bancaja.

REFERENCIAS

- BUGBEE, B., DROTER, M., MONJE, O. & TANNER, B. 1998. Evaluation and modification of commercial infra-red transducers for leaf temperature measurement. *Advanced Space Research*, 22: 1425-1434.
- CORELL-CUSTARDOY, D., VALIENTE-PARDO, J. A., ESTRELA-NAVARRO, M. J., GARCÍA-SÁNCHEZ, F. & AZORÍN-MOLINA, C. 2010. Red de torres meteorológicas de la Fundación CEAM. II Jornadas de Meteorología y Climatología del Mediterráneo Occidental, Valencia.

- CRISTÓBAL, J., PONS, X. & NINYEROLA, M. 2005. Modelling actual evapotranspiration in Catalonia (Spain) by means of remote sensing and geographical information systems. *Gottinger Geographische Abhandlungen*, 113: 144-150.
- CZAJKOWSKI, K. P., MULHERN, T., GOWARD, S. N., CIHLAR, J., DUBAYAH, R. O. & PRINCE, S. D. 1997. Biospheric environmental monitoring at BOREAS with AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, 102: 29651-29662.
- CZAJKOWSKI, K. P., GOWARD, S. N. & STADLER, S. J. 2000. Thermal remote sensing of near surface environmental variables: application over the Oklahoma Mesones. *Professional Geographer*, 52: 345-357.
- ESTRELA, M., PASTOR, F., MIRÓ, J., GÓMEZ, I. & BARBERÁ, M. 2007. Heat waves prediction system in a Mediterranean area (Valencia region). 7th EMS Annual Meeting / 8th European Conference on Applications of Meteorology, Madrid.
- FLORIO, E. N., LELE, S. R., CHANG, Y. C., STERNER, R. & GLASS, G. E. 2004. Integration AVHRR satellite data and NOAA ground observations to predict surface air temperature: a statistical approach. *International Journal of Remote Sensing*, 25: 2979-2994.
- FOX, N. & CALIBRATION/VALIDATION COMMUNITY. 2009. Comparisons: the key evidence to demonstrate performance (optical space examples). Disponible en: http://www.q4e0.org/docs/workshop_09/Fox_29Sep09.pdf.
- IVIA (Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias). 2003. Servicio de tecnología del riego. SIAR (Servicio Integral de Asesoramiento al Regante) Red de estaciones agro-climáticas de la Comunitat Valenciana, Documento técnico disponible en: <http://estaciones.ivia.es/estacion>.
- KUSTAS, W. P., FRENCH, A. N., HATFIELD, J. L., JACKSON, T. J., MORAN, M. S., RANGO, A., RITCHIE, J. C. & SCHMUGGE, T. J. 2003. Remote sensing research in hydrometeorology, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 69: 631-646.
- MORAN, M. S., CLARKE, T. R., INOUE, Y. & VIDAL, A. 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 49: 246-263.
- NICLÓS, R., CASELLES, V., COLL, C., VALOR, E. & SÁNCHEZ, J. M. 2005. In situ surface temperature retrieval in a boreal forest under variable cloudiness conditions. *International Journal of Remote Sensing*, 26: 3985-4000.
- NICLOS, R., ESTRELA, M. J., VALIENTE, J. A. & BARBERÁ, M. J., 2010. Clasificación periódica de coberturas terrestres a escala regional con imágenes MODIS. *GeoFocus, Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica*, 10: 1-17.
- NINYEROLA, M., PONS, X. & ROURE, J. M. 2007. Objective air temperature mapping for the Iberian Peninsula using spatial interpolation and GIS. *Internacional Journal of Climatology*, 27(9): 1231-1242.
- PRINCE, S. D., GOETZ, S. J., DUBAYAH, R. O., CZAJKOWSKI, K.P. & THAWLEY, M. 1998. Inference of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapor pressure deficit using Advanced Very High-Resolution Radiometer satellite observations: Comparison with field observations. *Journal of Hydrology*, 212-213: 230-249.
- RECONDO, C. & PÉREZ-MORANDEIRA, C. S. 2002. Obtención de la temperatura del aire en Asturias a partir de la temperatura de la superficie terrestre calculada con imágenes NOAA-AVHRR. *Revista de Teledetección*, 17: 5-12.
- RICCHIAZZI, P., YANG, S., GAUTIER, C. & SOWLE, D. 1998. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 2101-2114.
- RIDDERING, J. P. & QUEEN, L. P. 2006. Estimating near-surface air temperature with NOAA AVHRR. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 32: 33-43.
- RUBIO, E., CASELLES, V. & BADENAS, C. 1997. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm wave band: analysis of two field methods. *Remote Sensing of Environment*, 59: 490-521.
- RUBIO, E., CASELLES, V., COLL, C., VALOR, E. & SOSPEDRA, F. 2003. Thermal-infrared emissivities of natural surfaces: improvements on the experimental set-up and new measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 24: 5379-5390.
- SÁNCHEZ, J. M., CASELLES, V., NICLÓS, R., COLL, C. & KUSTAS, W. P. 2009. Estimating energy balance fluxes above a boreal forest from radiometric temperature observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149: 1037-1049.
- SUN, Y. J., WANG, J. F., ZHANG, R. H., GILLIES, R. R., XUE, Y. & BO, Y. C. 2005. Air temperature retrieval from remote sensing data based on thermodynamics. *Theoretical and Applied Climatology*, 80: 37-41.
- VALOR, E. & CASELLES, V. 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American Areas. *Remote Sensing of Environment*, 57: 167-184.
- VALOR, E. & CASELLES, V. 2005. Validation of the Vegetation Cover Method for land surface emissivity estimation. Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing (Ed. Research Singpost, Kerala), 1-20.
- VOGT, J. V., VIAU, A. A. & PAQUET, F. 1997. Mapping regional air temperature fields using satellite-derived surface skin temperatures. *International Journal of Climatology*, 17: 1559-1579.