

Estimación del balance de radiación en superficie mediante datos de satélite

M. Nuñez⁽²⁾; J.A. Valiente⁽²⁾; J.C. Fortea⁽¹⁾; E. López Baeza⁽¹⁾; J. Moreno⁽¹⁾

(1) Unidad de Investigación de Teledetección
Universitat de València

(2) Dept. of Geography and Environmental Studies
Univ. of Tasmania, Australia

RESUMEN

Se desarrolla un método para obtener el balance de radiación en superficie mediante datos digitales de METEOSAT. La irradiancia solar descendente se ha calculado usando el modelo espectral de Tanre et al. (1990) para parameterizar la transmisión en función del ángulo solar, perfil integrado de vapor de agua, concentración de aerosoles y albedo de la superficie. También se discute un método para obtener el albedo de banda ancha en la superficie a partir de datos digitales de la banda visible de METEOSAT. La relación entre la irradiancia de onda larga neta y la irradiancia de onda corta neta se ha estudiado con el objetivo de obtener todas las componentes de la irradiancia neta. Se presentan resultados para la Península Ibérica y Castilla-La Mancha.

ABSTRACT

A method is developed to calculate the radiation balance at the earth's surface with the use of digital data from METEOSAT. A cloudless-sky downwelling solar irradiance is calculated by employing the spectral model of Tanre et al. (1990) to parameterize the transmission as a function of solar angle, precipitable water vapour, aerosol load and surface albedo. A technique is also described to obtain the broad band surface albedo using visible radiance data from METEOSAT. Relationships between net longwave and net solar irradiance have also been studied as means of obtaining all the terms of the radiation balance. Results are presented for the Iberian Peninsula and for Castilla-La Mancha.

Introducción

El balance de radiación (Q^*) es un parámetro fundamental que controla procesos biológicos e hidrológicos en la superficie terrestre. A gran escala, es una fuente de origen de calor latente y sensible dentro de la atmósfera que mantiene los sistemas meteorológicos. A escala más local, Q^* afectará la evaporación diaria y el calentamiento/enfriamiento de la capa límite atmosférica y al suelo (Oke, 1987). La energía de la radiación neta se conserva mediante la suma del flujo de calor sensible (Q_h), de calor latente (Q_e), y del flujo de calor en el suelo (Q_g).

$$Q^* = Q_h + Q_c + Q_g \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (1)$$

También se puede definir Q^* como:

$$\begin{aligned} Q^* &= K_d + L_d - K_u - L_u \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (2) \\ &= K_d(1 - \alpha_g) + L_d - L_u \quad (\text{Wm}^{-2}) \end{aligned}$$

donde K y L se refieren respectivamente a la irradiancia solar y a la de onda larga, "u" y "d" se refieren a los flujos ascendentes y descendentes, y α_g se refiere al albedo del suelo.

Los datos de satélite son útiles con el fin de estimar la radiación neta. El canal visible de METEOSAT, con una resolución de 1.25 km. en el nadir, puede barrer grandes áreas y determinar la irradiancia solar reflejada por la atmósfera en la banda de 0.4 mm. - 1.1 mm. También se puede hallar la presencia de nubosidad, y con estos valores puede calcularse la irradiancia solar en la superficie (K_d). En días despejados la irradiancia solar reflejada se puede relacionar con el albedo de la superficie.

El objetivo del presente estudio es la elaboración de mapas de las distintas componentes del balance de radiación en la superficie utilizando datos HRPT de la banda visible de METEOSAT. Los valores son calculados para un día despejado de junio (12/6/91) correspondiente a la campaña de investigación EFEDA desarrollada en Castilla-La Mancha en junio del 1991.

Proceso de Datos

La imagen digital de METEOSAT fue rectificadas a escala lineal en longitud y latitud y encuadrando la región 45.0°N-33.5°N; 10.0°W-5.0°E. Datos adicionales que fueron usados consistieron en perfiles integrados de vapor de agua. Estos fueron obtenidos con los radiosondeos tomados en Barrax (39.03°N; 2.17°W) el 11 de junio de 1991.

Análisis

Irradiancia solar descendente (K_d)

Utilizando el modelo espectral de Tanre et al. (1990), K_d puede parametrizarse en condiciones de cielos despejados en términos de coeficientes globales de transmisividad en función de la absorción de ozono (T_o), por vapor de agua (T_w), por dispersión Rayleigh (T_r) y por aerosoles (T_d). Por tanto, la irradiancia directa en la superficie (I) y la irradiancia difusa debida a los aerosoles (D_1) y a la dispersión de Rayleigh (D_2) pueden escribirse como:

$$\begin{aligned} I &= I_0 T_r T_w T_o T_d \cos Z & (3) \\ D_1 &= I_0 T_r T_w T_o (1 - T_d) f \cos Z \\ D_2 &= I_0 T_w T_o ((1 - T_r)/2) \cos Z \\ G &= (I + D_1 + D_2)/(1 - \rho \alpha_g) \end{aligned}$$

donde I_0 es la constante solar, Z es el ángulo solar zenital y f es el porcentaje de la radiación directa que es dispersada por los aerosoles y que incide en la superficie. La irradiancia global que llega a la superficie (G) es la suma de estos tres términos después de considerar múltiples reflexiones entre la superficie de albedo α_g y la atmósfera de albedo ρ . Todos los términos en las cuatro ecuaciones anteriores pueden parametrizarse en términos del ángulo solar zenital, vapor de agua precipitable, contenido en ozono, visibilidad (aerosoles de tipo continental) y albedo en banda ancha. La parametrización tiene forma de polinomio de orden alto en la variable independiente. En todos los casos, la correlación superó el valor 0.99.

El modelo fue probado con datos independientes de irradiancia solar tomados en Hobart, Australia (42.8°S; 147.5°E). Se tomaron datos de irradiancia solar en 54 días despejados con valores de perfiles de agua integrados. La figura 1 presenta la comparación entre el cálculo diario y el medido. Se obtuvo también un error promediado de 11.2%. Este se calculó como:

$$\text{Error} = \text{RMS}(G_{\text{modelo}} - G_{\text{medido}})/G_{\text{promedio}}$$

Para hacer el cálculo de K_d para el día 12 de junio se necesita un valor de visibilidad. Este dato fue conseguido comparando el cálculo de K_d con varios valores de visibilidad y medidas de irradiancia solar tomadas en Tomelloso (39.08°N; 3.0°W) y Rada de Haro (39.5°N; 2.03°W). Los valores de visibilidad fueron ajustados hasta que el cálculo de irradiancia concordó con las dos medidas diarias. Se obtuvieron valores de visibilidad de 19 km. (Tomelloso) y 23 km. (Rada de Haro). El promedio de estos dos valores, 21 km., se usó como representante para toda España.

Bajo las condiciones de cielos despejados, K_d no varía mucho en toda la Península Ibérica (figura 2). Hay una variación lenta con latitud y albedo que se obtiene con los datos de satélite.

Albedo

El albedo de la superficie se obtiene con el siguiente análisis. Primeramente la radiación ascendente en el techo de la atmósfera (K_u')_{toa} se estima usando las cuentas digitales (C) que representan los niveles de gris. El valor de K_u' está modulado por el filtro espectral del satélite, y por lo tanto no representa un valor en la banda ancha. La calibración de Kriebel y Amann (1989) es usada para la conversión, siendo esta:

$$(K_u')_{toa} = \pi (7.3903 + 0.938 C) \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \quad (4)$$

También se hace la suposición de que la superficie observada es lambertiana. Por ello, la irradiancia se obtiene usando la constante π . El albedo en el techo de la atmósfera (α'_{ea}) se obtiene usando:

$$\alpha'_{ea} = (K_u')_{toa} / (I_0' \cos Z) \quad (5)$$

En la ecuación (5), I_0' es la constante solar en la banda de METEOSAT. Por lo tanto α'_{ea} representa un albedo en banda estrecha correspondiente a la banda de METEOSAT. Para convertir α'_{ea} en un albedo en banda ancha (0.3 μm . - 2.5 μm .) se usa una parametrización obtenida también mediante el modelo de Tanre et al. (1990):

$$\alpha_{ea} = -0.040924 + 1.1741 \alpha'_{ea} \quad (6)$$

Finalmente el albedo del suelo (α_g) se calcula usando una transformación entre α_{ea} y α_g :

$$\alpha_g = -0.0474 + 1.271 \alpha_{ea} \quad (7)$$

Las relaciones (6) y (7) fueron derivadas usando el modelo de Tanre et al. (1990) con un rango alto de medidas espectrales del albedo en la superficie. Se obtuvieron en Castilla-La Mancha durante la campaña EFEDA en junio de 1991.

La figura 2 presenta los resultados de α_g para junio 12, 1991. Hay una considerable variedad en los valores del albedo, apreciándose valores altos en el área de Castilla-La Mancha y en el nordeste también, y valores bajos en el Valle del Guadalquivir y en otras zonas.

La irradiancia solar neta (K^*) obtenida como $K_d(1-\alpha_g)$, determina la cantidad de irradiancia solar absorbida por el suelo. La figura 3 presenta el campo de K^* durante el 12 de junio en España.

Irradiancia de onda larga

La irradiancia descendente de onda larga sobre la superficie (L_d) depende de procesos de absorción y emisión en la atmósfera debido al vapor de agua y otros gases activos. Los perfiles atmosféricos de humedad y temperatura de aire afectan fundamentalmente al valor de L_d y por lo tanto se tienen que tener en cuenta (Michael and Nunez, 1992). La irradiancia ascendente de onda larga (L_u), dependerá de la temperatura de la superficie y su emisividad. Estas dos componentes de Q^* , L_d y L_u , se

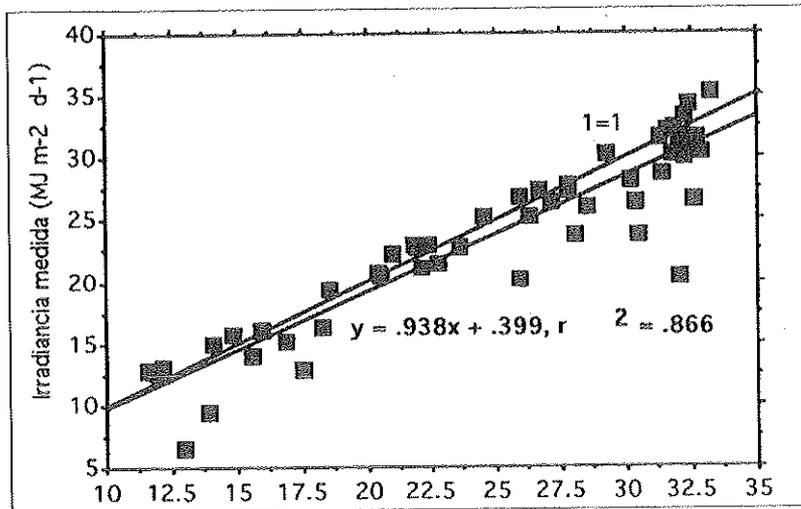


FIGURA 1

Irradiancia calculada vs. irradiancia medida (MJ m² d⁻¹) - Hobart, Tasmania 42.8°S - 147.2°E

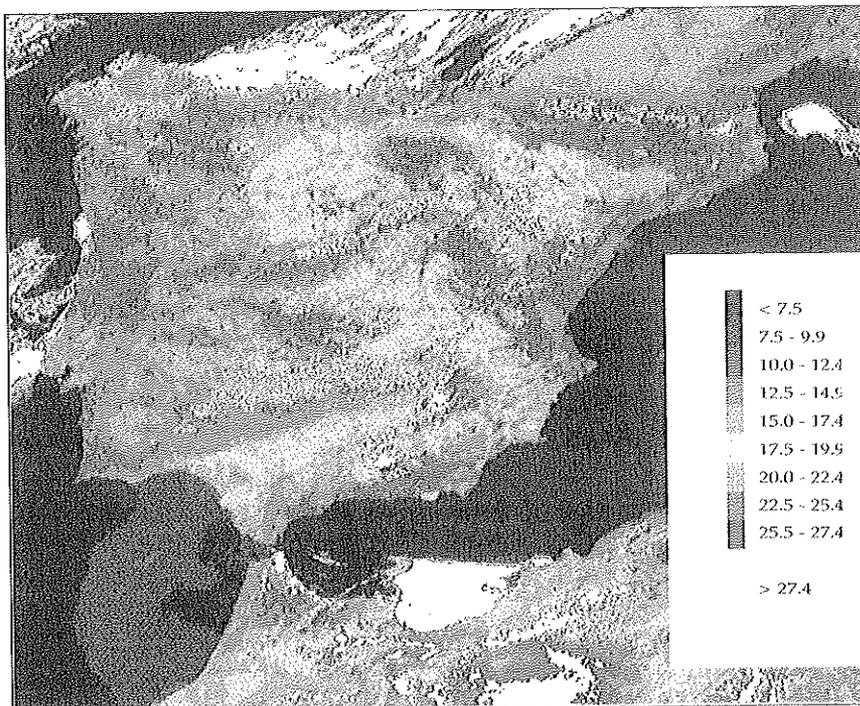


FIGURA 2

Albedo (%) 12 junio 1991. (A. 25)

podrían calcular independientemente, aunque sería difícil con condiciones nubosas debido a la buena absorción de radiación de onda larga.

Un enfoque diferente se presenta aquí. La irradiancia neta diaria de onda larga ($L^* = L_d - L_u$) se puede relacionar con la irradiancia solar neta diaria (K^*). La correlación es negativa porque cuando la irradiancia solar (K_d) disminuye debido a la nubosidad, la temperatura de la superficie baja y L_d aumenta (las nubes emiten irradiancia de onda larga como un cuerpo negro). Estos dos últimos procesos se relacionan de tal manera que L^* disminuye.

La figura 4 traza los valores diarios de K^* vs. L^* obtenidos durante 44 días de medidas durante la campaña EFEDA en junio 1991. Los datos han sido obtenidos sobre matorral, viñas y suelo desnudo. La recta de la regresión tiene el valor:

$$L^* = -0.471 K^* + 1.203 \text{ (MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}) \quad (8)$$

$$r_2 = 0.747; \text{ SEE} = 0.818 \text{ (MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

También se han trazado las líneas de la regresión L^*/K^* para otras dos superficies. Los primeros datos han sido obtenidos sobre un bosque de eucalipto; los segundos representan una superficie de hierba corta. Ambos datos han sido obtenidos en Tasmania, Australia. Los datos en la figura 4 indican la influencia de la rugosidad aerodinámica, y por lo tanto del balance de energía (Ecuación 1) en la determinación de la temperatura de la superficie. La dependencia parece ser más fuerte que la dependencia de la humedad en el suelo. Estos resultados han sido verificados usando un modelo de la capa límite (Núñez y Kalma, 1993).

La ecuación (8) se puede emplear con valores de K^* para obtener el balance de radiación Q^* :

$$Q^* = K^* + L^* = 0.529 K^* + 1.203 \text{ (MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}) \quad (9)$$

Se tiene que hacer la suposición de que la rugosidad de las superficies consideradas es la misma que la aplicada en la ecuación 9. Si esto no es válido, se tienen que desarrollar (con medidas y modelos) parametrizaciones similares a la ecuación (9) para un rango de rugosidades. También se supone que se puede obtener (por satélite) alguna indicación del tipo de superficie (bosque, pradera, etc.).

Por de pronto la ecuación (9) se podría usar para resolver el campo de radiación neta en la región experimental de EFEDA (38.7°N-40.0°N; 2.0°W-4.0°W) y para el 12 de junio de 1991.

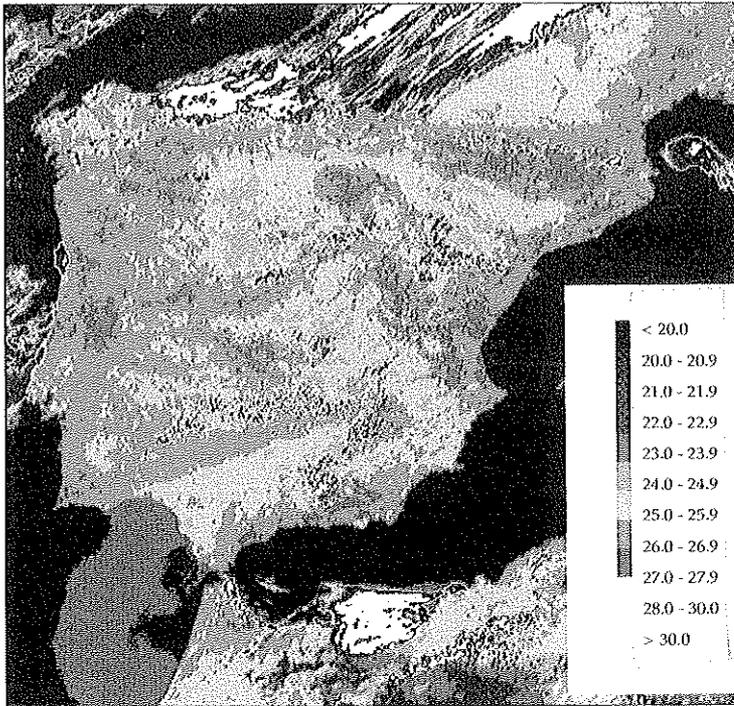


FIGURA 3
Irradiancia Solar Neta (MJ m² d⁻¹) 12 junio 1991. (A. 26)

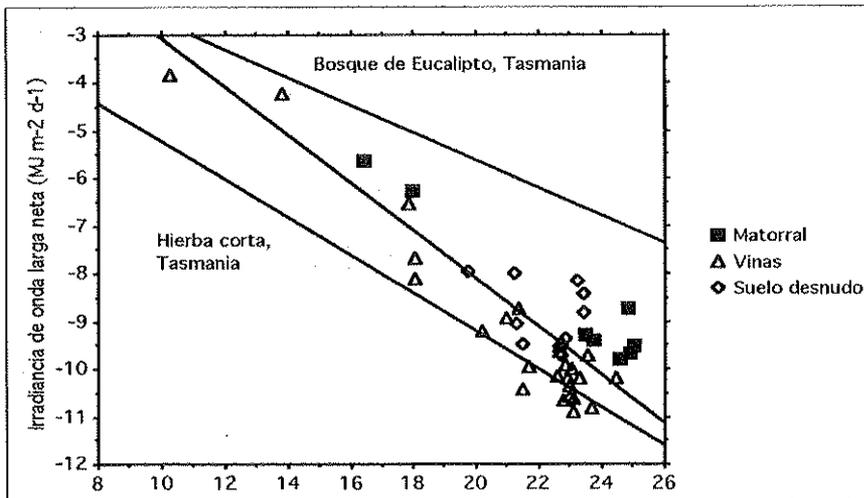


FIGURA 4
La traza de L* vs. K* en varios lugares (MJ m² d⁻¹)

Conclusiones

El método desarrollado aquí se va a aplicar a condiciones nubosas en los cuales los otros métodos no son válidos. También se van a estudiar los otros componentes del balance de energía, el flujo de calor sensible y latente y el flujo de calor en el suelo.

Los autores desean agradecer a la Comisión de Comunidades Europeas la financiación del proyecto. En particular J.C. Fortea es becario del mismo y J.A. Valiente lo fue durante el curso 91/92. También agradecen a Prof. H.-J. Bolle (F.U. Berlin) y Dr. P. Bessemoulin (CNRM Toulouse) la utilización de sus medidas de flujos radiativos en Barrax, Tomelloso y Rada de Haro. Finalmente también se reconoce la ayuda del Servicio de Informática de nuestra Universidad donde se realizaron los cálculos de mayor envergadura.

Bibliografía

- Kriebel, K.T. and Amann, V.:** 1989. Absolute calibration of the METEOSAT-4 VIS- channel.
- Michael, K.J. and Nunez, M.:** 1991. Derivation of ocean-atmosphere heat fluxes in a tropical environment using satellite and surface data. *Int. J. Climatol.* 11: 559-575.
- Monteith, J.L. and Szeicz, G.:** 1961. The radiation balance of bare soil and vegetation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 87: 159-170.
- Nunez, M. and Kalma, J.D.:** 1993. Satellite mapping of the surface radiation balance. submitted a *Advances in Bioclimatology*.
- Tanre, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J.J., Perbois, J., Deschamps, P.Y.:** 1990. Technical Note. description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *Int. J. Rem. Sens.* 11: 659-668.