

DETERMINACION DE RADIACION NETA DE LA PENINSULA IBERICA A PARTIR DE DATOS NOAA-AVHRR

E. Hurtado*, J.A. Sobrino**, M.C. Gutierrez*

* Departamento de Física Aplicada. Escuela Universitaria Politécnica de Albacete. Universidad de Castilla-La Mancha, 02071 Albacete, España.

** Departamento de Termodinámica. Facultad de Físicas. Universidad de Valencia, 46100 Burjassot, España.

Keywords: Temperatura, Emisividad, Albedo, Radiación neta.

Abstract

En este trabajo presentamos una metodología para obtener la radiación neta diaria a partir de datos NOAA-AVHRR. Para conseguir este objetivo necesitamos en primer lugar calcular la radiación neta de onda corta a partir de la radiación solar global y el mapa de albedo. En segundo lugar necesitamos un método para obtener la radiación ascendente de onda larga a partir de imágenes de temperatura. Por último necesitamos también estimar la radiación atmosférica descendente.

Como ejemplo de aplicación de esta metodología presentamos una imagen de radiación neta de la Península Ibérica.

I.- INTRODUCCION

La radiación neta es un parámetro de gran importancia, tanto en Climatología como en Agronomía. Los intercambios turbulentos en la superficie están gobernados por el balance de radiación neta, por lo que una determinación precisa de esta magnitud resulta muy adecuada, así como el estudio de su variación espacial y temporal.

Desde el punto de vista medioambiental, una magnitud tan interesante como es la evapotranspiración está fuertemente ligada con el flujo de radiación neta a través del balance de energía. Diferentes modelos han sido desarrollados para obtener la evapotranspiración a través de la ecuación del balance de energía [4] utilizando datos de radiación neta y la diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura superficial. En estos modelos la temperatura superficial se obtiene a partir de datos de satélite, mientras que los datos de radiación neta son suministrados por estaciones agrometeorológicas. Una determinación de la radiación neta mediante técnicas de Teledetección, podría mejorar la estimación de la evapotranspiración a escala local, mientras que a escala regional, dicha determinación resulta imprescindible.

II.- METODOLOGIA

La radiación neta es un balance entre radiaciones de onda corta y onda larga

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + \epsilon R_a - L_{\uparrow} \quad (1)$$

$$L_{\uparrow} = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (2)$$

donde α y ϵ son respectivamente el albedo y la emisividad superficial, σ la constante de Stephan-Boltzman, R_g la radiación solar incidente, R_a la radiación atmosférica de onda larga incidente en la superficie, L_{\uparrow} la radiación de onda larga emitida por la superficie, y T_s la temperatura superficial.

A escala diaria, que es la escala más relevante en estudios climáticos, la ecuación (1) puede escribirse como:

$$R_{n_d} = (1 - \alpha)R_{g_d} + \epsilon R_{a_d} - L_{\uparrow_d} \quad (3)$$

donde el subíndice d se refiere a valores diarios (es decir, valores acumulados durante 24 horas).

Diferentes trabajos han sido publicados acerca de la estimación de radiación neta de onda corta $R_g(1-\alpha)$ a partir de datos de satélites meteorológicos [1], donde la radiación global se calcula a partir de la irradiancia solar extraterrestre según [5].

A escala diaria, la radiación descendente de onda larga R_{a_d} , se determina normalmente a partir de parámetros medidos sistemáticamente en estaciones meteorológicas, tales como la temperatura del aire y la presión de vapor [10]. Una determinación alternativa puede realizarse a partir de datos de la estructura vertical de la atmósfera suministrados por la sonda TOVS a bordo de los satélites NOAA utilizando para ello modelos numéricos[2].

El último término de la ecuación (3) es la radiación ascendente de onda larga, que puede ser calculada con precisión a escala diaria, integrando la secuencia de temperaturas superficiales a lo largo del día.

$$L_{\uparrow d} = \varepsilon \sigma \int_0^{\tau} T_s^4 dt \quad (4)$$

donde $\tau=24$ horas.

Los satélites geoestacionarios tales como Meteosat permiten disponer de esta secuencia de imágenes de temperatura superficial, pero la baja precisión de estos sensores (alrededor de 5K) y su baja resolución espacial (5Km x 5Km) son importantes dificultades para llevar a cabo dicha determinación.

Procedimientos alternativos, que calculan la radiación neta diaria de onda larga, a partir de una única imagen de temperatura, han sido desarrollados [6] dichos métodos resultan adecuados para trabajar a escala regional, utilizando datos de los satélites NOAA, cuya mayor resolución espacial (1.1Km x 1.1Km) y radiométrica (0.12 K), los hacen más adecuados.

A continuación analizaremos cada uno de los términos de la ecuación (1).

II.1 Radiación neta de onda corta

El flujo de radiación de onda corta recibido por la superficie terrestre en condiciones de cielo despejado, consta de una contribución de radiación directa y otra contribución de radiación difusa. No obstante este parámetro es siempre menor que la irradiancia solar debido a la absorción y dispersión de radiación por la atmósfera. Para calcular la radiación solar de onda corta $R_g(1-\alpha)$, el albedo superficial se ha calculado como [7]:

$$\alpha = \omega_1 R_1 + \omega_2 R_2 \quad (5)$$

donde $\omega_1 = \omega_2 = 0.5$ y R es la reflectividad de los canales 1 y 2.

II.2 Radiación ascendente de onda larga

La radiación ascendente de onda larga se determina a partir de la ecuación (4), siendo necesario un método de determinación de la temperatura superficial, para ello utilizamos un método split-window [8]:

$$T_s = T_i + A(T_i - T_j) + B_0 + (1 - \varepsilon)B_1 - \Delta\varepsilon B_2 \quad (6)$$

donde T_i y T_j son, respectivamente, las temperaturas radiométricas medidas en los canales i y j , (en nuestro caso los canales 4 y 5 del AVHRR), ε e $\Delta\varepsilon$ son, respectivamente la emisividad media y la variación espectral de la emisividad en ambos canales, y donde el resto de los coeficientes se optimizan para cada situación [9].

Para determinar la emisividad superficial hemos utilizado la relación [3]:

$$\varepsilon = a + b \ln \text{NDVI} \quad (7)$$

donde NDVI es el índice de vegetación calculado a partir de una imagen NOAA, y a y b son coeficientes empíricos. Dicha relación propuesta para el intervalo 8-14 μm . ha sido adaptada al intervalo de 10.5-12.5 μm .

II.3 Radiación descendente de onda larga

El término restante de la ecuación (3) es la radiación atmosférica descendente de onda larga determinada a partir de los perfiles de temperatura y humedad de la atmósfera, utilizando para ello modelos numéricos, que descomponen la atmósfera en múltiples capas [2]. Alternativamente se han desarrollado varias relaciones empíricas que determinan dicha magnitud a partir de los valores medidos en garita meteorológica de temperatura del aire y presión de vapor. Nosotros hemos utilizado la relación [10]:

$$R_a = \sigma T_a^4 [0.79 - 0.174 \exp(-0.095 e_a)] \quad (8)$$

donde T_a es la temperatura del aire y e_a la presión de vapor.

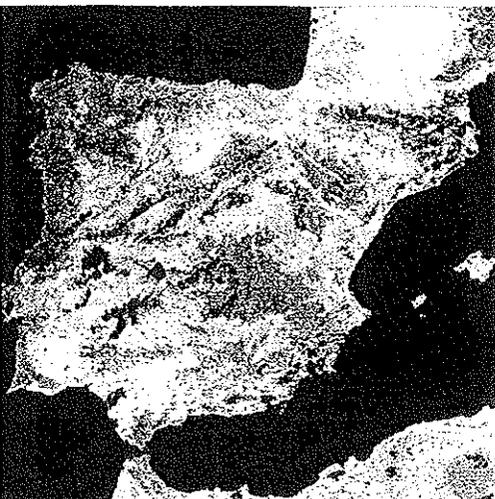
III.- APLICACION

Como ejemplo de aplicación de esta metodología la imagen de radiación neta correspondiente al 30 de Mayo de 1996 ha sido obtenida, para ello hemos calculado en primer lugar la imagen de radiación neta de onda corta a partir de la radiación solar global y del mapa de albedo, obtenido mediante la ecuación (5).

Para calcular la imagen de radiación de onda larga ha sido necesario obtener previamente la imagen de emisividad, a partir de un mapa de NDVI y de la relación (7), así como la imagen de temperatura superficial obtenida mediante la ecuación (6). A partir de estas imágenes y mediante las ecuaciones (4) y (8), la

imagen de radiación neta de onda larga ha sido obtenida.

Finalmente sumando las imagenes de radiación neta de onda corta y de radiación neta de onda larga se obtiene la imagen de radiación neta, cuyos valores están expresados en mm/día.



Figural: Mapa de radiación neta correspondiente al día 30 de mayo de 1996. Los valores están expresados en mm/día. [4.5-5] azul marino, [5-5.5] azul claro, [5.5-6] verde, [6-6.5] amarillo, [6.5-7] coral, [7-7.5] rojo, [7.5-9.0] magenta. (C6)

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud a la C.I.C.Y.T. (proyecto No. CI196-2801), al I.N.M. y al I.T.A.P. de Albacete por haber suministrado los datos necesarios para la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

[1] Dedieu, G., Deschamps, P. Y., and Kerr, Y., 1987. "Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the Earth and the surface albedo using a physical model applied to Meteosat data" J. Appl. Meteor., 26, 79-87.

[2] Garrat, J.R., 1992. "Extreme maximum land surface temperatures". J. Appl. Meteor., 9, 1096-1105.

[3] Van de Griend, A.A., and Owe, M., 1993. "On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces" Int. J. Remote Sensing, 6, 1119-1131.

[4] Hurtado, E., Artigao, M.M. and Caselles, V., 1994. "Estimating maize evapotranspiration from NOAA-AVHRR thermal data in the Albacete area, Spain." Int. J. Remote Sensing, 10, 2023-2037.

[5] Idqbal, M., 1986. "An introduction to solar radiation". Academic Press

[6] Lagouarde, J. P. and Brunet Y., 1993. "A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data". Int. J. Remote Sensing, 5, 907-925.

[7] Saunders, R. W., 1990. "The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-infrared radiances". Int. J. Remote Sensing, 1, 49-67.

[8] Sobrino, J. A., Raissouni N. and Lobo A., 1997. "Monitoring the Iberian Peninsula land cover using NOAA-AVHRR data". Septième Symposium International Mesures Physiques et Signatures en Teledetection 7-11 Avril, Courchevel, France (en prensa).

[9] Sobrino, J.A., Coll, C. and Caselles V., 1991. "Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5". Remote Sensing Environm., 38, 19-34.

[10] Somieski, F., Koepke, P., Kriebel, K.T. and Meerkotter, R., 1988. "Improvements of simple radiation schemes for mesoscale models: A case study". Beitr. Phys. Atmos., 61, 204-218.