

APLICACIÓN DE LAS IMÁGENES TÉRMICAS DE LOS SATÉLITES NOAA AL CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL DEL MAÍZ

V. CASELLES¹, E. HURTADO² Y J. DELEGIDO¹.

¹Departamento de Termodinámica. Facultad de Física. Universidad de Valencia. Burjassot, Valencia.

²Departamento de Física Aplicada. Escuela Universitaria Politécnica de Albacete. Universidad de Castilla-La Mancha.

RESUMEN

En este trabajo, proponemos una metodología para determinar la evapotranspiración del maíz mediante imágenes térmicas de los satélites NOAA y datos meteorológicos, que se basa en la relación: $ET_d = Rn_d^* + B_1(Ta - Ts)_i$ donde ET_d es la evapotranspiración diaria, Rn_d^* es la radiación neta diaria expresada en mm/día, $(Ta - Ts)_i$ es la diferencia de temperatura entre el aire y la superficie del maíz obtenida al mediodía, y B_1 es una constante semiempírica que se ha calculado para la región de Albacete, obteniéndose el valor $0,53 \pm 0,05$ mm/día K. Esta metodología permite conocer la evapotranspiración diaria del maíz con una aceptable precisión ($\pm 0,9$ mm/día).

ABSTRACT

In this work we propose an operative methodology for estimating corn evapotranspiration using NOAA thermal images and meteorological data, which is based on the relationship: $ET_d = Rn_d^ + B_1(Ta - Ts)_i$ where ET_d is the daily evapotranspiration, Rn_d^* is the daily net radiation expressed in mm/day, $(Ta - Ts)_i$ is the temperature difference between air and corn surface obtained near midday, and B_1 is a semi-empirical constant which has been calculated as 0.53 ± 0.05 mm/day K for the Albacete region, Spain. This methodology allows to get a general view of the actual daily evapotranspiration of corn with an acceptable precision (± 0.9 mm/day).*

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la evapotranspiración es de gran interés por razones tanto climáticas como agronómicas. En zonas agrícolas en las que el agua escasea es uno de los términos del balance hídrico en el suelo que nos da información sobre las necesidades netas de agua de riego. Dentro de este aspecto y como primer objetivo de este trabajo, hemos desarrollado una metodología para determinar la evapotranspiración real a partir de los datos del satélite NOAA, y la hemos aplicado a la zona de Barrax, situada al oeste de Albacete, que cuenta con una estación agrometeorológica denominada "Las Tiasas" y cuyo principal cultivo de regadío es el maíz. Nuestro objetivo final consiste en elaborar mapas de evapotranspiración que puedan ser utilizados para controlar las necesidades de agua del maíz y conseguir así un mejor aprovechamiento del agua disponible en la zona.

El método que proponemos para obtener la evapotranspiración real utiliza como parámetros de entrada la temperatura superficial, obtenida a partir de una imagen de satélite en su paso al mediodía, la temperatura máxima del aire y la radiación neta diaria, medidas ambas en garita meteorológica.

La zona de Barrax se encuentra localizada al oeste de la provincia de Albacete, a una distancia de 28 km de la ciudad. Sus coordenadas geográficas son $39^\circ 2'$ de latitud norte y $2^\circ 10'$ de longitud oeste. Tiene una extensión superficial de 10.000 ha de las cuales 3.486 son de regadío. El maíz,

cultivo mayoritario de regadío, ocupa 2.614 ha. El sistema de regadío es por aspersión, utilizándose las variantes tecnológicas "pivot" y "cobertura total enterrada" (Calderón, 1989).

Los satélites NOAA con una órbita polar, circular, situada a 850 km y que atraviesan el ecuador a las 14,30 y 2,30 horas TMG son adecuados para la determinación de la temperatura superficial; están provistos del sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) que recoge la radiación reflejada y emitida por la superficie de la Tierra en los intervalos centrados en 0,63, 0,91, 3,7, 11 y 12 μm con una resolución espacial de 1,1 km x 1,1 km en el nadir (Fusco & Muirhead, 1987). En este trabajo utilizaremos el visible y el infrarrojo próximo para discernir el maíz del resto de los cultivos (mediante la construcción de un índice de vegetación) y los canales térmicos centrados en los 11 y 12 μm para determinar la temperatura de la superficie.

2. MODELO

2.1. Cultivo herbáceo uniforme.

En ausencia de advección y de precipitación, la ecuación del balance diario de energía viene dada por (Brutsaert, 1982):

$$LET_d = Rn_d + H_d + G_d \quad (1)$$

donde LET es el flujo de calor latente, siendo L el calor la-

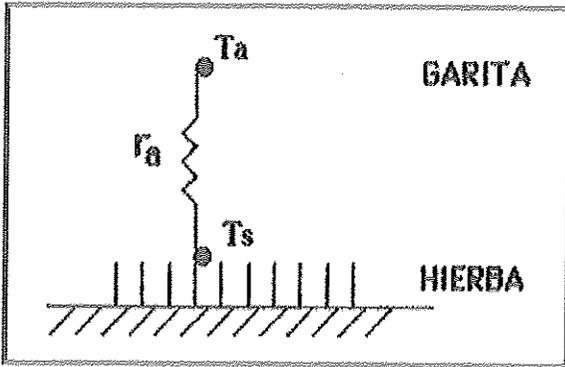


Figura 1.- Modelo para explicar el intercambio convectivo en el césped. T_a : temperatura del aire, T_s : temperatura superficial del césped, r_a : resistencia aerodinámica.

tente de vaporización del agua y ET la evapotranspiración, R_n es el flujo de radiación neta, H es el flujo de calor sensible y G es el flujo geotérmico. Con el subíndice d denotaremos de ahora en adelante los valores diarios, para distinguirlos de los valores instantáneos que representaremos mediante el subíndice i.

Todos los términos de la ecuación (1) tienen como unidades Wm^{-2} . Si despreciamos el flujo geotérmico, pues vale $G_d = (0,1-0,042h) R_{n_d}$ (Reginato et al., 1985) siendo h la altura del cultivo (m), la ecuación (1) nos queda como:

$$LET_d = R_{n_d} + H_d \quad (2)$$

Teniendo en cuenta que (Tier y Riou, 1982):

$$\frac{H_d}{R_{n_d}} = \frac{H_i}{R_{n_i}} \quad (3)$$

y que

$$H = -\rho C_p \frac{1}{r_a} (T_s - T_a) \quad (4)$$

donde i representa el valor instantáneo obtenido al mediodía, ρ es la densidad del aire ($kg\ m^{-3}$), C_p el calor específico del aire a presión constante ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), r_a la resistencia aerodinámica ($s\ m^{-1}$), T_s la temperatura superficial (K) y T_a la temperatura del aire (K). El intercambio de calor por convección en el césped viene controlado por el esquema de resistencias de la Figura 1.

Sustituyendo ahora (3) y (4) en (2), y dividiendo por L se obtiene:

$$ET_d - R_{n_d}^* = -B_i (T_s - T_a) \quad (5)$$

donde $R_{n_d}^*$ es la radiación neta expresada en mm de agua y el coeficiente B_i viene dado por:

$$B_i = \frac{R_{n_d} \rho C_p}{R_{n_i} L r_a} \quad (6)$$

La ecuación (6) es válida únicamente en el caso de un cultivo herbáceo uniforme y nos permite obtener, sustituyéndolo

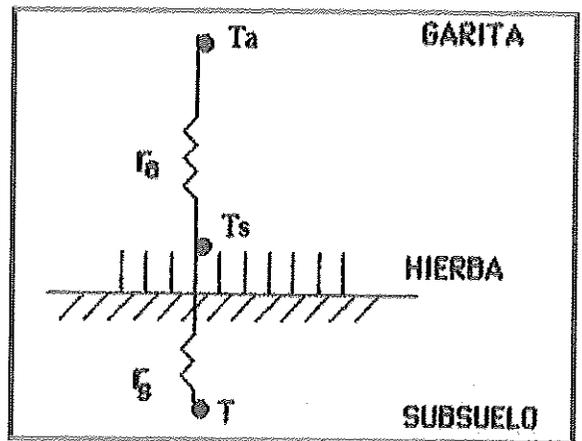


Figura 2.- Modelo para explicar el intercambio convectivo en el césped, en el caso de la estación de las Tiesas. T_a : temperatura del aire, T_s : temperatura superficial del césped, T : temperatura del subsuelo, r_a : resistencia aerodinámica, y r_s : resistencia del suelo.

en la ecuación (5), la evapotranspiración del césped a partir de los valores de radiación neta, medida en garita meteorológica y de la diferencia $(T_s - T_a)_i$; obteniéndose la temperatura superficial a partir de una imagen de satélite en su paso al mediodía y la temperatura del aire a partir del valor máximo medido en garita meteorológica.

Como en la estación agrometeorológica de Las Tiesas no se mide la temperatura superficial sino la temperatura a 10 cm de profundidad, el esquema de resistencias de la Figura 1 se modifica para tener en cuenta la resistencia del suelo (Figura 2). En consecuencia la ecuación (5) se modifica convirtiéndose en $ET_d - R_{n_d} = -B_i (T - T_a)_i$, donde T es la temperatura del subsuelo y B_i viene ahora dado por:

$$B_i = \frac{R_{n_d} \rho C_p}{R_{n_i} L (r_{ai} + r_s)} \quad (7)$$

donde r_s es la resistencia del suelo.

2.2. Cultivo con fuerte desarrollo vertical.

En el caso de un cultivo con fuerte desarrollo vertical, como es el caso del maíz, el intercambio de calor por convección es más complejo y viene controlado por el esquema de resistencias que mostramos en la Figura 3.

Suponemos que la superficie de las hojas se encuentra a la temperatura T_s , que es la temperatura radiativa del cultivo, es decir, la que mide el satélite. Así, el flujo de calor sensible instantáneo puede describirse como:

$$H = -\rho C_p \frac{1}{r_a} (T_h - T_a) = -\rho C_p \frac{1}{r_0} (T_s - T_h) = -\rho C_p \frac{1}{r_0 + r_a} (T_s - T_a) \quad (8)$$

siendo T_h la temperatura del aire al nivel del cultivo y r_0 la resistencia de cultivo, que es la suma de la resistencia aerodinámica de las hojas (r_{af}) y la debida a la estratificación de las hojas en el cultivo (r_c):

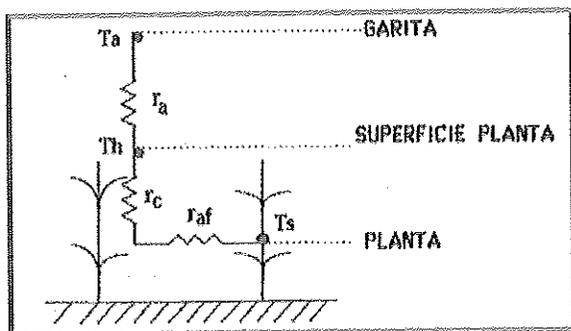


Figura 3.- Modelo para explicar el intercambio convectivo en el maíz. T_a : temperatura del aire al nivel de garita, T_h : temperatura del aire al nivel de la máxima altura del cultivo, T_s : temperatura superficial de las hojas, r_a : resistencia aerodinámica entre la parte superior del cultivo y el nivel de la garita, r_c : resistencia debida a la estratificación de las hojas en el cultivo y r_{af} : resistencia aerodinámica de las hojas.

$$r_0 = r_{af} + r_c \quad (9)$$

Así, se obtiene para B_i la expresión:

$$B_i = \frac{Rn_d}{Rn_i} \frac{pCp}{L(r_{af} + r_0)} \quad (10)$$

ecuación que es válida para el caso más general, y que se convierte en (6) cuando r_0 es despreciable, es decir, en el caso de una superficie delgada (césped).

B_i puede ser calculado diariamente de forma sencilla, suponiendo que los términos climáticos (relación Rn_d/Rn_i y velocidad del viento) son iguales a su valor medio anual (Vidal y Perrier, 1990). Entonces B_i únicamente depende de los parámetros del cultivo h y LAI (Leaf Area Index) mediante la siguiente ecuación (Brutsaert, 1982):

$$r_a = \frac{\ln^2(z/z_0)}{k^2 u(z)} \quad (11)$$

donde k es la constante de Von Karman (0,4), u es el valor medio anual de la velocidad del viento durante el período diurno (ms^{-1}), z es la altura a la que se realizan las medidas climáticas y z_0 es el parámetro de rugosidad que es función de h y LAI (Perrier, 1982):

$$z_0 = h \{1 - e^{-LAI/2}\} e^{LAI/2} \quad (12)$$

y r_0 se calcula según la ecuación (Vidal y Perrier, 1990):

$$r_0 = z_{0\max} (LAI/LAI_{\max}) \quad (13)$$

donde $r_{0\max}$ y LAI_{\max} representan los valores máximos de r_0 y LAI.

3. RESULTADOS

3.1. Determinación de la temperatura superficial mediante datos NOAA.

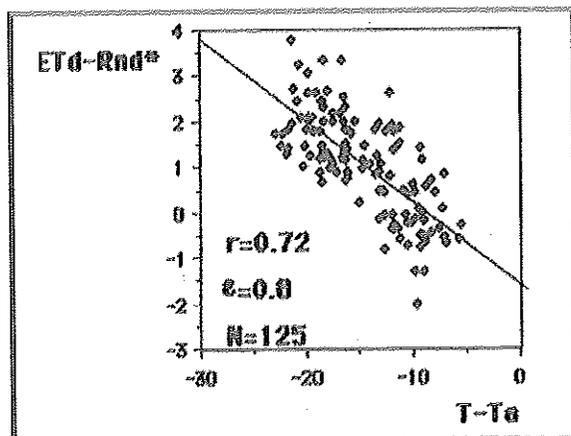


Figura 4.- Valores de $ET_d - Rn_d^*$ (mm/día) frente a la diferencia de temperatura $T - T_a$ (K). El coeficiente de correlación, r , el error estándar de estimación, ϵ , y el número de puntos, N , se dan en la parte inferior izquierda.

Las radiancias obtenidas en dos ventanas atmosféricas donde la absorción molecular es mínima (por ejemplo 10,3-11,3 μm y 11,5-12,5 μm para NOAA 9) dan, por inversión de la función de Planck, dos temperaturas de cuerpo negro. A partir de estas temperaturas se puede obtener, mediante el método "split-window" (Sobrino et al., 1990), una estimación de la temperatura superficial. Este método consiste en eliminar los efectos atmosféricos del vapor de agua de las dos ecuaciones que relacionan la temperatura superficial con la temperatura medida por el satélite en cada una de las dos bandas del IR térmico. Considerando para NOAA las bandas 4 (10,3-11,3 μm) y 5 (11,5-12,5 μm) la ecuación "split-window" puede escribirse como:

$$T_0 = T4 + C(T4 - T5) + D \quad (14)$$

donde T_0 es la temperatura superficial; $T4$ y $T5$ son las temperaturas aparentes registradas en los dos canales; C es un coeficiente que depende de los canales utilizados y es independiente, en principio, de las condiciones atmosféricas de la zona, D es un término que corrige el efecto de la emisividad de la superficie y la absorción-emisión de gases atmosféricos distintos del vapor de agua (dióxido de carbono principalmente). Para el maíz los coeficientes C y D son 2,2 y 1,0 K respectivamente.

3.2. Determinación experimental del coeficiente B.

Para obtener el coeficiente B , en el caso del césped, se han utilizado datos de ET , Rn , T y T_a medidos en la estación de Las Tiesas. T se mide a 10 cm de profundidad y T_a a 2,5 cm sobre el suelo. Para realizar el ajuste se han utilizado datos de 5 meses, de Mayo a Septiembre, correspondientes a 1989 sin incluir días nublados. La relación obtenida es la siguiente (Figura 4):

Tabla 1. Valores de la diferencia de temperaturas ($T_s - T_a$), radiación neta diaria Rn_d^* , evapotranspiración del maíz calculada con el método propuesto ET_d , evapotranspiración del maíz con el método de Penman ET_{pd} , y la diferencia ($ET_d - ET_{pd}$).

$T_s - T_a$ (K)	Rn_d^* (mm)	ET_d (mm)	ET_{pd} (mm)	$ET_d - ET_{pd}$
-7.7	6.0	10.1	9.0	1.1
-6.0	5.0	8.2	8.9	-0.7
-6.2	5.1	8.4	9.0	-0.6
-7.3	4.7	8.6	8.9	-0.3
-7.0	4.5	8.2	9.1	-0.9
-7.5	4.8	8.3	10.1	-1.3
-5.0	5.0	7.6	8.4	-0.8
-6.3	5.4	8.7	7.1	1.6
-6.8	5.2	8.8	7.9	0.9
-5.8	5.2	8.2	8.5	-0.3
-6.7	5.1	8.7	8.3	0.4
-6.7	5.3	8.9	7.9	1.0
-6.0	5.1	8.3	7.9	0.4
-6.8	5.4	8.9	7.9	1.0
-7.1	4.0	7.8	6.6	1.2

$$ET_d - Rn_d^* = -1,6 - 0,18(T_s - T_a) \quad (15)$$

Si modificásemos la ecuación (3) como:

$$D_i = \frac{H_d}{Rn_d} - \frac{H_i}{Rn_i} \quad (16)$$

en la ecuación (5) aparecería un término independiente A dado por:

$$A = D_i Rn_d \quad (17)$$

El valor calculado para el coeficiente A en nuestra zona resulta ser bastante menor que el término independiente de la ecuación (15), por lo que nos inclinamos a pensar que este término es más bien debido al fenómeno de advección que se da en la zona de regadío de Barrax (Martín de Santa Olalla, comunicación personal, 1991) y que no se ha tenido en cuenta en la ecuación (1).

3.3. Comprobación teórica de B.

El valor de B obtenido de forma experimental, por regresión lineal, se ha comparado con el calculado según la ecuación (7). Así, utilizando datos de 1989 el valor obtenido para el cociente Rn_d/Rn_i es de $0,013 \text{ mm m}^2 \text{ W}^{-1}$, el valor de la velocidad media del viento $u(z) = 2,58 \text{ ms}^{-1}$ medida a la altura $z = 2,5 \text{ m}$. El parámetro de rugosidad z_0 se ha calculado según la expresión $z_0 = 0,13 \text{ h}$ (Monteith, 1973), siendo $h = 10 \text{ cm}$. Con estos datos el valor calculado para B resulta ser $B_{cal} = 0,21 \pm 0,05 \text{ mm/día K}$, que está de acuerdo con el valor de B obtenido de forma experimental $B = 0,18 \text{ mm/día K}$. Además este último valor coincide con el suministrado por Seguin e Itier (1983) para cultivos de rugosidad media y en condiciones de estabilidad térmica, $T_s - T_a < 0$.

3.4. Validación del método.

A modo de validación del método propuesto y de los resulta-

dos con él obtenidos, se ha comparado la evapotranspiración calculada con el método propuesto y con el método de Penman. Para hacer esta comparación hemos tenido en cuenta 15 días de julio de 1991. La Tabla 1 muestra valores de la diferencia ($T_s - T_a$), radiación neta diaria Rn_d^* , evapotranspiración del maíz calculada con el método propuesto ET_d , evapotranspiración del maíz calculada con el método de Penman ET_{pd} , y la diferencia ($ET_d - ET_{pd}$). El valor medio de esta diferencia es de $0,2 \pm 0,9 \text{ mm/día}$.

3.5. Cálculo del valor de B para el maíz.

En el caso del maíz el valor B se ha obtenido a partir de la ecuación (10), como en el caso anterior se han utilizado datos de 1989. El parámetro de rugosidad z_0 se ha calculado según la expresión de Perrier (ecuación 12). La resistencia aerodinámica a partir de la ecuación (11) y la resistencia del cultivo a partir de la ecuación (13) donde $ro_{max} = 25 \text{ sm}^{-1}$. Los valores de h y LAI que hemos utilizado han sido determinados en el Departamento de Producción Vegetal de la Universidad de Castilla-La Mancha. Así resulta para el maíz $B = 0,53 \pm 0,05 \text{ mm/día K}$.

4. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud al Profesor Martín de Santa Olalla por los útiles comentarios realizados y al Dr. Ingeniero Horacio López Córcoles por las facilidades concedidas en la utilización de los datos de la estación de Las Tiesas.

5. BIBLIOGRAFIA

- ✓ BRUTSAERT, W. (1982): *Evaporation into the atmosphere: Theory, history and applications*. (Dordrecht: Reidel).
- ✓ CALDERON, A. (1989): *Programación del riego en el cultivo del maíz. Resultados de la campaña 1988*. Departamento de Producción Vegetal. Universidad de Castilla-La Mancha.
- ✓ FUSCO, L. & MUIRHEAD, K. (1987): AVHRR data services in Europe. The Earthnet Approach. *ESA Bulletin* no. 49, pp. 9-19.
- ✓ ITIER, B. & RIOU, Ch. (1990): Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge. *Journal de Recherches Atmospheriques*, vol. 16, n°2, pp. 113-125.
- ✓ MONTEITH, J.L. (1973): *Principles of Environmental Physics* (London: Arnold).
- ✓ PERRIER, A. (1982): Land surface processes: vegetation. In *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*, edited by P.S. Eagleson (Cambridge: Cambridge University Press).
- ✓ REGINATO, R.; JACKSON, R.D. & PINTER, P.J. (1985): Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 18, pp. 75-89.
- ✓ SEGUIN, B. & ITIER, B. (1983): Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 4, n°2, pp.371-383.
- ✓ SOBRINO, J.A.; COLL, C. & CASELLES, V. (1991): Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA 11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment* (vol. 38, pp. 19 - 34).
- ✓ VIDAL, A. y PERRIER, A. (1990): Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal IR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, n°5, ppp. 949-954.