

Determinación de la productividad del maíz mediante imágenes NOAA-AVHRR

V. Caselles¹, E. Hurtado² y M.M. Artigao²

¹Departament de Termodinàmica, Facultat de Física, Universitat de València, Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot.

²Departamento de Física Aplicada, Escuela Universitaria Politécnica, Universidad de Castilla-La Mancha, Crta de la Peñas, km 3.2, 02071 Albacete

RESUMEN

En este trabajo se propone un método para realizar un seguimiento diario de la productividad del maíz mediante imágenes del sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA. La base física del modelo radica en la determinación diaria del cociente entre las evapotranspiraciones real y máxima; para ello se han utilizado sendos modelos que permiten el cálculo de ambas variables por medio de datos meteorológicos y de teledetección. Un caso práctico de aplicación es expuesto al final del trabajo, donde los distintos pasos a seguir se exponen con detalle.

PALABRAS CLAVE: productividad, maíz, Albacete, imágenes NOAA-AVHRR, evapotranspiración.

ABSTRACT

For monitoring the maize productivity by means of NOAA-AVHRR images, a method is proposed in this paper, which is based on the daily determination of the ratio between actual and maximum evapotranspirations. Two different methods for evaluating both evapotranspirations are described, which use meteorological and remote sensing combined data. Finally, a practical example is included, where different steps to be followed for applying the different method are described.

KEY WORDS: productivity, maize, Albacete, NOAA-AVHRR images, evapotranspiration.

INTRODUCCIÓN

La determinación de la productividad de un determinado cultivo agrícola es de un gran interés para la economía de una región, especialmente en zonas de regadío situadas en áreas áridas o semi-áridas, como es el caso de La Mancha en España. Asimismo, el conocimiento de este parámetro mediante técnicas de teledetección es uno de los objetivos más codiciados de esta nueva tecnología.

Con el fin de establecer relaciones entre la producción agrícola y el agua empleada, se definen las funciones de producción, que relacionan el rendimiento de una cosecha con el agua transpirada; es decir, con la evapotranspiración del cultivo.

La función de producción será del tipo $Y = f(w)$, donde Y es la producción del cultivo y w es el parámetro hídrico empleado, que en nuestro caso será la evapotranspiración. Para nuestro estudio, hemos elegido una de las funciones más empleadas en la bibliografía, que es:

$$(1-Y) = k_y (1-ET/ET_m) \quad (1)$$

donde k es el factor del efecto sobre el rendimiento, ET la evapotranspiración real y ET_m la evapotranspiración máxima.

Los valores de k se deducen suponiendo que la relación entre la productividad relativa (Y) y la evapotranspiración relativa (ET/ET_m) es lineal y

es válida para un déficit de agua hasta del 50% aproximadamente: es decir, $1-ET/ET_m = 0,5$. Estos valores vienen dados en tablas agronómicas (Doo-rembos y Kassam, 1979).

La razón por la cual para nuestro estudio empleamos la evapotranspiración, es debido a que hasta que se alcanza un cierto nivel de agotamiento de las reservas del suelo, la ET es igual a la ET_m , a partir de ahí, ET es menor que ET_m , por lo que esta reducción de la evapotranspiración real es la que condicionará el nivel del rendimiento.

Para calcular la producción relativa, utilizaremos imágenes de satélite, con el fin de construir mapas de ET y ET_m ; así podremos conocer el déficit de evapotranspiración ($1-ET/ET_m$), y a partir de este dato construir un mapa de producción para el maíz, que nos dará una visión global de cómo ha sido regado el cultivo a lo largo de todo su periodo vegetativo.

Los modelos utilizados para determinar ET_m y ET a partir de los datos NOAA vienen descritos por separado en el próximo apartado. En el siguiente epígrafe se da la metodología para poder aplicar de forma sistemática los modelos de cálculo de las evapotranspiraciones. Finalmente, en el cuarto apartado, se dan los resultados de aplicación del método propuesto para una zona de regadío de la provincia de Albacete.

MODELOS TEÓRICOS

Modelo de evapotranspiración máxima

Para determinar la evapotranspiración máxima, ET_m , utilizaremos el modelo desarrollado por Caselles y Delegido (1987), el cual permite el cálculo de esta magnitud a partir del valor de la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0 , como

$$ET_m = k_c ET_0 \quad (2)$$

donde k_c es el denominado coeficiente de cultivo, que se puede definir (Schumugge y André, 1991) como: $k_c = (r_a + r_e)/(r'_a + r'_e)$ siendo r_a y r_e las resistencias aerodinámica y estomatal de un cultivo de gramíneas, y r'_a y r'_e las correspondientes resistencias para el cultivo en cuestión evaporando bajo las mismas condiciones meteorológicas que las gramíneas. Con los conocimientos actuales, todavía no se pueden calcular teóricamente los coeficientes k_c , principalmente a causa de la indeterminación en el conocimiento de las resistencias estomatales, y se usan los valores empíricos determinados mediante la ecuación (2) para cada cultivo y clima.

Para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia por teledetección se utiliza la ecuación:

$$ET_0 = A + B R_g + C R_g T_a^{\max} \quad (3)$$

donde A, B Y C son coeficientes empíricos, R_g es la radiación global diaria, y T_a^{\max} es la temperatura máxima del aire medida a 1,5 m de altura. La ecuación (3) es semejante al método de la radiación de la FAO (Doorenbos y Pruiu, 1977), donde se ha añadido una constante A que evalúe el efecto de la advección y el índice W se ha sustituido por una función lineal de la temperatura máxima del aire, T_a^{\max} . Esta suposición es buena siempre que se aplique a una región donde no existan grandes variaciones de altitud, ya que W depende de la altitud además de la T_a^{\max} . Los coeficientes A, B Y C dependen de los valores medios de la humedad relativa del aire y del recorrido del viento para esa región.

El método propuesto, que viene esquematizado en la Figura 1, consta de dos fases: la primera consiste en la determinación de los coeficientes empíricos A, B y C para una determinada región y clima. Para ello se debe medir la evapotranspiración máxima del cultivo de referencia o calcularla por medio de algún método preciso, durante un número suficiente de días (3 años) para que se pueda correlacionar, con una significación estadística suficiente, con las medidas diarias de temperatura máxima del aire y radiación global. Una vez obtenidos estos coeficientes, la segunda fase es la

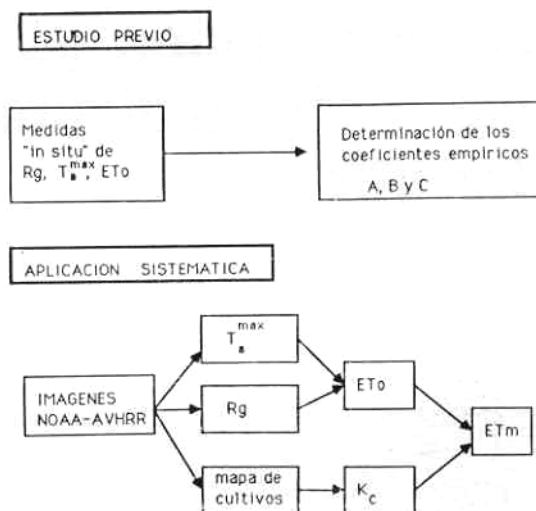


Figura 1. Determinación de la evapotranspiración máxima

aplicación sistemática por medio de técnicas de teledetección. Esta fase consta de la construcción de mapas de temperatura máxima diaria del aire y de radiación global diaria, a partir de imágenes de satélite. Con ello, y aplicando la relación (3) se obtienen imágenes de evapotranspiración diaria del cultivo de referencia, que al multiplicar por el mapa de coeficientes de cultivo, también obtenido por teledetección, se obtiene un mapa de evapotranspiración máxima de los cultivos, según la relación (2).

Para determinar los valores de los coeficientes A, B Y C en nuestra zona se ajustaron mediante el método de mínimos cuadrados los valores de ET_0 , calculados mediante el método) del evaporímetro de cubeta, R_g y T_a^{\max} .

Los datos utilizados fueron suministrados por la estación que el Instituto Nacional de Meteorología posee en Albacete, y eran los correspondientes a los años 1985, 1986 y 1987. Así se obtuvieron los valores:

$$ET_0 = 0,37 + 5,0610^{-3} R_g + 5,99 R_g T_a^{\max} \quad (4)$$

donde ET_0 se expresa en mm/día, T_a^{\max} en °C y R_g en Wm^{-2} .

Modelo de evapotranspiración real

A partir de la ecuación del balance de energía diario, en ausencia de advección y de precipitación, y despreciando el flujo geotérmico, (Caselles y Hurtado, 1992) demuestran que, para un cultivo con cobertura completa del suelo, el valor diario de la evapotranspiración real, ET_d , se puede determinar en función de la radiación neta diaria equivalente, R_{nd}^* , y de la diferencia entre las temperaturas superficial de las hojas y del aire a 2,5 m sobre el suelo, $(T_s - T_a)_i$, medida a las 14,30 h, mediante la ecuación:

$$ET_d - Rn_d^* = -B_i (T_s - T_a)_i \quad (5)$$

donde el parámetro B_i viene dado por la expresión:

$$B_i = \frac{Rn_d}{Rn_i} \frac{\rho c_p}{L(r_{ai} + r_o)} \quad (6)$$

siendo Rn_d/Rn_i la relación entre el valor diario y el obtenido a las 14,30 h de la Rn , ρ la densidad del aire, c_p su calor específico a presión constante, L el calor latente de vaporización del agua, r_{ai} la resistencia aerodinámica medida a las 14,30 h y r_o la resistencia del cultivo, que es la suma de la resistencia aerodinámica de las hojas (r_l) y la resistencia estructural debida a la estratificación de las hojas en el cultivo (r_c), véase el esquema de la Figura 2.

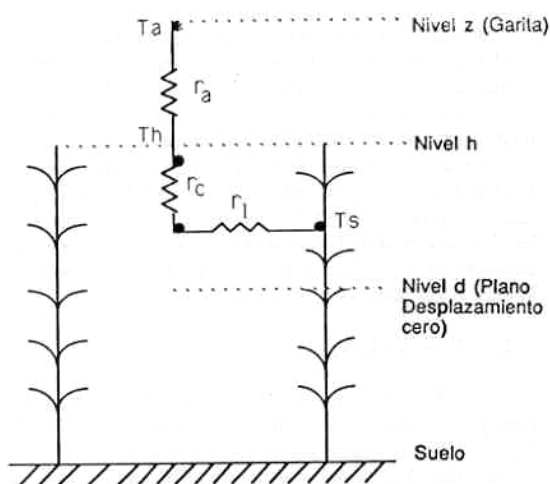


Figura 2. Intercambio convectivo en el maíz

La ecuación (5) muestra que el valor medio de B_i puede ser obtenido estadísticamente por regresión lineal de valores de $ET_d - Rn_d^*$ frente a los correspondientes medidas de $(T_s - T_a)_i$. Suponiendo que la relación Rn_d/Rn_i para días claros es razonablemente constante (Seguin e Itier, 1983), este valor medio puede expresarse como $B_i = (Rn_d/Rn_i) <\rho c_p/L r_{ai}>$ y definido como un coeficiente de intercambio medio ponderado por la relación Rn_d/Rn_i . El símbolo $<>$ significa valor medio sobre el ciclo del cultivo.

Así, para calcular B_i utilizaremos, por simplicidad, los valores medios durante el ciclo del cultivo de la relación Rn_d/Rn_i y la velocidad del viento como han sugerido Vidal y Perrier (1990), entonces B_i solamente depende de los parámetros del cultivo h y LAI (Leaf Area Index) mediante la siguiente ecuación (Brutsaert, 1982):

$$r_a = \frac{\{\ln[(z-h)/z_0]\}^2}{k^2 u} \quad (7)$$

donde k es la constante de von Karman (0,4), u es el valor medio para el ciclo del cultivo de la

velocidad del viento medida durante el día (ms^{-1}), z es la altura a la que se realizan las medidas climáticas (garita meteorológica), y z_0 es el parámetro de rugosidad, que es función a su vez de h y LAI (Perrier, 1982):

$$z_0 = h (1 - e^{-LAI/2}) e^{-LAI/2} \quad (8)$$

y r_o se calcula mediante la ecuación (Vidal y Perrier, 1990):

$$r_o = r_{o\max} (LAI/LAI_{\max}) \quad (9)$$

donde $r_{o\max}$ y LAI_{\max} son los valores máximos de r_o y LAI .

Dentro de los límites de una aproximación de primer orden, la resistencia aerodinámica, r_a , puede escribirse para el caso neutro mediante la ecuación (7). Sin embargo, esta aproximación debe corregirse para tener en cuenta el efecto de estabilidad. Esto se podría hacer mediante las universalmente aceptadas funciones del número de Richardson o de la longitud de Monin Obukhov. Pero el tratamiento completo requeriría procedimientos iterativos bastante complicados. No obstante, para el caso de estratificación estable ($T_s - T_a < 0$), que fueron las condiciones encontradas en la zona de Barrax durante el desarrollo del proyecto EFEDA, utilizaremos el factor de reducción dado por Seguin e Itier (1983):

$$\frac{B_s}{B_n} = 1 - \left(\frac{0,2}{u}\right) (T_s - T_a) \quad (10)$$

donde B_s y B_n son los valores de B para condiciones de neutralidad y estabilidad respectivamente. El caso estable no es la situación usual al mediodía. En la zona de Barrax, es el resultado de la advección creada por la presencia de pequeñas parcelas regadas rodeadas de secano. Este hecho fue denominado «efecto oasis» por Doorenbos y Pruitt (1977).

Así el valor de B se ha obtenido a partir de la ecuación (6) y se ha corregido mediante la ecuación (10). El parámetro de rugosidad z_0 se ha calculado según la expresión de Perrier ecuación (8). La resistencia aerodinámica a partir de la ecuación (7) y la resistencia del cultivo a partir de la ecuación (9) donde $r_{o\max} = 25 \text{ sm}^{-1}$ (Perrier, 1975).

Utilizando datos de 1989, para el cociente Rn_d/Rn_i se obtiene un valor de 0,33, resultado que coincide con el obtenido por Seguin e Itier (1983) usando 3 años de días claros en Avignon, Francia. El valor de la velocidad media del viento fue $u(z) = 2,58 \text{ m/s}$ medida a la altura $z = 2,5 \text{ m}$. Los valores de h y LAI utilizados fueron determinados por Martín de Santa Olalla et al (1992) en tres parcelas diferentes durante el proyecto EFEDA.

Con estos valores se obtiene a partir de la ecuación (6) un valor $B = 0,66 \pm 0,09 \text{ mm día}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Este valor se corrige de las condiciones de estabilidad de la zona a partir de la ecuación (10) tomando para $T_s - T_a$ el valor $-6,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, resultado que se obtuvo en un experimento realizado en la zona durante el proyecto EFEDA, midiendo la diferencia ($T_s - T_a$) mediante un radiómetro durante 15 días del mes de Julio (Hurtado, 1992). Así a partir de la ecuación (10) se obtuvo $B_s = 0,80\text{ }B_n$, con lo que el valor de B para el maíz bajo condiciones estables será $B = 0,53 - 0,10\text{ mm día}^{-1}\text{ K}^{-1}$.

El modo de aplicación de este método viene esquematizado en la Figura 3, donde se ha separado el estudio previo necesario para la determinación del coeficiente B de la ecuación (5) y los coeficientes A y C del método split-window para realizar la corrección atmosférica y de emisividad (véase siguiente apartado), de la aplicación sistemática del modelo

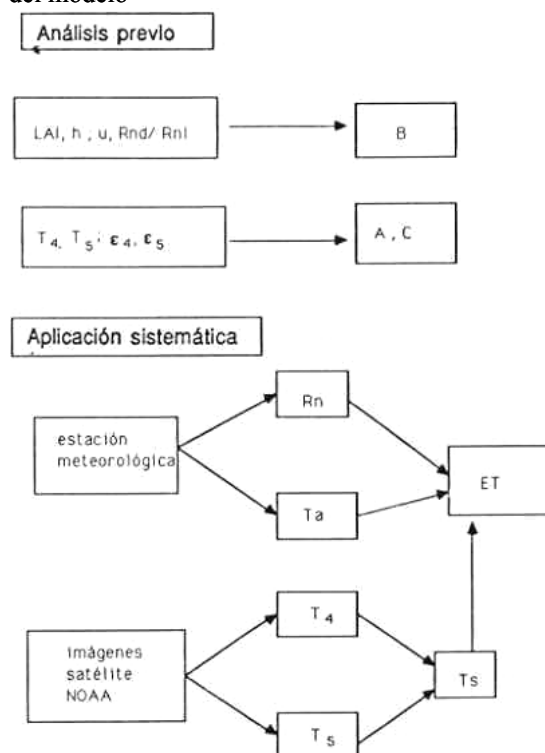


Figura 3. Determinación de la evapotranspiración real

Para realizar la aplicación sistemática del modelo se necesita una estación meteorológica que nos suministre el valor de la radiación neta diaria, R_{nd} , y el valor a las 14,30 h de la temperatura del aire, T_a . La medida de la temperatura superficial, T_s , se realiza a partir de una imagen de satélite, en su paso de las 14,30 h, lo que se explica detalladamente en el siguiente apartado.

METODOLOGÍA DE APLICACIÓN

Para poder aplicar de forma sistemática los modelos anteriormente descritos es necesario disponer de una metodología que nos permita obtener la temperatura superficial del cultivo, la radiación

global y la distribución de cultivos de la zona a partir de las imágenes del satélite NOAA. Expondremos, pues, a continuación cómo puede llevarse a cabo este trabajo.

Determinación de la temperatura

La determinación de la temperatura de la superficie del suelo se hace a partir de las medidas de la radiación terrestre, que los satélites realizan en la banda de longitudes de onda comprendidas entre 10,5 y 12,5 μm . No obstante, se han de realizar dos correcciones a estos valores.

En primer lugar, la radiación emitida por un cuerpo depende, además de la temperatura a la que se encuentra, de su emisividad, que se define como la razón entre la radiación emitida por un cuerpo en equilibrio térmico y la que emitiría un radiador ideal a la misma temperatura; para ello es necesario conocer la emisividad de la superficie terrestre (Becker et al., 1981; Caselles, 1983). En segundo lugar, la presencia de la atmósfera perturba la radiación emitida por la superficie, de modo que el satélite «verá» temperaturas más bajas de las que en realidad existen. Por ello será imprescindible corregir la perturbación que introduce la atmósfera.

Para resolver este problema utilizaremos el método split-window, que permite realizar de forma simultánea las correcciones atmosférica y de emisividad. En este modelo, basado en la absorción diferencial que sufre la radiancia que llega al satélite en dos longitudes de onda diferentes y en el comportamiento lineal de la transmisividad con el contenido en vapor de agua de la atmósfera, se obtiene la temperatura efectiva de la superficie como una combinación lineal de las temperaturas radiativas medidas por el satélite en las dos bandas espectrales. De acuerdo con esto, la corrección atmosférica y de emisividad para el satélite NOAA vendrá dada por:

$$T_s = T_4 + A(T_4 - T_5) + C \quad (11)$$

donde T_s representa la temperatura de la superficie corregida del efecto de la atmósfera y de la emisividad, T_4 y T_5 , son las temperaturas radiométricas medidas en los canales 4 y 5 del sensor AVHRR del NOAA, y siendo A y C dos coeficientes que dependen de la emisividad efectiva de la superficie, del estado de la atmósfera y del ángulo cenital de observación del satélite (Sobrino et al., 1991).

Determinación de la radiación global

Para determinar la radiación global utilizaremos el método propuesto por Dedieu et al (1987) basado en la ecuación:

$$R_g = R_0 \frac{1 - \alpha_p}{1 - \alpha_s} \quad (12)$$

que nos permite estimar la radiación global incidente en una zona, R_g , a partir de la radiación extraterrestre, R_0 , el albedo planetario, α_p , (que se obtiene de la imagen del satélite en el canal visible) y el albedo de la superficie, α_s , que se puede considerar como el valor mínimo de α_p obtenido de una colección de imágenes de días despejados, es decir $\alpha_s = \alpha_p^{\min}$.

La expresión (12) debe ser corregida para salvar el error introducido al no considerar la absorción en la atmósfera. Una forma de hacerlo es introduciendo un coeficiente de transmisividad constante para cada época del año, en función del contenido en vapor de agua y ozono de la atmósfera.

Cuando se utilizan datos del satélite NOAA, los valores del albedo planetario y del albedo de superficie se pueden obtener con la ayuda del método propuesto por Saunders (1990):

$$\alpha = \alpha_1 \omega_1 + \alpha_2 \omega_2 \quad (13)$$

donde α_1 y α_2 son las reflectividades obtenidas en las bandas espectrales 1 y 2 del sensor AVHRR respectivamente, y ω_1 y ω_2 son los factores que tienen en cuenta el peso en cada reflectividad de la cantidad de radiación solar recibida en cada canal, y que valen $\omega_1 = \omega_2 = 0,5$.

Construcción de un mapa de cultivos

Para la construcción de una imagen de cultivos de la región en estudio, se pueden utilizar tres métodos: el primero consiste en digitalizar un mapa de usos del suelo (Delegido, 1986). La precisión de este método depende del mapa utilizado y de la forma de digitalizarlo. El segundo método consiste en la utilización de un índice de vegetación, como por ejemplo el índice de vegetación normalizado NDVI, y el tercer método consiste en aprovechar el hecho de que al tratarse de un cultivo de regadío su temperatura al mediodía es bastante inferior (más de 5°C) a los demás cultivos de secano presentes en la zona.

Una vez construido el mapa de cultivos, este se convierte en un mapa de coeficientes k_c y B para poder aplicar las ecuaciones (1) y (5) a la zona de estudio. Basta para ello tener un conocimiento previo del valor de ambos coeficientes (véanse los apartados siguientes).

RESULTADOS

Como aplicación de los modelos expuestos, procederemos a la construcción de imágenes de evapotranspiración, tanto máxima como real, con el fin de calcular la productividad del maíz. Se ha utilizado la imagen obtenida a las 14,30 h del día 5 de Junio de 1987 por el satélite NOAA.

Mapas de T_s y K_c

La temperatura máxima del aire se determina a partir de la imagen obtenida por el NOAA 9 en su paso a las 14,30 h. Sin embargo, tal y como hemos dicho en el apartado anterior, se han de realizar dos correcciones a estos valores: la corrección atmosférica y la corrección por emisividad, para ello aplicaremos el modelo split-window, que para el caso del maíz viene dada por (Sobrino et al., 1991):

$$T_s = T_4 + 2,2(T_4 - T_5) + 0,9 \quad (14)$$

donde las temperaturas están expresadas en °C y los valores de la imagen digital se han transformado en valores de temperatura haciendo uso de la función de calibrado del sensor, utilizando constantes medias de calibrado para toda la imagen (Brunel et al., 1987).

Dado que los únicos datos que interesan son los correspondientes al cultivo de maíz, se ha procedido a identificar en la imagen original una zona de estudio apropiada que contenga mayoritariamente dicho cultivo y que éste esté distribuido de forma continua y no en pivots, para que su identificación en la imagen sea más fácil.

Para cartografiar el maíz realmente presente en la imagen, se ha aprovechado el hecho de que al tratarse de un cultivo de regadío su temperatura al mediodía es bastante inferior (más de 5°C, que equivalen a 42 niveles de gris) a los demás cultivos presentes en la zona (cebada de secano, barbecho y suelo desnudo). Se comprobó además con datos de campo que la extensión del maíz en la imagen se correspondía bastante bien con la realidad. Para ello se utilizó una cartografía a escala 1/50.000 procedente del Ministerio de Agricultura. La Figura 4 muestra la ubicación del maíz en la zona.

Aunque en este trabajo hemos utilizado la temperatura como parámetro más apropiado para el cartografiado del maíz, consideramos que el NDVI puede ser también útil para este fin si se utilizan imágenes en las que la cebada ya ha sido regada, lo que ocurre en nuestra zona a partir del mes de Julio.

Una vez cartografiado el maíz por el procedimiento anteriormente descrito, se le asigna a cada píxel el valor del coeficiente del cultivo para ese día, el cual se obtiene de los estudios agronómicos

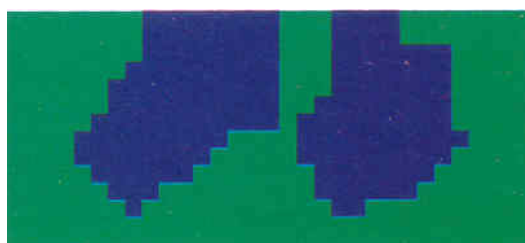


Figura 4. Mapa de la zona de estudio

de la zona. Así se obtiene el mapa de k_c que utilizaremos en el apartado siguiente para obtener el mapa de ET_m .

Mapas de ET_0 y ET_{max}

Dado que nuestra área de trabajo es llana y de pequeñas dimensiones (sobre 600 km²), podemos considerar constante la radiación solar global y sustituir el valor medido en la estación meteorológica de Los Llanos de Albacete en la ecuación (4). Este valor fue de 324 W/m² el 5 de Junio de 1987. Teniendo en cuenta además que la $T_a^{max} = T_s + \Delta T$, podemos sustituir la ecuación (14) en la (4) y obtener así que:

$$ET_0 = 2,18 + 0,194(T_4 + 2,2(T_4 - T_5) + \Delta T) \quad (15)$$

donde ΔT que no se conoce pues no tenemos medida de T_a sobre el maíz, se determina utilizando como condición de contorno $ET_0 = ET_c$, donde ET_c es el valor medido en la estación de Los Llanos próxima a la zona de estudio. Este valor fue de 6,7 mm/día para el 5 de Junio de 1987. La Figura 5 muestra el histograma de la imagen de ET_0 ; se observa en él la homogeneidad de la zona pues el intervalo de variación es de 5 a 8 mm/día y la desviación estándar es de $\pm 1,14$ mm/día tan sólo.

Este procedimiento de normalización controla, además, posibles errores en el calibrado de los canales 4 y 5 del NOAA y en el cálculo de los coeficientes split-window.

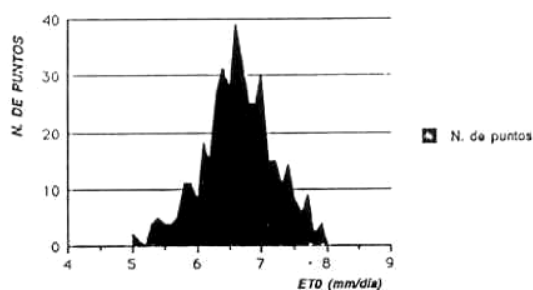


Figura 5. Histograma de la imagen de ET_0

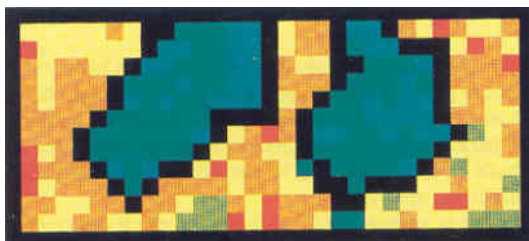


Figura 6. Mapa de evapotranspiración máxima para la zona de estudio

El mapa de ET_m dado en la Figura 6 se calculó, de acuerdo con la ecuación $ET_m = K_c ET_0$, multiplicando la imagen de evapotranspiración del cultivo de referencia por el mapa de cultivos (Figura 4). El valor del coeficiente de cultivo para maíz el

5 de Junio es de 0,61 (Martín de Santa Olalla, 1986).

Mapa de ET

El mapa de evapotranspiración real se calculó teniendo en cuenta el sistema de ecuaciones:

$$ET_d = Rn_d^* + B(T_a - T_s)_i \quad (16a)$$

$$ET_m = Rn_d^* + B(T_a - T_{sm})_i \quad (16b)$$

donde T_{sm} corresponde a la temperatura del punto que tiene mayor evapotranspiración que denotaremos como ET_m y que será, por tanto, el punto de menor temperatura. Restando ambas ecuaciones resulta una expresión del tipo:

$$ET_d = ET_m - B(T_a - T_{sm})_i \quad (17)$$

donde B es el coeficiente del maíz cuyo valor es $B=0,53 \text{ mm día}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

La construcción de la imagen de ET se llevó a cabo mediante el siguiente procedimiento: a partir de la imagen de ET_m , podemos determinar la temperatura, T_{sm} , que corresponde al máximo de los valores de la distribución de ET_m , para luego restar dicho valor a cada uno de los puntos de la imagen de temperaturas; de esta forma, se ahorra tiempo de cálculo ya que no hace falta construir la imagen diferencia de temperaturas, $T_s - T_{sm}$.

La imagen de evapotranspiración real para la zona de estudio así obtenida viene dada en la Figura 7. Se obtuvo un valor medio de 3,5 mm/día, con un valor máximo de 4,8 mm/día y un valor mínimo de 2 mm/día. Estos resultados coinciden con lo esperado, ya que se debe cumplir que ET sea menor o igual que ET_m y además, el máximo de ET debe coincidir aproximadamente con el valor medio de ET_m , 4,4 mm/día.

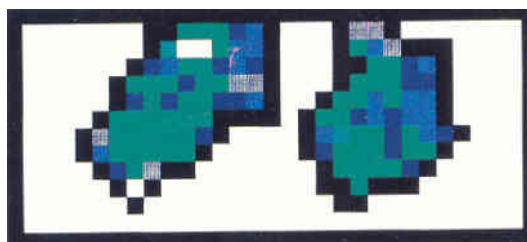


Figura 7. Mapa de evapotranspiración real

Mapa de productividad

El mapa de productividad del maíz se obtuvo teniendo en cuenta que $k_y=1,25$ para el maíz (Doo-rembos y Kassam, 1986). Sustituyendo este valor en la ecuación (1) tenemos que:

$$Y = 1,25(ET/ET_m) - 0,25 \quad (18)$$

La imagen de productividad obtenida, se muestra en la Figura 8, en la cual, se ve una zona bastante homogénea, en rojo, en la que la productividad se

encuentra entre un 90% y un 100%; es decir, corresponde a un cultivo bien regado, mientras que en otras zonas la productividad es menor; así, en amarillo observamos unos cuantos píxeles cuya productividad se encuentra entre el 70 y el 90%, mientras que en color azul podemos ver una zona cuya productividad está por debajo del 50%.

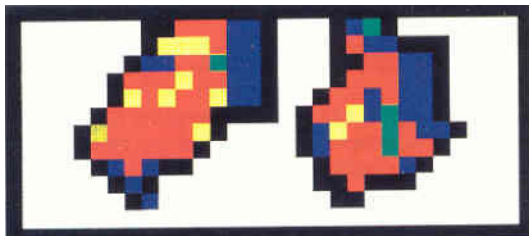


Figura 8. Mapa de productividad

Pensamos que, dada la localización de estas zonas, pueden corresponder bien a píxeles de mezcla, ya que se encuentran situadas en los bordes de la imagen, o bien a puntos donde el modelo no es válido, ya que su validez se sitúa por encima del 50%. Para toda la zona podemos obtener un valor medio de un 73%. Este resultado presenta una buena concordancia con el dato real de la productividad del año 1987 para la zona de estudio, que fue del 70%. Esto permite comprobar la validez del método desarrollado.

CONCLUSIÓN

A la vista de los resultados obtenidos podemos concluir que es posible determinar la productividad del maíz a partir de los datos suministrados por el sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA. Se estima en un 20% el error del método utilizado, teniendo en cuenta que la determinación de la evapotranspiración por los modelos descritos se hace también con un error del 20%.

Esto quiere decir que al cartografiar la productividad se deben tomar intervalos de 20 en 20, como se ha hecho en la Figura 8. No obstante, la mayor ventaja del método propuesto frente a los métodos más precisos de medida «in situ» es la visión espacial de la productividad que nos proporciona frente al valor medio que se obtiene con los métodos más clásicos de determinación de la productividad.

BIBLIOGRAFÍA

BECKER, F., NAGAI, W. y STOLL, M.P. (1981). «An active method for measuring thermal infrared effective emissivities: implications and perspectives for remote sensing», *Adv Space Res*, 1, 193-210.

BRUNEL, P., DERRIEN, M., QUERE, J. (1987). MASTER Format Description of the AVHRR TOVS Magnetic Tapes Produced by the Satmos Service, SATMOS, Centre de Météorologie Spatial, Lannion, France.

BRUTSAERT, W. (1982). *Evaporation into de Atmosphere. Theory, History and Applications*, Dordrecht, Holland. Reidel, 299 pp.

CASELLES, V. (1983). *Estudio de las medidas radiométricas realizadas desde satélites artificiales. Aplicación a la agrometeorología*, Tesis Doctoral, Valencia, Facultad de Físicas, Universidad de Valencia.

CASELLES, V. y DELEGIDO, J. (1987). «A simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images», *Int J Remote Sensing*, 8, 8, 1151-1162.

CASELLES, V. y HURTADO, E. (1992). «A methodology for estimating corn evapotranspiration from NOAA-AVHRR Data», *Remote Sensing Reviews*, (enviado).

DEDIEU, G., DESCHAMPS, P.Y. y KERR, Y.H. (1987). «Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the surface of the Earth and of surface albedo using a physical model applied; to Meteosat data», *J Climate Appl Meteor*, 26, 79-87.

DELEGIDO, J. (1986). *Estimación de la evapotranspiración máxima a escala regional a partir de imágenes de satélites*, Valencia, Tesis de Licenciatura, Facultad de Físicas, Universidad de Valencia.

DOOREMBOS, J. y PRUITT, W.O. (1977). *Las necesidades de agua de los cultivos*, Roma, Estudios FAO: Riego y Drenaje, 24, FAO, 194 pp.

DOOREMBOS, J. y KASSAM, A.H. (1980). *Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos*, Roma, Estudios 1 FAO: Riego y Drenaje, 33, FAO, 212 pp.

HURTADO, E. (1992). *Estimación de la evapotranspiración del maíz en la zona de Albacete*, Tesis Doctoral, Facultad de Físicas, Universidad de Valencia.

MARTIN DE SANTA OLALLA, F., ARTIGAO, A. y GUARDADO, (1986). *Montaje de una estación meteorológica automatizada que incorpora un programa de evaluación de necesidades hídricas de los cultivos*, Departamento de Producción Vegetal, Escuela Universitaria Politécnica de Albacete.

MARTIN DE SANTA OLALLA, F. y BRASA, A., (1992). «The Echival Field Experiment in a Desertification Threal tend Area (EFEDA)», *First Annual Report (Bolle, H J. and Streckenback, B., eds)*, 55-78.

PERRIER, A. (1975). «Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. III. Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux», *Ann Agron*, 26, 3, 229-243.

PERRIER, A. (1982). *Land surface processes: vegetation. In Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*, Cambridge, Cambridge University Press, 395-448.

SAUNDERS, R. W. (1990). «The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near infrared radiances», *Int J Remote Sens*, 11, 49-67.

SCHMUGGE, T.J. y ANDRE, J.C. (1991). *Land Surface Evaporation Measurement and Parameterization*, New York, Springer-Verlag, 424 pp.

SEGUIN, B. Y ITIF, R. B. (1983). «Using midday surfaces temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data», *Int J Remote Sensing*, 4, 371-383.

SOBRINO, J.A., CASELLES, V. Y COLL, C. (1991). *La corrección de emisividad en el espectro térmico. La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura*, Curso Postgrado, Universidad de Valencia, pp 95-140.

VIDAL, A., Y PERRIER, A. (1990). «Irrigation monitoring y by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infrared data». *IEEE Trans Geos Remote Sens* 28, 5, 949-954.