

La evapotranspiración desde satélites meteorológicos: revisión y perspectivas

V. CASELLES y J. DELEGIDO

1. Introducción

Se llama evapotranspiración, ET, a la cantidad de agua transferida de un suelo con vegetación a la atmósfera, debido a la evaporación del suelo más la transpiración de las plantas. El conocimiento de ésta cantidad tiene gran interés en estudios microclimáticos (pues es uno de los términos de la ecuación de balance de energía), Hidrológicos (para establecer balances de aguas) y agronómicos (pues permite predecir riegos con el máximo ahorro de agua, además de hacer estimaciones de la producción de cosecha). Por ello el conocimiento de esta magnitud ha interesado desde antiguo y se han desarrollado una gran cantidad de modelos para su estudio. Estos modelos se pueden clasificar en dos grandes grupos: métodos clásicos, desarrollados desde principios del siglo pasado hasta nuestros días, basados en la medida "in situ" de ciertas magnitudes relacionadas con la ET, y métodos de teledetección, que empiezan a aparecer a raíz del proyecto HCMM en 1977, y se diferencian de los clásicos en la medida de ciertas magnitudes desde satélite, lo cual permite obtener información sobre grandes áreas.

2. Métodos clásicos

Se ha desarrollado un gran número de métodos clásicos que se pueden clasificar en tres grandes grupos (Figura 1): de medida directa, métodos físicos y métodos empíricos.

2.1. Medida directa de la ET

Aunque a veces se han establecido relaciones útiles entre datos de atmómetro y evapotranspiración diaria (Doo- renbos, 1978), el empleo de estos instrumentos no da una medida muy precisa de la ET. La medida directa de la ET sólo se puede obtener con los lisímetros o evapotranspirómetros, que son recipientes que contienen suelo y cultivo lo más parecido a los que le rodean. En ellos, se calcula la ET midiendo las variaciones del peso del aparato o del volumen de agua almacenada (Rosenberg, 1974).

2.2. Métodos físicos

Estos modelos se pueden dividir en tres grupos según estén basados en la ecuación de balance de energía, la fórmula de Dalton o la ecuación de flujos turbulentos, aunque hay métodos que utilizan una combinación de estas ecuaciones.

La ecuación de balance de energía se obtiene cuando aplicamos el principio de conservación de la energía al sistema formado por un suelo con vegetación

$$R_n + H + G = L \cdot ET \quad (1)$$

donde R_n es el flujo de radiación neta $L \cdot ET$ es el flujo de calor latente, L es el calor latente de vaporización del agua, H es el flujo de calor sensible y G el flujo geotérmico.

El flujo de radiación neta se puede determinar con la expresión (Kondratiev, 1969):

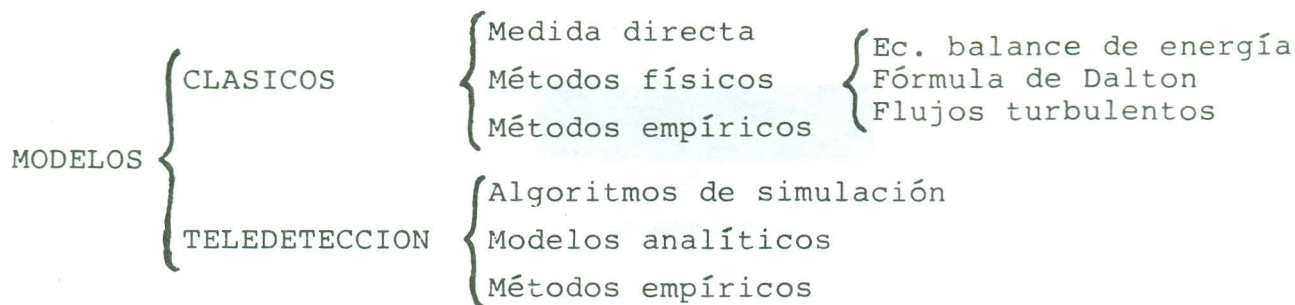


Figura 1.- Clasificación de los modelos desarrollados para estimar la ET.

$$R_n = (1-\alpha)R_g + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2)$$

donde α es el albedo, R_g es el flujo de radiación global, ϵ_a es la emisividad aparente del aire (Brunt, 1932), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_a y T_s son las temperaturas (K) del aire y el suelo respectivamente, y ϵ_s es la emisividad de superficie.

El flujo de calor sensible se calcula usualmente con la expresión (Sellers, 1965):

$$H = \frac{\rho_a C_a}{r_a} (T_a - T_s) \quad (3)$$

donde ρ_a es la densidad del aire (en Kg m^{-3}), C_a es el calor específico del aire ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) y r_a es el coeficiente de resistencia aerodinámica (s m^{-1}) (Monteith, 1973).

El flujo de calor en el suelo se obtiene de

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4)$$

donde λ es la conductividad térmica ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T es la temperatura del suelo y z la profundidad (m).

Sustituyendo (2), (3) y (4) en (1) se obtiene

$$ET = \frac{1}{L} \left\{ (1-\alpha)R_g + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 + \frac{\rho_a C_a}{r_a} (T_a - T_s) + \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \quad (5)$$

La resolución de ésta ecuación puede ser muy complicada, sobre todo debido a la dificultad del cálculo de r_a y al gran número de parámetros que intervienen. A pesar de ello es un método muy utilizado, bien directamente o a

través de modificaciones, como el método del cociente Bowen.

Los métodos basados en la fórmula de Dalton utilizan la teoría que éste publicó en 1802, que permite calcular la ET como (Brutsaert, 1982):

$$ET = f(u) (e_0 - e_z) \quad (6)$$

donde $f(u)$ es una función empírica de la velocidad del viento, u , e_0 es la presión de vapor en la superficie y e_z es la presión de vapor en el aire a un nivel z .

Penman (1948) propone, para determinar la evaporación de una superficie de agua libre, la relación:

$$f(u) = 0,26 (1 + 0,54 u_2) \quad (7)$$

donde u_2 es la velocidad del viento medida a 2 m de altura (m s^{-1}), dando la evaporación en mm/día y la presión de vapor en mb .

Estos métodos ofrecen la ventaja de la simplicidad en el cálculo una vez que han sido desarrolladas las constantes empíricas. Por esta razón siguen recibiendo considerable atención, principalmente para la determinación de la evaporación en superficies de agua libre ya que, en este caso, es relativamente fácil de realizar la medida de la temperatura de la superficie del agua y tomar e_0 como la presión del vapor saturante a esa temperatura.

Los métodos basados en la medida de flujos turbulentos, utilizan la medida de las variaciones de la componente vertical del viento y la humedad, lo que permite deducir la difusión vertical del vapor de agua a través de la ecuación (Brutsaert, 1982):

$$ET = \rho_a \overline{w' q'} \quad (8)$$

donde w es la velocidad vertical del viento, q es la humedad específica del aire, la barra indica un promedio sobre un cierto periodo de tiempo y la prima significa desviaciones instantáneas de la media.

La base teórica de este método es buena y, durante la pasada década se han hecho progresos considerables en su aplicación, pero esta técnica necesita aún ser perfeccionada para su uso estandar. Los problemas principales del método son, en primer lugar, la gran cantidad de resultados que es necesario manipular, lo que requiere informatizarlos y, en segundo lugar, la instrumentación no es sencilla a causa de que se necesitan sensores con una rápida respuesta en el tiempo y de que la orientación y emplazamiento de los anemómetros debe ser muy precisa para no medir componente horizontal de la velocidad del viento.

2.3. Métodos empíricos

Los métodos físicos vistos anteriormente suelen ser complicados y poco operativos a la hora de calcular la ET en periodos de tiempo largos. Por ello se han desarrollado multitud de modelos empíricos más sencillos, que utilizan datos proporcionados por las estaciones meteorológicas que existen en cualquier país. Por otra parte, los modelos físicos generalmente permiten calcular la ET real, mientras que a veces puede ser más importante el uso de la ET máxima, ET_m , principalmente en aplicaciones agronómicas. La ET máxima ET_m , se define como (Doorenbos y Kassam, 1980): "la tasa de evapotranspiración máxima de un cultivo sano, que crece en grandes campos y en condiciones óptimas de ordenación agronómica y riego". Ambas cantidades, ET real y ET_m , se pueden relacionar con distintas fórmulas (Rijtema y Aboukhaled, 1975), (Bouchet, 1963), (van Bavel, 1966).

La mayoría de los métodos empíricos permiten calcular la ET_m . Estos modelos suelen ser sólo aplicables en áreas geográficas muy limitadas y sus resultados pueden ser válidos sólo para las zonas climáticas en que fueron desarrollados, aunque existe un grupo de

métodos empíricos más generales, que se pueden aplicar en una amplia gama de condiciones climáticas. Dentro de este grupo podemos considerar los cuatro métodos propuestos por la FAO que son (Doorenbos y Pruitt, 1977): el del evaporímetro de cubeta, el de la radiación, el de Blaney-Criddle y el método de Penman modificado. Estos cuatro métodos utilizan la relación

$$ET_m = k_c ET_0 \quad (9)$$

donde k_c es un coeficiente de cultivo empírico que depende del tipo de cultivo y del periodo vegetativo. Estos coeficientes fueron calculados por Doorenbos y Pruitt (1977). ET_0 es la "evapotranspiración del cultivo de referencia" que es la ET_m de una cubierta de gramíneas de 8 a 15 cm de altura.

El método del evaporímetro de cubeta permite calcular la ET_0 a partir de las medidas de evaporación de una superficie de agua libre, tomadas en un evaporímetro de cubeta y multiplicadas por unos coeficientes empíricos que dependen del tipo de cubeta, de la humedad y del viento.

El método de la radiación es una generalización del modelo desarrollado por Jensen y Haise (1963), basado en la ecuación

$$ET_0 = a + b W R_g \quad (10)$$

donde R_g es la radiación global diaria W es un índice de ponderación que depende de la temperatura y de la altitud, y a y b son unos coeficientes que dependen de los valores estimados de la humedad y el viento. El método es sencillo pues sólo hay que medir R_g y la temperatura media, y estimar la humedad media y el viento diarios.

El método de Blaney-Criddle modificado se basa en la ecuación

$$ET_0 = a + b f \quad (11)$$

donde a y b son unas constantes empíricas que dependen de los valores estimados de humedad, horas de insolación y viento a 2 m. f depende de la temperatura media mensual y el porcentaje de horas diurnas anuales. Es un método muy sencillo pero sólo permite estimar la ET_m en periodos de tiempo superiores a un mes.

El método de Penman (1948) utiliza la medida de la radiación neta y la pendiente de la curva de la presión de vapor a saturación en función de la temperatura. Este modelo ha sufrido diversas modificaciones (Doorenbos y Pruitt, 1977), (van Bavel, 1966).

Todos estos modelos proporcionan resultados aceptables a escala local (de 1 a 100 m²). Pero no se pueden aplicar a mayor escala (1 - 100 km²) a no ser que se disponga de una densa red de medidas en el suelo. Para el cálculo de la ET a escalas mayores es donde aparece especialmente útil el uso de técnicas de teledetección, que veremos a continuación.

3. Métodos de teledetección

Durante los últimos veinte años, se han desarrollado diversos modelos para estimar la ET a mayor escala utilizando técnicas de teledetección. La principal dificultad que aparece en estos modelos es cómo relacionar las medidas de satélite con el flujo de ET en el suelo.

Los métodos de teledetección se pueden clasificar en tres grandes grupos: algoritmos de simulación, modelos analíticos y modelos empíricos.

3.1. Algoritmos de simulación

Generalmente las medidas de satélite se obtienen una o dos veces al día. Los modelos de simulación son los que permiten la extrapolación de medidas instantáneas a medidas diarias o a escalas de tiempo mayores. Los más importantes son el TERGRA, el TELL-US y el SEAL.

El modelo TERGRA (Soer, 1980) permite el cálculo de la ET diaria a partir de la medida de la temperatura de la cobertura vegetal una vez al día con satélites. Para ello se utiliza la ecuación de balance de energía (Ec. 5) la ecuación de transporte del vapor de agua y la expresión del flujo de agua del suelo a la planta, que se resuelve con ayuda de un algoritmo numérico.

El modelo permite calcular la ET diaria con errores variables entre el 10% cuando el grado de ET es alto, y el 100% o superiores para bajos valo-

res de ET. Para la aplicación a la teledetección, el modelo es demasiado complicado y precisa muchas medidas en el suelo.

El modelo TELL-US permite determinar la inercia térmica del suelo, la humedad relativa de la superficie y la ET, a partir de la medida de la temperatura máxima, la mínima y el albedo con técnicas de teledetección (Rosema et al, 1978). El método se aplica a suelos desnudos o escasamente cubiertos. El algoritmo resuelve por el método de las diferencias finitas, la ecuación de balance de energía y las ecuaciones de flujo de calor en el suelo. El modelo fue modificado por England et al. (1983) que lo aplicaron a la región del Sahel, obteniendo buenos resultados.

Huygen (1979) propone un método simplificado del TELL-US: el modelo SEAL, que sólo utiliza la medida por teledetección de la temperatura del suelo al mediodía, con lo que simplifica mucho el método. Por otra parte, el modelo SEAL es una adaptación del TELL-US para una cubierta vegetal.

3.2. Modelos analíticos

Estos modelos se basan en diversas simplificaciones y promedios de las ecuaciones físicas que permiten calcular la ET. El más importante de estos modelos es el de Price (1982) que resuelve la ecuación de flujo de calor en el suelo (Ec. 4) y hace un promedio temporal de la ecuación de balance de energía (Ec. 5). Este modelo permite estimar la ET diaria a partir de la medida del albedo y de la temperatura máxima y mínima diaria por teledetección, precisando además la medida en el suelo de la temperatura y humedad específica del aire y velocidad del viento.

Estos métodos presentan el inconveniente de que necesitan muchas medidas en el suelo, además de los problemas asociados al uso de la diferencia entre temperatura máxima y mínima diaria ya que en algunos satélites, ambas imágenes no se superponen directamente, y existe mucha mayor probabilidad de que exista nubosidad que tape el terreno.

3.3. Métodos empíricos

Estos modelos generalmente se basan en ecuaciones físicas en las que se ha agrupado o simplificado una parte englobándola dentro de una constante que hay que determinar experimentalmente. Uno de los más interesantes es el modelo de Jackson et al. (1977) que ha sido modificado por Seguin et al. (1983) Este modelo se basa en la ecuación:

$$ET = R_n^* - B(T_s - T_a)_i \quad (12)$$

donde R_n^* es la radiación neta diaria expresada en equivalente de agua evaporada, B es una constante empírica que depende de la zona y el subíndice i indica que $T_s - T_a$ es un valor instantáneo obtenido al mediodía. La temperatura del suelo, T_s , se obtiene con el canal infrarrojo de un satélite, y la temperatura del aire y la radiación neta se miden en el suelo. El método permite obtener la ET con un error de un 20%.

La ventaja de este modelo es su simplicidad y el hecho de utilizar una sola imagen de temperatura al día, pero presenta el inconveniente de que la radiación neta es un parámetro de difícil medida y además se necesita una red de estaciones en el suelo para medir la temperatura del aire.

4. Modelo propuesto

Para salvar estos inconvenientes, hemos propuesto un modelo que teniendo una precisión del 20% como el de Jackson y Seguin, sea aplicable en cualquier región y clima, utilizando los datos que sistemáticamente se registran en las estaciones meteorológicas.

El método propuesto es una adaptación del modelo de la radiación a la teledetección. El modelo de la radiación se basa en la fórmula 10:

$$ET_O = a + b W R_g$$

El índice de ponderación, W , varía de forma lineal con la temperatura del aire media diaria, \bar{T}_a , de la forma:

$$W = a' + b' \bar{T}_a \quad (13)$$

donde los coeficientes a' y b' varían ligeramente con la altitud del lugar de aplicación.

Sustituyendo (13) en (10) se obtiene

$$ET_O = a + b'' R_g + c \bar{T}_a R_g \quad (14)$$

donde b'' y c dependen de la humedad del aire, el viento y la altitud.

Para aplicar la Ec. 14 en teledetección, es mucho más sencillo utilizar la temperatura máxima del aire diaria, T_a^{\max} , que la media pues el número de imágenes térmicas se reduce de dos a uno. El cambio está justificado pues la temperatura máxima es representativa de la diaria en días despejados. Teniendo esto en cuenta, la Ec. 14 se puede escribir

$$ET_O = A + B R_g + C R_g T_a^{\max} \quad (15)$$

Los coeficientes empíricos A , B y C se calculan empíricamente en la región donde el modelo se quiera aplicar, teniendo en cuenta los intervalos de humedad y viento en los que generalmente varían estos parámetros.

Una vez calculados estos coeficientes, el modelo se puede aplicar sistemáticamente con cualquier satélite que mida en el infrarrojo térmico al mediodía y en el visible, y utilizando los datos de las estaciones meteorológicas que existen en la región. Para ello es necesario confeccionar un mapa de temperatura máxima y otro de radiación global diaria con alguno de los métodos de teledetección ya existentes.

Estos mapas hay que multiplicarlos por los coeficientes A , B y C según la fórmula 15, determinando previamente cuáles son los coeficientes que hay que aplicar según los niveles generales de humedad relativa y viento de la región durante ese día. De esta forma se obtiene el mapa de ET_O . Para obtener el mapa de ET_m es necesario aplicar la relación 9:

$$ET_m = k_c ET_O$$

para lo cual es necesario construir un mapa de cultivos y asignarles los valores de los coeficientes k_c dados por Doorenbos y Pruitt (1977).

El modelo se aplicó a la zona valenciana (Delegido, 1986) utilizando datos diarios de tres años consecutivos y calculando los coeficientes A , B y C para días con humedad relativa superior o inferior al 70% y recorrido

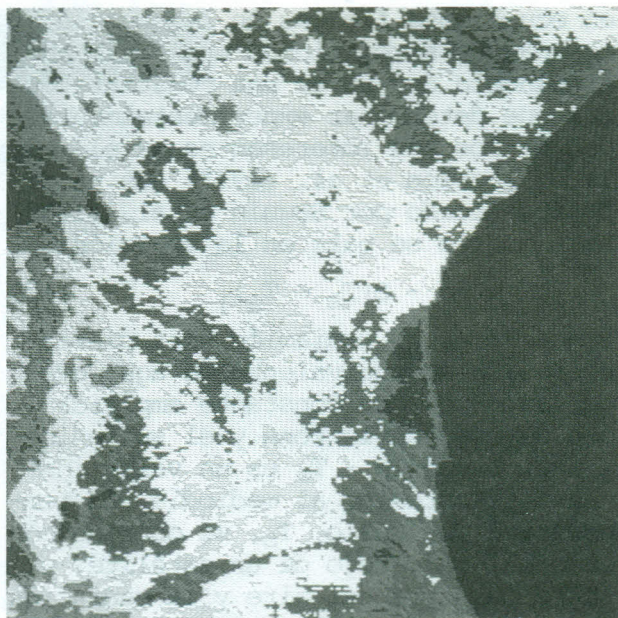


azul marino	azul claro	verde	crema	rojo	violeta	gris	negro
23	24	25	26	27	28	29	

Temperatura (°C)

Figura 2.- Mapa de temperatura máxima del aire obtenido por el HCMM el día 7/7/1978.

Ver Foto color n.º 25 en página 371



azul claro	azul marino	verde	crema	rojo
sin cultivo	4,5	5,0	5,5	6,0

ET₀ (mm/día)

Figura 3.- Mapa de evapotranspiración del cultivo de referencia.

Ver Foto color n.º 26 en página 371

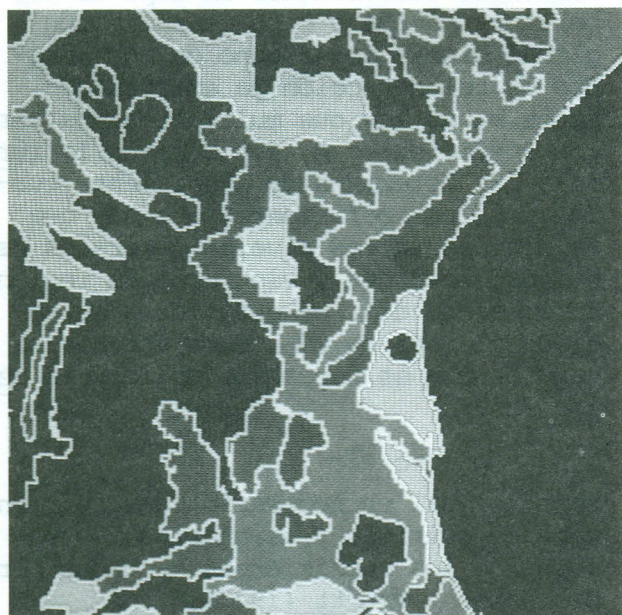
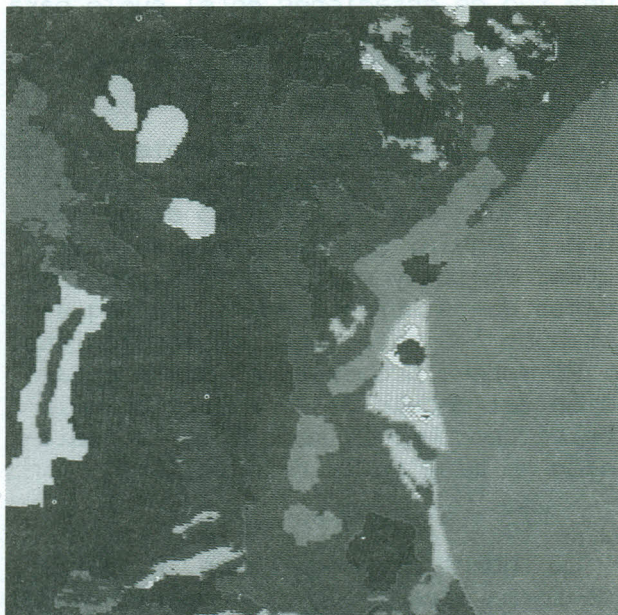


Figura 4.- Mapa de cultivos. Arroz, rojo; viñas, crema; naranjos, verde claro; huerta, verde oscuro; árboles secano, azul claro; cereales secano, azul; bosque i matorral, azul marino; lagos y mar, negro.

Ver Foto color n.º 27 en página 371



azul marino	amarillo	verde oscuro	verde claro	crema	rojo	azul claro
sin cultivo	1	2	3	4	5	6

ET_m (mm / día)

Figura 5.- Mapa de evapotranspiración máxima de la zona del día considerado.

Ver Foto color n.º 28 en página 371

del viento superior o inferior a 200 km/día (Caselles y Delegido, 1987).

Como ejemplo de aplicación se construyó un mapa de ET_m del día 7/7/78 a partir de la imagen de temperaturas registrada por el satélite HCMM a las 13.17 h (Fig. 2), sobre la zona valenciana, abarcando un área de 3800 km². Por ser un día despejado, la radiación global fue aproximadamente igual en todas las estaciones de la zona, por lo que se supuso un valor único de 690 ± 30 cal/cm². También de los datos de las estaciones se obtuvo que la humedad relativa media fue inferior al 70% y que el recorrido diario del viento fue inferior a 200 km/día en la zona, lo que nos permitió conocer cual de la terna A,B,C es necesario aplicar. Con ello, aplicando la Ec. 15 se obtuvo el mapa de ET_o que se muestra en la Fig. 3.

En la Fig. 4 se muestra el mapa de coeficientes de cultivo obtenido digitalizando un mapa de ocupación de suelos de la región y asignando a cada cultivo su coeficiente k_c .

Multiplicando el mapa de k_c (Fig. 4) por el mapa de ET_o (Fig. 3), se obtuvo el mapa de ET_m que se muestra en la Fig. 5.

5. Conclusiones

Los modelos clásicos desarrollados desde principios del siglo pasado para el cálculo de la ET, sólo proporcionan valores puntuales de este parámetro. Para calcular la ET en grandes áreas se han desarrollado durante los últimos años un gran número de modelos que, o bien son muy complicados para su aplicación sistemática o bien son demasiado simples con lo que tienen un error grande.

Nosotros hemos propuesto un modelo sencillo con una precisión aceptable (20%), que permite calcular la ET en cualquier región y clima, utilizando las medidas que se obtienen de forma sistemática en las redes de estaciones meteorológicas. El método puede permitir construir mapas de ET a escalas mayores que los anteriores y en un futuro permitiría diseñar la instrumentación de un satélite que diera directamente mapas de ET diaria de forma sistemática.

Bibliografía.

- BOUCHET, R. J., 1963, Evapotranspiration réelle et potentielle. Signification climatique. Pro. of Gen. As. Int. Ass. of Sc. Hy. (Berkeley), Pbl.62, 134.
- BRUNT, D., 1932, Notes on radiation in the atmosphere. Q.Jl R. met.Soc., 58, 389
- BRUTSAERT, W., 1975, On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. Wat. Resour. Res., 11, 742.
- CASELLES, V. y DELEGIDO, J., 1987, A simple model to estimate the daily value of the regional ET_m from satellite and albedo images. Int. J. Remote Sensing, 8, 1151-1162.
- DELEGIDO, J., 1986, Estimación de la evapotranspiración máxima a escala regional a partir de imágenes de satélites. Tesis de Licenciatura. Univ. de Valencia.
- DOORENBOS, J., 1978, Estaciones agrometeorológicas. Estudios FAO 27, Roma.
- DOORENBOS, J., y KASSAM, A. H., 1980, Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos. Est. FAO nº 33, Roma.
- DOORENBOS, J., y PRUITT, W. O., 1977, Las necesidades de agua de los cultivos. Estudios FAO nº 24, Roma.
- ENGLAND, C. E., GOMBEER, R., HECHINGER, E., HERSCHY, R. W., ROSEMA A., y STROOSNIJDER, L., 1983, The Group Monitoring Project (GAMP): Application of Meteosat Data for Rainfall, Evaporation Soil-Moisture and Plant-Growth Monitoring in Africa. ESA J., 7, 169-188.
- HUYGEN, J., 1979, Further developments of the TELL-US model II. Tellus New. 11.
- JACKSON, R. D., REGINATO, R. J., and IDSO, S. B., 1977, Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. Wat. Res., 13, 651.
- JENSEN, M. E., y HAISE, H. R., 1963, Estimating evapotranspiration from solar radiation. J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. civ. Engrs, 89, 15.
- KONDRATYEV, K. Y., 1969. Radiation in the atmosphere (New York: Academic Press)
- MONTEITH, J. L., 1973, Principles of Environmental Physics (London: Edward Arnold).
- PENMAN, H. L., 1948, Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. R. Soc., A, 193, 120.
- PRICE, J. C., 1982, On the use of satellite data to infer surface fluxes at meteorological scales. J. appl. Met. 21.

- RIJTEMA, P. E. y ABOUKHALED, A., 1975, Crop water use. Affected soils and drainage in the Arabs Republic of Egypt. FAO Regional Office for the Near East, 5-61.
- ROSEMA, A., BIJLEVEL, J. H., REINIGER, P., TASSONE, G., GURNEY, R. J., and BLYTH, K., 1978, Tellus, a combined surface temperature, soil moisture and evaporation mapping approach. Proceedings of the 12th Int. Symp. on the Rem. Sen. of Env., Manila, Philippines, April, p. 2267.
- ROSENBERG, N. J., 1974, Microclimate: The Biological Environment. Wiley and Sons. New York.
- SEGUIN, B., and ITIER, B., 1983, Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. Int. J. Remote Sensing, 4, 371.
- SELLERS, W. D., 1965, Physical Climatology (Chicago: University Press).
- SOER, G. J. R., 1980, Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. Remote Sensing Environ., 9, 27.
- VAN BAVEL, C. H. M., 1966, Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. Water Resour. Res., 2. 455.