

DETERMINACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN CATALUÑA MEDIANTE EL USO DE LA TELEDETECCIÓN Y LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA.

J. Cristóbal Rosselló¹ y M. Ninyerola Casals²

(1) Departamento de Geografía. Universidad Autónoma de Barcelona, Edificio B, Cerdanyola del Vallès (Barcelona), 08193.

(2) Departamento de Biología Animal, Vegetal y Ecología. Unidad de Botánica. Universidad Autónoma de Barcelona, Edificio C, Cerdanyola del Vallès (Barcelona), 08193.

RESUMEN

El seguimiento de la evapotranspiración tiene importantes implicaciones en la modelización global y regional del clima y del ciclo hidrológico, así como para asesorar sobre el estrés medioambiental que afectan a los ecosistemas agrícolas y forestales. La Teledetección y los SIG, son actualmente, las únicas tecnologías capaces de proporcionar las medidas necesarias para el cálculo global y económicamente factible de la evapotranspiración. En este trabajo se presentan los primeros resultados de la determinación de la evapotranspiración real diaria (ETRd) a escala regional, de la mitad occidental de Cataluña (27227 km²), mediante el uso de una serie temporal de once imágenes del satélite Landsat-7 EMT+ y de los SIG, dando como resultado un conjunto de once mapas digitales con una resolución espacial de 60 metros (una área de 3600 m²) y con resolución temporal casi mensual de la ETRd de Cataluña durante el periodo 2002-2003. Para determinar la ETRd a escala regional, se ha utilizado el método semiempírico descrito por Seguin y Itier (1989) y, Vidal y Perrier (1992), formulados en base al método propuesto por Jackson et al. (1977), para el cual, es necesario el cálculo de tres variables: la temperatura de la superficie terrestre, la temperatura del aire y la radiación neta. La temperatura de la superficie terrestre se ha obtenido a partir de la corrección por emisividades del canal térmico (canal 6) del Landsat-7 ETM+ (Hurtado et al., 1996; Valor et al. 2000). El cálculo de la temperatura del aire se ha llevado a cabo mediante técnicas de regresión múltiple y de interpolación espacial de los datos provenientes de las estaciones meteorológicas a la hora de paso del satélite (Ninyerola et al., 2000). La radiación neta se ha estimado mediante la ecuación de balance radiativo. Los resultados obtenidos son de gran valor debido a la dificultad en la obtención de datos de ETR en las cubiertas forestales.

Palabras Clave: *Evapotranspiración real, Radiación Neta, Interpolación Espacial, Teledetección, Landsat.*

ABSTRACT

Evapotranspiration monitoring has important implications on global and regional climate modelization, as well as in the hydrological cycle and to assess about environmental stress that affect forest and agricultural ecosystems. Nowadays, Remote Sensing and Geographical Information Systems (GIS) are the most important techniques allowing the scientific community to compute the actual evapotranspiration in a feasible way. In this study we present the preliminary results in daily actual evapotranspiration (ETd) at a regional scale (North-West of Spain) by means of eleven Landsat-7 ETM+ images and GIS tools during the 2002-2003 period. The result of this analysis consists on a set of ETd GIS layers having 60 meters of spatial resolution (total area of 3600 m²) with an almost monthly temporal resolution. The methodology proposed by Seguin and Itier (1989) and Vidal and Perrier (1992) has been used, requiring three main variables to compute the ETd: land surface temperature, air temperature and net radiation. Land surface temperature has been obtained by means of the Landsat-7 ETM+ thermal band emissivity correction (Hurtado et al., 1996; Valor et al. 2000). Air temperature has been computed by multiple regression analysis and spatial interpolation from meteorological ground stations at satellite pass (Ninyerola et al., 2000). Net radiation has been calculated by means of the radiative balance. These preliminary results are very interesting due to the difficulty in obtaining forest and crop ETd data and to the high spatial and temporal resolution used, not usual in such combination.

Key Words: *ActualEvapotranspiration, Net Radiation, Spatial Interpolation, Remote Sensing ,Landsat.*

INTRODUCCIÓN

El seguimiento de la evapotranspiración tiene importantes implicaciones en la modelización global y regional del clima y del ciclo hidrológico, así como para asesorar sobre el estrés medioambiental que afecta los ecosistemas agrícolas y naturales (*Kustas y Norman, 1996*). La concentración atmosférica de gases causantes del efecto invernadero y de otros elementos climáticos como la precipitación, la nubosidad, la humedad y la distribución de los vientos también afectarán a la temperatura. Uno de los procesos que pueden verse afectados con estos cambios es la evapotranspiración, que a su vez juega un papel clave en el balance hidrológico. Un incremento de la evapotranspiración en una determinada región mientras que la precipitación se mantiene constante o se ve reducida puede comportar un decremento en el agua disponible para los sistemas naturales y agrícolas así como para suplir las necesidades humanas. Es por esto, que los métodos basados en la medida del balance hídrico y, entre ellos el cálculo de la evapotranspiración, han sido ampliamente usados para estimar los efectos del cambio climático (*McKenney y Rosenberg, 1993*). Así mismo, la evapotranspiración también ha sido muy usada en las ciencias agroforestales para estimar las necesidades hídricas de los cultivos (*Delegido et al., 1991*). Actualmente, la Teledetección es la única tecnología capaz de proporcionar las medidas radiométricas necesarias para el cálculo de la evapotranspiración de una manera global y económicamente factible (*Kustas y Norman, 1996*).

La evaporación representa la cantidad de agua, que por el proceso físico de vaporización, se transfiere a la atmósfera proveniente del suelo. En un suelo con vegetación existe, además, una aportación de agua a la atmósfera por parte de la transpiración de las plantas, principalmente a través de los estomas. Ambos fenómenos, evaporación y transpiración, se dan al mismo tiempo en la naturaleza y, es por esto, que se usa el término de evapotranspiración para describir el proceso total de transferencia de agua a la atmósfera desde suelos con vegetación (*Delegido et al., 1991*). La evapotranspiración constituye un importante elemento que enlaza el ciclo hidrológico y el balance de energía superficial, permitiendo a partir de la transferencia de masa y energía mantener unos niveles energéticos e hídricos adecuados en el sistema tierra-atmósfera (*Sánchez y Chuvieco, 2000*).

La evapotranspiración depende de dos tipos de factores: los climáticos y los intrínsecos a la superficie del objeto. Los factores climáticos son la radiación global, la velocidad del viento, la temperatura del aire y la humedad del aire. Los principales factores locales son el albedo, la emisividad de la superficie, la rugosidad del suelo, el tipo de planta, el tipo de suelo y el contenido de agua en el suelo (*Delegido et al., 1991*).

En este trabajo se presenta una metodología basada en el método propuesto por *Seguin y Itier (1989)* y *Vidal y Perrier (1992)* para la determinación de la evapotranspiración real (ETR) a escala regional, de la mitad occidental de Cataluña, mediante el uso de una serie temporal de once imágenes del satélite Landsat-7 EMT+ y de los Sistemas de Información Geográfica. El resultado final consistirá en un conjunto de once mapas digitales con una resolución espacial de 60 metros (una área de 3600 m²) y con resolución temporal casi mensual de la evapotranspiración real de Cataluña.

MATERIAL Y ÁREA DE ESTUDIO

En este trabajo se han utilizado 11 imágenes del satélite Landsat-7 ETM+ de la órbita 198 y las filas 31 y 32 de las siguientes fechas: 11/01/2002, 12/02/2002, 01/04/2002, 19/05/2002, 07/08/2002, 24/09/2002, 26/10/2002, 27/11/2002, 14/01/2003, 19/03/2003 y 04/04/2003.

El ámbito geográfico del área de estudio corresponde a la parte occidental de Cataluña y está definido por las siguientes coordenadas ubicadas en el huso UTM 31-N: 258000 (UTM X mínima), 535020 (UTM X máxima), 4485000 (UTM Y mínima) y 4752000 (UTM Y máxima), con una superficie de 27227 km².

METODOLOGÍA

El método usado para el cálculo de la evapotranspiración real diaria es el propuesto por *Sequin e Itier* (1989) y *Vidal y Perrier* (1992) al ofrecer éste un cálculo de la ETR a escala regional teniendo en cuenta no solo las superficies cultivadas sino también las superficies de vegetación natural. Este método puede ser usado para calcular la ETR con un error de ± 1 mm día⁻¹ en días claros. En una área extensa es casi imposible contar con una cubierta completamente libre de nubes. Aún así, y puesto que la mayoría de imágenes presentan estas condiciones, se ha decidido adoptar la asunción de una atmósfera libre de nubes.

Según los autores, el método propone dos alternativas para calcular la ETR en función de:

1- Si $(T_{st} - T_a) < 0$, condiciones estables, se aplica la siguiente ecuación:

$$ETR_d - R_{nd} = -0.18 * (T_{st} - T_a) \quad (1)$$

2- Si $(T_{st} - T_a) > 0$, condiciones inestables, se aplica la siguiente ecuación:

$$ETR_d - R_{nd} = 1.1 - 0.25 * (T_{st} - T_a) \quad (2)$$

dónde:

R_{nd} : radiación neta diaria (mm día⁻¹).

T_{st} : temperatura de la superficie terrestre (K).

T_a : temperatura del aire (K).

El subíndice _d hace referencia a un periodo diario.

Según *Vidal y Perrier* (1992), la temperatura del aire y la temperatura de la superficie terrestre tendrían que obtenerse, aproximadamente, entre las 13:00 y 14:00 hora solar local al darse en este intervalo los valores máximos de la temperatura de la superficie terrestre y, por lo tanto, las diferencias diarias más importantes entre esta temperatura y la temperatura del aire que dan lugar al cálculo de la ETR. Landsat-7 ETM+ pasa aproximadamente entre las 10:00 y las 11:00 hora solar local, ahora bien, según *Lagouarde y Olioso* (1995), la temperatura de la superficie terrestre captada por un sensor aproximadamente entre las 10:00 y las 11:00 o, entre las 13:00 y 14:00, es igualmente útil para estimar la ETR en días claros.

El cálculo de las variables implicadas en la ecuación del cálculo de la ETR (ec. 1 y 2) se ha llevado a cabo según las siguientes metodologías:

Corrección geométrica de las imágenes: las imágenes se han corregido geométricamente mediante técnicas avanzadas basadas en polinomios de primer grado con un ajuste polinómico con zetas y considerando el relieve a través de un MDE (Palà y Pons, 1995). Las imágenes se han corregido con una resolución espacial de 15 metros para el canal pancromático, 30 metros para los canales multiespectrales y 60 metros para el canal térmico.

Corrección radiométrica de las imágenes (canales no térmicos): la corrección radiométrica se ha llevado a cabo mediante el método propuesto por Pons y Solé (1994). El objetivo de este método es reducir la presencia de artefactos no deseados provocados por los efectos de la atmósfera o de la iluminación diferencial provocada por la hora del día, el día del año, la posición de la Tierra y el relieve (zonas más o menos iluminadas, ocultas, sombras proyectadas, etc). La conversión de DN a radiancias se ha realizado mediante la lectura de los datos incluidos en la cabecera de cada imagen, aunque en el caso del formato original de las imágenes (formato CEOS) se ha de tener en cuenta en la lectura de estos parámetros (Cristóbal *et al.*, 2003).

Temperatura del aire: se ha calculado mediante técnicas de regresión múltiple y de interpolación espacial de los datos provenientes de las estaciones meteorológicas a la hora de paso del satélite Ninyerola *et al.*, (2000) y Pla (2001). Esta metodología ha sido aplicada en la elaboración de mapas climáticos mensuales y también ha mostrado su utilidad en la obtención la temperatura del aire en una franja horaria de un día en concreto. Este método, basado en un de regresión múltiple, dónde la temperatura del aire a la hora exacta de paso del satélite, estimada mediante una media ponderada de las temperaturas entre las 10:00 y 11:00 hora solar local, se ha tomado como variable dependiente y, la altitud, la continentalidad, la latitud y la radiación solar potencial como variables independientes. Mediante la validación de los mapas (con datos independientes) se han obtenido unos resultados operativos con unos coeficientes de determinación (r^2) entre 0.67 y 0.96 aunque los resultados en la mayoría de las fechas están comprendidos entre 0.70 y 0.82. Estos resultados hacen posible poder calcular la ETR en zonas extensas.

Emisividad de la superficie: para la determinación de la emisividad del suelo y la vegetación se ha seguido el método propuesto Valor *et al.* (1996). El método propone calcular los valores de emisividad de una superficie a partir de la relación existente entre el índice NDVI y la emisividad de las superficies (van de Griend y Owe, 1993); y los valores de emisividad obtenidos en el laboratorio y/o en el campo.

Definimos como emisividad efectiva de una superficie:

$$e = e_0 + de \tag{3}$$

dónde:

ϵ_0 : es la parte de la emisividad que corresponde a la radiación directa de los elementos que componen la cubierta y se establece como la media de las emisividades de los elementos que la componen. Esta parte de la emisividad no contempla las reflexiones internas de las diferentes cubiertas. Los valores de emisividad de las cubiertas vegetales varían entre 0.980 y 0.990, con un valor medio de 0.985 ± 0.007 y los valores de emisividad de los suelos varían entre 0.950 y

0.970 con un valor medio de 0.960 ± 0.010 en la región espectral situada entre los 10.5 y 12.5 μm , región espectral dónde se sitúa la banda térmica del Landsat-7 ETM+ (Rubio *et al.*, 1996). Según Valor *et al.* (1996), este término se resuelve según la ecuación (4).

$$e_0 = 0.985 * P_v + 0.960 * (1 - P_v) \quad (4)$$

dónde:

P_v : es la proporción de la vegetación obtenida a partir del índice NDVI según el método propuesto por Valor y Caselles (1996).

$\delta\epsilon$: es un término relacionado con la radiación que llega al sensor indirectamente por la vía de las reflexiones internas que tienen lugar entre las paredes y el tierra de las superficies rugosas naturales. Este efecto se conoce con el nombre de efecto de cavidad e implica que la radiación observada por el sensor es mayor que la emitida directamente por las superficies rugosas. (Caselles y Sobrino, 1989; Sobrino *et al.*, 1991; Sobrino *et al.*, 2000). Al presentar este término una gran complejidad en su cálculo se ha estimado su valor en las superficies forestales a partir de los datos del “Inventari Ecològic i Forestal de Catalunya” (Gracia, 2002). Para el resto de las cubiertas se han utilizado los valores citados en la bibliografía (Caselles y Sobrino, 1989; Valor y Caselles, 1996).

Temperatura de la superficie terrestre: dada la ausencia de perfiles atmosféricos a la hora de paso del satélite para llevar a cabo la corrección atmosférica y, dado que la modelización con las atmósferas estándar en latitudes medias de verano e invierno de MODTRAN (Kneisys *et al.*, 1995) no han dado buenos resultados, se ha llevado a cabo la corrección sólo por emisividades de la banda térmica del Landsat-7 ETM+ por el método propuesto por Badenas y Caselles (1992); Hurtado *et al.* (1996); y Valor *et al.* (2000).

$$T_{st} = T_{ab} + \{((1 - e) / e) * (T_{ab}/n)\} \quad (5)$$

dónde:

T_{st} : temperatura de la superficie terrestre (K).

T_{ab} : temperatura aparente de brillo (K).

e : emisividad de la superficie.

n : parámetro radiométrico que depende del canal y del intervalo de temperaturas considerado. Este valor, en el caso del canal térmico del Landsat-7 ETM y por el rango de temperaturas habituales (200 a 350 K) es igual a 4.7774 (Badenas y Caselles, 1992).

Radiación Neta: para el cálculo de la radiación neta instantánea se ha partido de la ecuación del balance radiativo:

$$R_n = R_s \downarrow * (1 - a) + e_a * s * T_a^4 - e * s * T_{st}^4 \quad (6)$$

dónde:

α : albedo de la superficie calculado en base al método propuesto por *Dubayah* (1992) mediante la suma ponderada de los canales del visible, infrarrojo cercano y infrarrojo medio (canales 1, 2, 3, 4, 5, y 7 del Landsat-7 ETM+).

$R_{s?}$: radiación de onda corta incidente. Según *Martín Vide* (1991), *Moran et al.* (1989) y *Delegido et al.* (1991), este término se puede aproximar a la radiación solar global. La radiación solar global potencial instantánea se ha calculado según el metodología propuesta por *Pons* (1996).

T_a : temperatura del aire (K).

T_{st} : temperatura de la superficie terrestre calculada (K).

σ : constante de Stephan-Boltzmann.

ϵ : emisividad de la superficie.

ϵ_a : emisividad del aire. Esta, se ha calculado mediante la ecuación propuesta por *Idso* (1981):

$$\epsilon_a = [0.7 + 5.9 * 10^{-5} * e * \exp(1500/T_a)] \quad (7)$$

dónde:

e : presión del vapor de agua (kPa) calculada a partir de *Allen et al.* (1989).

Para la conversión de los valores instantáneos de radiación neta (R_{ni}) a valores diarios (R_{nd}) se ha seguido la relación propuesta por *Seguin e Itier* (1983) dónde los valores diarios de R_n se pueden derivar a partir de la siguiente expresión:

$$R_{nd}/R_{ni} = 0.30 \pm 0.03 \quad (8)$$

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Como se observa en esta tabla 1, la media de la ETR aumenta desde las fechas invernales dándose un máximo en las fechas finales de primavera y principios de verano y descendiendo en las fechas de otoño. Se observa también que la media de los valores de ETR en fechas de distintos años (11/01/2002, 01/04/2002, 14/01/2003 y 04/04/2003) presentan valores similares.

Los valores máximos de ETR para cada una de las fechas corresponden siempre a zonas de vegetación natural y los valores mínimos corresponden a zonas con vegetación escasa o nula. Aunque los valores máximos de ETR presentan valores muy elevados en la mayoría de las fechas el 95% de los píxeles está siempre por debajo de estos valores. La presencia de estos valores máximos se puede atribuir al error del modelo en si y a la propagación de errores en el cálculo de cada una de la variables que integran el modelo.

En la figura 1 se puede observar la variación temporal de la ETR durante los años 2002 y 2003 para las fechas seleccionadas en una zona comprendida entre las comarcas de la Noguera y el Urgell en la provincia de Lérida.

Fecha	Media	Des. Est.	Mín.	Máx.
11/01/2002	2.1	0.87	0.0	7.4
12/02/2002	3.0	1.01	0.0	9.2
01/04/2002	5.1	1.37	0.0	11.3
19/05/2002	5.7	1.56	0.0	11.3
07/08/2002	5.5	1.7	0.0	11.6
24/09/2002	4.5	1.39	0.0	10.7
26/10/2002	3.6	1.15	0.0	10.4
27/11/2002	2.6	0.95	0.0	8.6
14/01/2003	1.9	0.90	0.0	7.9
19/03/2003	4.1	1.44	0.0	9.9
04/04/2003	4.5	1.69	0.0	10.5

Tabla 1. Estadísticos de la evapotranspiración real (mm día^{-1}) de cada fecha del área de estudio. Des. Est.: Desviación estándar; Mín: Mínimo; Máx: Máximo.

Como se observa en estas imágenes, los valores de ETR de las zonas agrícolas (correspondientes a cultivos de regadío e indicados con la letra A en la figura 1) varían en función de si las parcelas están o no cultivadas dándose valores máximos en las parcelas cultivadas. Como ya se ha mencionado anteriormente, la ETR de la vegetación natural es siempre superior a la ETR de los cultivos (correspondientes a comunidades arbustivas bajas y encinares e indicados con la letra B en la figura 1).

Debido a la falta de corrección atmosférica del canal térmico del Landsat-7 ETM+, al posible error introducido en el cálculo de las otras variables implicadas en el método y al no disponer de datos de campo para verificar el modelo, se asume que el modelo presenta un error de $\pm 1 \text{ mm día}^{-1}$ según *Seguin e Itier* (1983) aunque, seguramente, este error sea mayor.

CONCLUSIONES

La complejidad de la metodología expuesta para el cálculo de la evapotranspiración hace que los resultados se tengan que tomar como preliminares. Aun cuando el método se puede mejorar determinando con mayor exactitud cada uno de sus componentes, los resultados obtenidos se pueden considerar correctos a una escala regional. Pese a no poder verificar los datos cuantitativamente en términos absolutos, creemos que el método ha dado unos resultados aparentemente operativos en términos relativos.

El hecho de poder contar con una serie larga de imágenes repartida a lo largo del año ha permitido observar las limitaciones que presenta el método para estimar los diferentes parámetros implicados en el cálculo de la evapotranspiración.

En la bibliografía consultada hay trabajos que dan mejores resultados, pero se trata de zonas más pequeñas, uniformes y con datos de campo. Haría falta, aun así, comprobar la aplicabilidad de estos métodos en una serie de imágenes más larga y en una zona de estudio más amplia. En este estudio, se ha optado por la visión más sinóptica del territorio que ofrece la Teledetección y gracias al hecho de poder contar con las imágenes de alta resolución espacial que proporciona el Landsat-7 ETM+. En el futuro se espera mejorar los resultados y, si es posible, obtener datos de

campo de los diversos parámetros implicados en el cálculo de la evapotranspiración el mismo día del paso del sensor para poder verificar los resultados.

El método de obtención de unos valores óptimos de la temperatura de la superficie terrestre sólo ha funcionado en uno de los términos, la emisividad. Los parámetros implicados en la corrección atmosférica no han podido determinarse con más precisión.

Una profundización en el conocimiento de la concentración de vapor de agua y de la temperatura de la atmósfera en sus diversas capas mediante el análisis de las radiosondas disponibles, así como disponibilidad de información de otros satélites, como por ejemplo el NOAA-AVHRR, darían lugar a un mejor conocimiento del vapor de agua y de la temperatura atmosférica ascendente, y, por lo tanto, a una mejor corrección atmosférica.

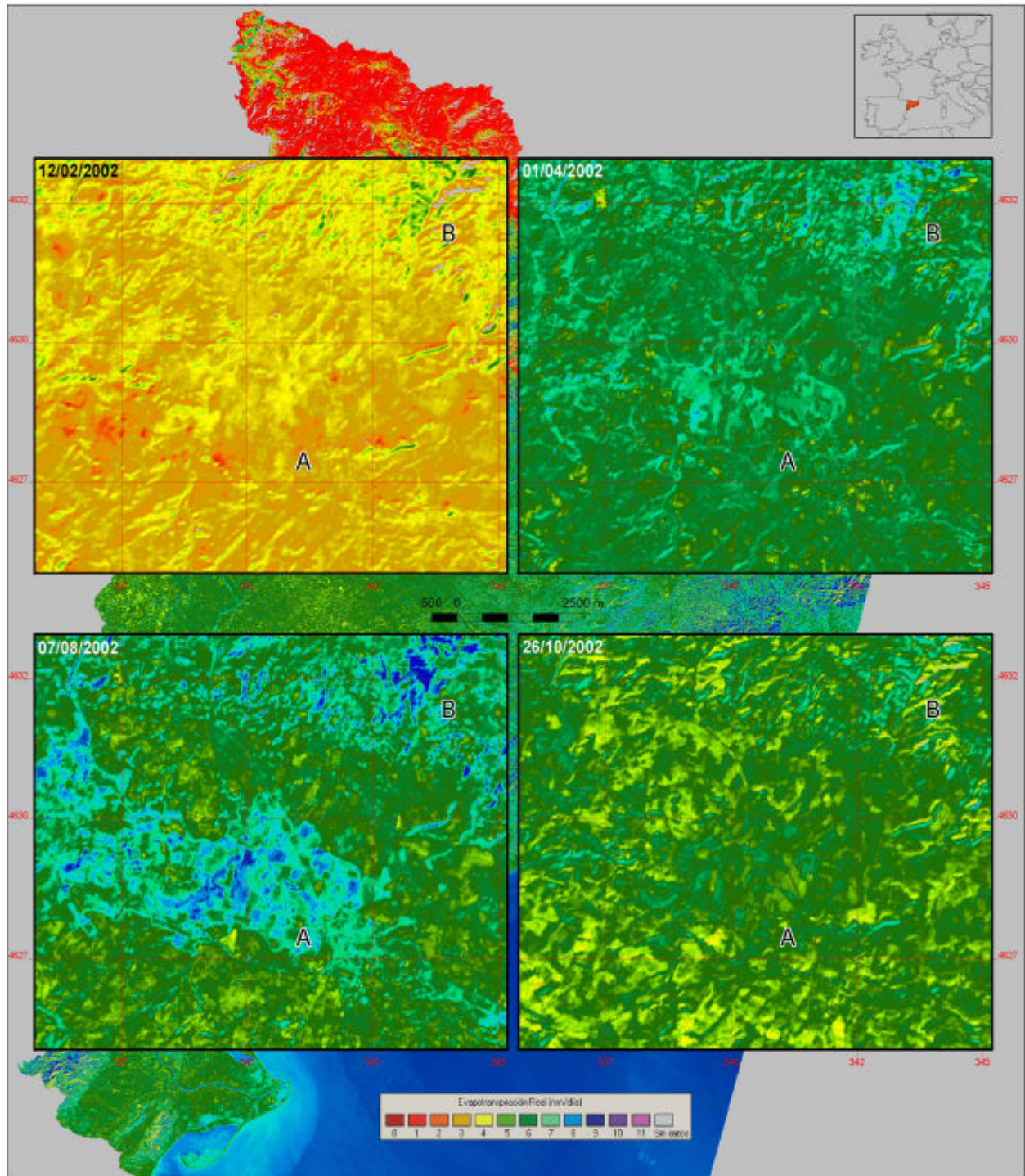
Los modelos de las temperaturas del aire obtenidos presentan unos coeficientes de determinación (r^2) muy próximos a 0.7 en la mayoría de los casos y, por lo tanto, son adecuados para el cálculo de la evapotranspiración. En ninguno de los estudios consultados no se comenta la modelización de la temperatura mediante técnicas de interpolación SIG. Parecería, que en estos se usan valores constantes de temperatura aun cuando no se profundiza en este tema, seguramente, por tratarse de trabajos con unas áreas de estudio más pequeñas y uniformes. Cualquier estudio a nivel regional que quisiera tratar una área como nuestra zona de estudio posiblemente tendría que tener en cuenta este tipo de aproximaciones.

Finalmente, respecto a la radiación neta (R_n), hay que considerar que la aplicación de ecuaciones con diversos parámetros multiplicativos puede inducir a un mal cálculo de la R_n . En un futuro se probarán otras metodologías para la determinación de la R_n , como su determinación mediante el uso del satélite NOAA-AVHRR (*Sobrino et al.*, 2000), así como, un estudio detallado de la propagación de errores en los diferentes modelos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer a la Agència Catalana de l'Aigua y al Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya los recursos materiales proporcionados en la adquisición y procesado de las imágenes.

Evolución de la Evapotranspiración Real en Cataluña Periodo 2002 - 2003



Proyección UTM. Huso 31N.
Elipsoide de Hayford. Datum ED50.
División de las coordenadas X e Y por mil.

N

 Escala Aproximada
 1: 100 000

Imagen de fondo correspondiente al
cálculo de la Evapotranspiración Real
para toda el área de estudio del día
04/04/2003.

Figura 1. Evolución de la evapotranspiración en Cataluña durante el periodo 2002 – 2003.

REFERENCIAS:

- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. (1998): *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56.
- Badenas, C. y Caselles, V. (1992): "A simple technique for estimating surface temperature by means of a thermal infrared thermometer". *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 13, pp. 2951-2956.
- Caselles, V. y Sobrino, J. A. (1989): "Determination of frosts in oranges groves from NOAA-9 AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*", Vol. 29, pp. 135-46.
- Cristóbal, J.; Pons, X.; Serra, P. (2003): "Sobre el uso operativo de Landsat-7 ETM+ en Europa. X Congreso de Teledetección". X Congreso Nacional de Teledetección. Cáceres 17, 18 y 19 de septiembre del 2003.
- Delegido, J.; Caselles, V.; Hurtado, E. (1991): "Determinación a escala regional de la evapotranspiración". En S. Gandía, J. Meliá (Eds.), *La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura. Curso de Postgrado, Universitat de Valencia. Estudi General. Departament de Termodinámica. Unidad de Investigación de Teledetección*.
- Dubayah, R. (1992): "Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data". *Water resources research*, Vol. 28, pp. 2469-2484.
- Gracia, C. (2002): *Inventari Ecològic i Forestal de Catalunya. Regió Forestal I. Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals*. Bellaterra.
- van de Griend, A. A. y Owe, M. (1993): "On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces". *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 14, pp. 1119-1131.
- Hurtado, E.; Vidal, A.; Caselles, V. (1996): "Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band". *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 17, pp. 237-247.
- Idso, S. B. (1981): "A set of equations from full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudless skies". *Water resources research*, Vol 17, pp.: 295-304.
- Kneisys, F. X.; Abreu, L. W.; Anderson, G. P.; Chetwynd, J. H.; Shettle, E. P.; Berk, A.; Bernstein, L. S.; Robertson, D. C.; Acharya, P.; Rothman, L. S.; Selby, J. E. A.; Gallery, W. O.; Clough, S. A. (1995): *The MODTRAN 2/3 and LOWTRAN 7 model*. Ontar Corporation. North Andover. USA.241.60
- Kustas, W. P. y Norman, J. M. (1996): "Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces". *Hydrological Sciences – Journal des Sciences Hydrologiques*, Vol. 41, pp. 495-516.
- Lagouarde, J. P. y Olioso, A. (1995): "Interest of mid-morning acquisition of surface temperature for deriving surface fluxes". *Remote Sensing Reviews*, Vol. 12, pp. 287-309.
- Martín Vide, (1991): *Fundamentos de climatología analítica. Colección Espacios y Sociedades, Serie General nº 22*. Editorial Síntesis.

- McKenney, M. y Rosenberg, N. J. (1993): "Sensitivity of some potencial evapotranspiration estimation methods to climate change". *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 64, pp. 81-110.
- Moran, M. S.; Jackson, R. D.; Raymond, L. H.; Gay, L. W.; Slater, P. N. (1989): "Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 30, pp. 77-87.
- Ninyerola, M.; Pons, X. i Roure, JM. (2000): "A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques". *International Journal of Climatology*. Vol. 20, pp. 1823-1841.
- Palà, V. y Pons, X. (1995): "Incorporation of relief into geometric corrections based on polynomials". *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 61, pp. 935-944.
- Pla, M. (2001): "Modelització climatològica de la temperatura i la precipitació a les Illes Balears (Mar Mediterrani)". En IEEC (Ed.), *Màster en Teledetecció i Sistemes d'Informació Geogràfica 2000/2001*. Barcelona.
- Pons, X. (1996). "Estimación de la radiación solar a partir de modelos digitales de elevaciones. Propuesta metodológica". En Juaristi, J; I. Moro, *Modelos y Sistemas de Información en Geografía*. pp. 87-97.
- Pons, X. y Solé-Sugrañes, L. (1994): "A Simple Radiometric Correction Model to Improve Automatic Mapping of Vegetation from Multispectral Satellite Data". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 47, pp. 1-14.
- Rubio, E.; Caselles, V.; Badenas, C. (1997): "Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm wave band: analysis of two field methods". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 59, pp. 490-521.
- Sánchez, M. y Chuvieco, E. (2000): "Estimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0 , a partir de imágenes NOAA-AVHRR". *Revista de Teledetección*, Vol. 14, pp. 11-21.
- Seguín, B. y Itier, B (1983): "Using midday surface temperature to estimate daily evapotranspiration from satellite IR data". *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 4, 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.
- Sobrino, J. A.; Raissouni, N.; Kerr, Y.; Olioso, A.; López-García, M. J.; Belaid, A.; El Kharraz, M. H.; Cuenca, J.; Dempere, L. (2000): *Teledetección*. Sobrino, J. A. (Ed), Servicio de Publicaciones, Universidad de Valencia. ISBN: 84-370-4220-8. Valencia, España.
- Valor, E. y Caselles, V. (1996): "Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 57, pp. 167-184.

Valor, E.; Caselles, V.; Coll, C.; Sánchez, F; Rubio, E.; Sospedra, F. (2000): “Simulation of a medium-scale-surface-temperature instrument from Thematic Mapper data. *International Journal of Remote Sensing*, 21(16): 3153-3159.

Vidal, A. y Perrier, A. (1989): “Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data”. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 10, pp. 1327-1337.