

CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL DIARIA EN LA ZONA NORTE DE FINLANDIA EMPLEANDO TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN

J. M. SÁNCHEZ TOMÁS*, V. CASELLES MIRALLES, R. NICLÒS CORTS, E. VALOR MICÓ
y C. COLL COMPANY

Departamento de Termodinámica. Universitat de València
C/ Dr. Moliner, 50. 46100, Burjassot (Valencia), España

*Juan.M.Sanchez@uv.es

RESUMEN

Hasta hace poco tiempo el estudio de la evapotranspiración (LE), fundamental en la ecuación de balance de energía, excluía zonas forestales debido a las dificultades experimentales de la toma de medidas en estas regiones. La teledetección acabó con dichas dificultades, facilitando el estudio de la LE real dentro de estas zonas, que suponen en torno a un 30% de toda la superficie terrestre. En este trabajo se presenta un método operativo para determinar la LE real a partir de medidas de temperatura de la superficie realizadas desde satélite. Este estudio se llevó a cabo de abril a junio de 2002 en Sodankylä, una región de bosque boreal en el norte de Finlandia, dentro del proyecto SIFLEX-2002 (Solar Induced Fluorescence Experiment-2002). Se ha realizado una validación del método, comparándolo con otras técnicas, y se ha obtenido para la zona de estudio un valor medio de LE diaria (LE_d) de $2,6\pm 0,5$ mm/día. Finalmente hemos aplicado el método a una imagen del satélite Landsat 7-ETM+ de la zona para obtener un mapa de LE_d a escala regional.

Palabras clave: Bosque boreal, temperatura, evapotranspiración real, imagen Landsat-ETM+, teledetección.

ABSTRACT

Until few years ago, studies on evapotranspiration (LE) did not considered forest areas due to difficulties of the experimental measurements in these sites. Remote sensing put an end to these difficulties, allowing for the study of actual LE in forest areas, which occupy an extension of about 30% of the total Earth surface. In this work, an operational method for determining actual LE using surface temperature measurements by remote sensing is proposed. This study was carried out as part of SIFLEX-2002 (Solar Induced Fluorescence Experiment-2002) project. A validation of the model proposed was made, comparing it with other techniques, and a value of daily LE (LE_d) of 2.6 ± 0.5 mm/day was obtained for the study site. Finally the method was applied to a Landsat 7-ETM+ image of the site in order to obtain a map of LE_d at a regional scale.

Keywords: Boreal forest, temperature, actual evapotranspiration, Landsat-ETM+ image, remote sensing.

1. Introducción

Uno de los aspectos más importantes en estudios sobre hidrología y climatología es la determinación de la evapotranspiración (LE), pero la medida directa de este parámetro conlleva muchas dificultades. Por este motivo durante la última década se han propuesto una amplia variedad de métodos para su estimación, desde los métodos clásicos que nos permiten obtener LE a escala local a partir de medidas de campo, hasta los modelos más recientes basados en técnicas de teledetección.

Se puede calcular LE a escala local con una precisión aceptable (Jensen *et al.*, 1990; Allen *et al.*, 1998; Hupet y Vanclooster, 2001), sin embargo, estos modelos no pueden ser aplicados a escala regional, a menos que dispongamos de una densa red de estaciones de medida. Además, la mayoría de estos modelos son de difícil aplicación ya que precisan del conocimiento de una gran cantidad de variables y parámetros. Una buena forma de solucionar este problema es hacer uso de las medidas de superficie a través de la teledetección. Esta técnica nos permite disponer de información de numerosos parámetros de superficie sobre cualquier punto del planeta, incluyendo ciertas regiones, como por ejemplo zonas de bosques, donde la obtención de LE plantea serias dificultades experimentales. Los bosques ocupan una extensión en torno a un 30% de toda la superficie terrestre, y concretamente, un 11% corresponde sólo a bosques boreales (Baldocchi y Vogel, 1997). El propósito de este trabajo es contribuir a un mejor entendimiento de estos ecosistemas siguiendo la línea de otros autores en los últimos años (Sun y Mahrt, 1995; Lankreijer *et al.*, 1999; Ohta *et al.*, 2001; Gustafsson *et al.*, 2002). Con este propósito presentamos un método para determinar la LE diaria (LE_d) de una forma sencilla a partir de datos de teledetección.

En primer lugar realizamos una breve revisión de los métodos para la obtención de LE basados en la ecuación de balance de energía (EBE) y la asociación de resistencias. Al mismo tiempo se señalan algunas de las limitaciones de los modelos existentes y la necesidad de elaborar un método más operativo. A continuación se muestra la metodología propuesta resaltando sus aspectos más importantes. Seguidamente, la aplicamos a una zona de bosque boreal sobre la que se desarrolló una completa campaña experimental, y obtenemos valores de LE_d para la zona. Además, con la finalidad de mostrar el carácter regional del método, se ha procesado una imagen del sensor ETM+ a bordo del satélite Landsat 7. Finalmente, realizamos una discusión de los resultados de acuerdo con los valores obtenidos con otras dos técnicas bien conocidas, como son: las técnicas de correlación turbulenta y la ecuación de Penman-Monteith.

2. Revisión teórica

La relación directa que existe entre la temperatura de la superficie y el balance de energía ha sido ampliamente reconocida por diversos hidrólogos y meteorólogos a lo largo de los últimos años (Idso *et al.*, 1975; Monteith, 1981; Price, 1982 y 1989; Kustas y Norman, 1999). Este hecho

constituye el punto de partida de los modelos de determinación de LE mediante técnicas de teledetección, ya que la mayoría están basados en principios de conservación de la energía. La ecuación principal es, por tanto, la EBE a nivel de superficie, que modela un sistema formado por vegetación, el suelo que la rodea y la atmósfera:

$$R_n = G + H + LE \quad (1)$$

donde R_n es el flujo de radiación neta (W/m^2), G el flujo geotérmico (W/m^2), H el flujo de calor sensible (W/m^2) y LE es el flujo de calor latente en la capa límite de la atmósfera (W/m^2). Los términos H y LE son los más difíciles de estimar, pero determinando H , LE se puede obtener como un residuo a partir de la expresión (1).

Monteith (1973) propuso una ecuación, basada en la analogía con la ley eléctrica de Ohm, para obtener el flujo de calor sensible a partir de la diferencia entre la temperatura aerodinámica, T_0 (K), y la temperatura del aire a una cierta altura, T_a (K), (ver apéndice). Posteriormente se demostró que este modelo de una sola capa presenta importantes limitaciones pues en condiciones de cobertura parcial de un cultivo, se aprecian diferencias importantes entre T_0 y la temperatura de la superficie, T_s , obtenida a través de radiómetros de infrarrojo térmico (RIT) (Sun y Mahrt, 1995; Hall *et al.*, 1992).

Como alternativa, se han desarrollado los modelos de dos capas. Éstos están basados en la asociación de resistencias y nos permiten obtener LE en superficies heterogéneas, ya que distinguen entre temperaturas y resistencias de la vegetación o del cultivo, y las del suelo. Dependiendo del tipo de asociación de resistencias empleado se han desarrollado dos tipos de modelos. Por un lado, tenemos el modelo de resistencias en serie, propuesto por Shuttleworth y Wallace (1985) y Choudhury y Monteith (1988). Diversos autores han modificado y validado este modelo, como son Shuttleworth y Gurney (1990) o Chehbouni *et al.* (1996). Sin embargo, éste todavía mantiene el concepto de temperatura aerodinámica, T_0 , como un parámetro básico en su esquema. Por otro lado, el modelo de resistencias en paralelo surgió en Norman *et al.* (1995) y fue validado por Zhan *et al.* (1996) y Kustas y Norman (1999) (ver apéndice). El aspecto más importante de este modelo de resistencias en paralelo reside en la propuesta de una resistencia aerodinámica efectiva, r_a^* , que nos permite reemplazar T_0 , por la temperatura efectiva de la superficie, T_s . Esto supone una ventaja apreciable ya que T_s puede ser obtenida a partir de la temperatura radiométrica medida por un RIT. Además, Sánchez y Caselles (2005) propusieron una ecuación que permite calcular el valor de r_a^* a partir de las resistencias y las temperaturas por separado del suelo y de la vegetación (ver apéndice), con lo que se completa el proceso para poder obtener el flujo de calor sensible en cualquier tipo de superficies heterogéneas.

El objetivo de este trabajo es implementar estos recientes progresos en un modelo para la determinación de LE_d en un bosque boreal a partir de medidas de teledetección. En este sentido se trata de continuar con el trabajo comenzado por Jackson *et al.* (1977) y que ha sido continuado por diversos autores (Seguin e Itier, 1983; Vidal *et al.*, 1987; Caselles *et al.*, 1992). Todos estos autores calcularon LE_d como una función del valor instantáneo de la diferencia entre la temperatura de la superficie y la del aire en torno al medio día (ver apéndice). Este método para determinar LE_d se ha aplicado y validado sobre trigo (Jackson *et al.*, 1977; Vidal y Perrier, 1989), sobre pasto y hierba

(Seguin e Itier, 1983), sobre caña de azúcar (Vidal y Perrier, 1989), sobre cultivos cítricos (Caselles et al., 1992) y sobre viña (Artigao et al., 2005). El propósito de este trabajo es extender su aplicación también a bosques boreales. Al mismo tiempo, se han mejorado algunos aspectos del método de forma que éste sea operativo en un intervalo de tiempo más amplio, no sólo al medio día. Para este trabajo hemos usado observaciones del Solar Induced FLuorescence EXperiment (SIFLEX), financiado por la European Space Agency (ESA), llevado a cabo en Sodankylä (Finlandia) durante la primavera del 2002.

3. Metodología

La determinación de LE real a través del método propuesto en este artículo requiere, tanto de datos obtenidos a través de teledetección, como de medidas directas en superficie. La base de nuestro modelo es la siguiente ecuación, a la que se llega combinando las expresiones (A.9) y (A.10) del apéndice:

$$LE_d = \frac{R_{nd}}{R_{ni}} \left(R_{ni} - \frac{\rho C_p}{r_a^*} (T_s - T_a) \right) \quad (2)$$

donde T_a se mide directamente, T_s y r_a^* se estiman a través de varios pasos que veremos a continuación, y R_{ni} se mide directamente en superficie o bien se obtiene a partir de una imagen de satélite.

3.1. Determinación de la temperatura efectiva de la superficie, T_s

Para obtener H de la ecuación (A.6) se necesita una determinación precisa de la diferencia entre la temperatura de la superficie y la del aire. Teniendo en cuenta que esta diferencia es, en muchos casos, prácticamente despreciable, es necesario obtener ambas temperaturas con una precisión elevada, siendo más difícil la determinación de T_s .

La distribución de los árboles en un bosque hace de estas zonas unos sitios muy heterogéneos con un cierto valor de P_v . De esta forma, en una medida de la temperatura del bosque, realizada desde un instrumento colocado a bordo de un satélite, tendremos dos contribuciones a ese valor de T_s . En primera aproximación podemos escribir (Caselles et al., 1992):

$$T_s = T_c P_v + T_b (1 - P_v) \quad (3)$$

T_c y T_b se obtuvieron mediante un RIT. Los valores de radiancia medidos por estos radiómetros, R_i , presentan dos contribuciones principales: (1) la radiancia a nivel de superficie, que se ve atenuada por la absorción de la atmósfera existente entre la superficie y el instrumento, caracterizada por la transmisividad atmosférica, $\tau_i(\theta, 0, h)$, y (2) la radiancia atmosférica ascendente emitida por la atmósfera en el ángulo de visión del sensor, $L_i^{\uparrow atm}(\theta)$, de forma que de acuerdo con la ecuación de transferencia radiativa, R_i viene dada por:

$$R_i(\theta, h) = \left[\varepsilon_i(\theta) B_i(T) + [1 - \varepsilon_i(\theta)] L_{i \text{ atm hem}}^{\downarrow} \right] \tau_i(\theta, 0, h) + L_{i \text{ atm}}^{\uparrow}(\theta) \quad (4)$$

donde $B_i(T)$ es la función de Planck para una temperatura T y para un canal i del radiómetro; ε_i es la emisividad de la superficie; y $L_{i \text{ atm hem}}^{\downarrow}$ es la radiancia hemisférica descendente dividida por π . La emisividad es el parámetro que necesita una determinación más precisa debido al importante efecto que produce en la obtención de T_c y T_b ; por tanto debe ser medida o estimada.

3.2. Obtención de la resistencia aerodinámica efectiva, r_a^*

De acuerdo con la ecuación (A.6), la forma más directa de calcular r_{ai}^* será mediante un ajuste lineal de los valores de H frente a las diferencias de temperatura $T_s - T_a$. De la pendiente de este ajuste se puede extraer el valor de r_{ai}^* . Este ajuste puede diferir en un factor 6 dependiendo del tipo de cultivo (desde hierba hasta árboles) y depende de la velocidad del viento y de la temperatura de los distintos componentes. Por tanto, el valor de r_{ai}^* dependerá también de la hora del día considerada. Para mostrar este hecho, realizamos el ajuste lineal para cada hora, entre las 7:00 y las 17:00 horas, y extraemos el error de estimación para cada caso. Este error junto con los asociados a otros parámetros ya descritos, determinarán cual es la hora más adecuada para calcular con la mayor precisión el valor de LE_d a través de este método.

3.3. Validación del método

Con el fin de comprobar la viabilidad del método, hemos comparado los valores calculados de LE_d con los obtenidos a través de uno de los métodos más aceptados en la actualidad, la ecuación de Penman-Monteith (Brutsaert, 1984), aplicada y validada por gran número de autores (Jensen *et al.*, 1990; Allen *et al.*, 1998; Hupet y Vanclooster, 2001):

$$LE = k_c \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p \frac{e_s - e}{r_a^a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a^a})} \quad (5)$$

donde e es la presión de vapor (Pa), e_s es la presión de vapor de saturación (Pa), r_s es la resistencia estomatal de la superficie (s/m), γ es la constante psicrométrica (Pa/K), Δ es la pendiente de la relación entre la presión de vapor de saturación y la temperatura (Pa/K). Por último k_c es el coeficiente de cultivo. Sin embargo, hemos de tener en cuenta que a través de esta ecuación se obtiene la evapotranspiración potencial, es decir, la evapotranspiración máxima posible para las condiciones dadas. La evapotranspiración real es generalmente inferior a la potencial; únicamente en el caso de que la disponibilidad de agua en el suelo sea máxima, LE real prácticamente coincide con la LE obtenida a través de la ecuación (5). Así pues, con el propósito de asegurar esta equivalencia al máximo, hemos seleccionado los días posteriores a aquellos en los que se producían lluvias, para llevar a cabo la validación del método propuesto.

Por otro lado, también hemos recurrido a una segunda técnica, la correlación turbulenta, que nos permite estimar LE real a escala local a través de la expresión (Brutsaert, 1984):

$$E = \rho \overline{w'q'} \quad (6)$$

donde w es la velocidad vertical del viento, y q es la humedad específica del aire. La prima significa desviaciones instantáneas de la media, y la barra nos indica un promedio sobre un cierto período de tiempo. Esta técnica ha sido estudiada y aplicada por algunos autores como Aurela *et al.* (2001).

3.4. Aplicación a imágenes de satélite

Como se indicó en la introducción, una de las principales características del método propuesto es que nos permite el cálculo de LE a escala regional. Con el fin de demostrarlo, seleccionamos una imagen del sensor ETM+ a bordo del satélite Landsat 7, correspondiente al 27 de mayo de 2002 (día 147) y realizamos un corte de unos 130 km² de extensión, dentro del cual se sitúa la zona de estudio de la campaña SIFLEX.

En una imagen de satélite existen magnitudes que ofrecen una cierta homogeneidad espacial dentro de la zona, como pueden ser la temperatura del aire y la velocidad del viento. Sin embargo, existen otras que cambian de un píxel a otro, como son la proporción de vegetación, la emisividad o la radiación neta. Así pues, dentro de una imagen podemos tener una gran heterogeneidad en cuanto a temperatura de la superficie o valor de la resistencia aerodinámica equivalente, y consecuentemente los valores del flujo de calor sensible y de la evapotranspiración pueden variar mucho de unas zonas a otras dentro de la misma imagen.

El objetivo final es mostrar un mapa de LE_d de la zona, pero para llegar a él hemos de realizar varios pasos intermedios. En primer lugar, a partir de las reflectividades de las bandas 3 y 4 del sensor ETM+ (con una resolución espacial de 30 m) elaboramos un mapa de P_v siguiendo el método propuesto por Valor y Caselles (1996). Por otro lado, a partir de la radiancia del canal 6 (resolución espacial de 60 m) obtenemos un mapa de T_s , tras las correspondientes correcciones por el efecto de la atmósfera y la emisividad, como se indicó en la sección 3.1. Para el cálculo de la emisividad se empleó la expresión (Valor y Caselles, 2005):

$$\varepsilon = (1 - P_v)\varepsilon_s + P_v\varepsilon_v + 4\langle d\varepsilon \rangle P_v(1 - P_v) \quad (7)$$

donde, $\langle d\varepsilon \rangle$ es el valor máximo del término de cavidad para la configuración característica de la zona. En cuanto al cálculo de r_a^* , aplicamos la ecuación (8). Finalmente, y aplicando la ecuación (6) a toda la imagen se obtiene un mapa de flujo de calor sensible instantáneo.

Para el cálculo de R_n recurrimos al balance entre la radiación de onda corta y la radiación de onda larga:

$$R_n = (1 - \alpha)R_s \downarrow + \varepsilon R_l \downarrow - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (8)$$

donde α es el albedo de la superficie, $R_s \downarrow$ es la radiación incidente de onda corta o irradiancia, $R_l \downarrow$ es la radiación incidente de onda larga y σ es la constante de Stephan-Boltzman. Habitualmente la irradiancia se mide en la superficie y se asume que también posee homogeneidad espacial dentro del área de estudio, como sucede con T_a o u . Lo mismo ocurre con $R_l \downarrow$, aunque en este caso no se midió sino que se estimó a partir de un radiosondeo y el programa de transferencia radiativa MODTRAN 4. Finalmente, α fue calculado a partir de las reflectividades corregidas de las bandas del visible, de acuerdo con el método de Starks *et al.* (1991).

Por último, a través de la ecuación (2) llevamos a cabo el cálculo del mapa de LE_d .

4. Zona de estudio y medidas

Este trabajo está realizado dentro del marco del proyecto SIFLEX-2002 (Solar Induced Fluorescence Experiment-2002), financiado por la Agencia Espacial Europea (ESA). La campaña experimental se llevó a cabo de abril a junio de 2002 en el Arctic Research Center, perteneciente al Instituto Meteorológico Finandés (FMI) en Sodankylä (67°21'42,7"N, 26°38'16,2"E, alt. 179 m), situado a unos 100 km al norte del Circulo Polar Ártico. Se trata de una zona de bosque boreal, concretamente de coníferas del tipo "Scots pines" (*Pinus sylvestris* L), de unos 100 años de antigüedad. La altura media de los árboles es de 11 m, el LAI (índice de área foliar) es de 1,15 y el suelo es de tipo arenoso ([figura 1a](#)).

Durante la campaña SIFLEX-2002, tres fueron los grupos participantes: LURE (Laboratoire pour l'Utilisation du Rayonnement Electromagnetique, Francia), Universitat de València y el FMI. El LURE se encargó de realizar medidas de fluorescencia. Por parte de la Universitat de València se realizaron medidas de radiación difusa, global y directa y de temperatura radiométrica de la superficie (Nicolòs *et al.*, 2005). Por último, el FMI se encargó de medir los parámetros meteorológicos y los flujos de calor sensible y latente que empleamos en este trabajo (ESA, 2002).

Las medidas de la temperatura de cultivo, T_c , y la temperatura del suelo, T_b , se realizaron a través de dos RIT multicanal CIMEL CE-312, colocados en una torre de 20 m de altura ([figura 1b](#)). Durante la campaña uno de los radiómetros estuvo observando los árboles desde una altura de 12 m, con el fin de asegurar una visión homogénea de la vegetación, y el otro estuvo apuntando al suelo existente debajo de los árboles desde una altura de 2 m. Las medidas se realizaron cada 10 minutos y tras ser corregidas de emisividad se obtuvieron con una precisión de $\pm 0,2$ °C (Nicolòs *et al.*, 2005).

Los flujos de calor sensible y calor latente fueron medidos por el FMI mediante un anemómetro sónico SATI-3Sx y una sonda térmica de platino empleando técnicas de correlación turbulenta (Aurela *et al.*, 2001). La temperatura del aire se midió con un sensor Vaisala HMP 45, con una precisión de $\pm 0,2$ °C y la velocidad del viento mediante un anemómetro Vaisala WAA252, con una precisión de $\pm 0,5$ m/s, ambos colocados a una altura de 23 m en una torre meteorológica. Finalmente, la radiación neta se midió con un sensor REBS Q-7, con un error de ± 6 %, colocado en este caso a una altura de 2 m.

Aunque la campaña de medidas se desarrolló de abril a junio de 2002, este trabajo utiliza sólo los datos tomados desde el 5 de mayo, para evitar los problemas adicionales que conlleva la cubierta de nieve sobre el suelo.

5. Resultados

5.1. Estimación de los parámetros del modelo

Para estimar los parámetros $\tau_i(\theta, 0, h)$, $L_i^{\uparrow atm}(\theta)$ y $L_i^{\downarrow atm hem}$, se tomaron los radiosondeos correspondientes a varios días con distintas condiciones atmosféricas, y se introdujeron en el programa MODTRAN 4 (Berk, 1999). Observamos que la banda espectral de 10,5-11,5 μm (canal 3 del CIMEL CE-312) presentaba la corrección atmosférica más baja, ya que $\tau_i(\theta, 0, h)$ es máxima y $L_i^{\uparrow atm}(\theta)$ es la más baja, y por tanto, se ha tomado la ecuación (4), aplicada al canal 3, para obtener T_b y T_c de las medidas de radiancia del suelo y de la vegetación, respectivamente. En cuanto a las medidas de emisividad, se recogieron muestras de ramas de árboles y de suelo, y se aplicó el método de la caja (Rubio *et al.*, 1997). Como resultado se obtuvo un valor de $0,943 \pm 0,003$ para la emisividad del suelo, y de $0,973 \pm 0,002$ para la emisividad de las ramas. Más detalles sobre el cálculo de la emisividad o de $L_i^{\downarrow atm hem}$ pueden encontrarse en Niclòs *et al.* (2005).

De esta forma, T_b se obtuvo cada 10 minutos con un error de estimación medio de $\pm 0,4$ °C, frente a los $\pm 0,2$ °C obtenidos para T_c . Finalmente T_s se ha estimado para la zona de estudio (donde $P_v = 0,38 \pm 0,02$) con una precisión de $\pm 0,3$ °C, a través de la ecuación (3) y la técnica de propagación de errores. En la [figura 2](#) se observa la evolución de T_b , T_c y T_a durante la campaña.

A continuación se realizaron medias horarias y diarias de R_n con el fin de obtener el cociente R_{nd}/R_{ni} para cada intervalo horario. Entre las 7:00 y las 16:00 horas se obtienen valores precisos. Sin embargo, el valor de dicho cociente se sitúa siempre por encima del valor de $0,3 \pm 0,03$ obtenido por Seguin e Itier (1983). Por tanto, es importante considerar estos nuevos valores con el fin de adaptar los cálculos a la latitud de la zona.

El paso siguiente fue el cálculo de r_{ai}^* , tal como se indica en la sección 3.2. Para ello se realizaron también medias horarias de la diferencia $T_s - T_a$ con un error de estimación de $\pm 0,4$ °C. La [Tabla 1](#) recoge los resultados finales de r_{ai}^* junto con su error de estimación para un intervalo de cinco horas en torno al medio día. Se puede observar como el valor más preciso de r_{ai}^* se obtiene entre las 12:00 y las 13:00, con un error relativo de $\pm 7\%$.

Finalmente, se calcularon los valores de LE_d a través de la ecuación (2) junto con sus errores de estimación. En la [Tabla 1](#) se muestran los resultados para cada intervalo horario. Podemos observar como entre las 11:00 y las 14:00 horas, se obtiene la LE_d con una precisión aceptable entorno a $\pm 20\%$. Además, el intervalo entre las 12:00 y las 13:00 horas se muestra finalmente como el más apropiado para el cálculo de LE_d , presentando un error de estimación de tan solo $\pm 19\%$. Así pues, éste último fue el intervalo elegido para llevar a cabo la validación del método propuesto.

5.2. Validación

Para validar el método propuesto, comparamos los valores de LE_d calculados, con los obtenidos a través de la ecuación de Penman-Monteith y de técnicas de correlación turbulenta, tal como se indicó en la sección 3.3. En la [figura 3](#) se observa la evolución de LE_d , obtenida a través de los tres métodos, a lo largo de la campaña. En un primer análisis, si nos fijamos en la correlación del método propuesto con los resultados de Penman-Monteith, se pueden distinguir claramente dos partes; por un lado, durante los 20 primeros días, hasta el día 145, ambos modelos presentan una tendencia similar con escasas diferencias, sin embargo, en los últimos 15 días, desde el 145 hasta el 160, se observan apreciables diferencias entre ambos. La razón de esto reside en el hecho de que desde aproximadamente el día 145, la disponibilidad de agua en el suelo se reduce a más de la mitad de su valor hasta ese momento. Por tanto, la LE real durante esos días es sensiblemente más baja que la LE potencial. Además, como se puede ver en la [figura 2](#), la mayoría de los días en los que la LE potencial es muy elevada se corresponden con días despejados, y por tanto, con las temperaturas más altas; sin embargo, los valores de LE real no ascienden tanto debido a esa falta de disponibilidad de agua en el suelo. La forma de evitar que esto ocurra es seleccionar solamente los días después de aquellos en los que ha llovido y en los que, por tanto, el contenido en agua del suelo es suficiente para asegurar que LE real y LE potencial serán prácticamente iguales.

Por otro lado, a través de las técnicas de correlación turbulenta se obtienen directamente valores de LE real. Por tanto, los valores calculados por este método siguen una tendencia similar a los estimados a través del método propuesto, con independencia de la disponibilidad de agua en el suelo, tal y como se puede observar en la [figura 3](#).

En la [Tabla 2](#) se muestra un análisis cuantitativo de la comparación de nuestros resultados con los valores obtenidos a través de los otros dos métodos indicados, para los días posteriores a una lluvia.

La validez y los buenos resultados de la ecuación de Penman-Monteith a la hora de estimar valores de LE a escala local han sido ampliamente reconocidos, y habitualmente se le ha considerado como el método de referencia para comprobar la bondad de otros modelos. De esta forma, si tomamos la ecuación de Penman-Monteith como método de validación, nos encontramos con un error de precisión en la obtención de LE_d real del 18%.

5.3. Aplicación a imágenes de satélite

En la [figura 4](#) podemos observar una composición en falso color (bandas 5, 4 y 3) de la región seleccionada dentro de la imagen completa del sensor ETM+ a bordo del satélite Landsat 7.

El primer paso, de acuerdo con el proceso indicado en la sección 3.4, es la elaboración del mapa de P_v . En la [figura 5](#) podemos distinguir claramente desde las zonas de suelo desnudo hasta las zonas de cobertura completa de vegetación; las zonas de agua aparecen en blanco. A continuación, y considerando un valor de $\langle de \rangle = 0,035$ para la configuración característica de la

zona, obtenemos el mapa de emisividades ([figura 6](#)). En la [figura 7](#) se muestra el mapa de T_s , tras las correspondientes correcciones por el efecto de la atmósfera y la emisividad.

Para la hora de paso del satélite se registraron, en la torre meteorológica situada en la zona de estudio, unos valores de $T_a=10,0$ °C y $u=3,9$ m/s, a partir de los cuales se ha elaborado el mapa de r_a^* ([figura 8](#)). En cuanto a los valores de T_c y T_b se pueden obtener a través de la propia imagen de T_s , seleccionando áreas de suelo y de cobertura completa de vegetación respectivamente. De esta forma encontramos que $T_c=15,7$ °C y $T_b=22,4$ °C. Llegados a este punto, aplicando la ecuación (A.6) a toda la imagen, podemos obtener un mapa de flujo de calor sensible a esa hora ([figura 9](#)). Si nos fijamos en la zona concreta de estudio de la campaña SIFLEX, y realizamos la media de los valores de H_i dentro de una ventana de 3×3 píxeles, obtenemos un valor de $H_i= 270 \pm 70$ W/m² frente al valor de $H_i= 290 \pm 60$ W/m² medido sobre la zona. El valor de H_i extraído de la imagen está ligeramente por debajo del medido, aunque en cualquier caso dentro del error de estimación.

En la [figura 10](#) mostramos el mapa de R_n sobre la zona, correspondiente a la hora de paso del satélite (en torno a las 10:00 UTC). Repitiendo la misma comparación hecha anteriormente, pero en este caso con valores de R_n , de la imagen obtenemos un valor de $R_{ni}= 469 \pm 14$ W/m² frente al valor de $R_{ni}= 450 \pm 30$ W/m² medido sobre la zona. Como podemos ver existe un buen acuerdo entre ambos.

Finalmente, a través de la ecuación (2) llevamos a cabo el cálculo de LE_d considerando un valor de $R_{nd}/R_{ni}=0,36 \pm 0,007$, tal como indica la [Tabla 1](#). En la [figura 11](#) podemos observar el mapa resultante de LE_d . Si nos fijamos en el área de medida de SIFLEX, de la media de los valores de LE_d dentro de una ventana de 3×3 píxeles, obtenemos un valor de $LE_d= 2,5 \pm 0,7$ mm/día. El error de $\pm 0,7$ mm/día corresponde a la precisión del método para esa hora ($\pm 24\%$), estimada en la sección 5.1, ya que es mayor que la desviación estándar de la muestra. El valor obtenido es algo inferior a los 3,8 mm/día estimados por la ecuación de Penman-Monteith, pero está de acuerdo (dentro del error), con el valor de $LE_d= 1,8 \pm 0,4$ mm/día medido en superficie mediante técnicas de correlación turbulenta.

6. Discusión

Los errores que hemos obtenido en el cálculo de la evapotranspiración real, a través del método descrito, están de acuerdo con los mostrados en otros trabajos. Norman *et al.* (1995) aplicaron un modelo de dos capas con asociación de resistencias en paralelo en las campañas experimentales Monsoon '90 y FIFE (First International Satellite land surface climatology project Field Experiment). Representando linealmente los valores calculados frente a los observados, dichos autores obtuvieron unos coeficientes de correlación de 0,83 y 0,93 para las campañas Monsoon '90 y FIFE respectivamente, además de unos valores de MAD y RMSD de $\pm 0,7$ y $\pm 0,8$ mm/día para el conjunto de las dos experiencias. Kustas *et al.* (1994), haciendo uso en este caso de un modelo de una sola capa, obtuvo para Monsoon '90 unos valores de MAD y RMSD de $\pm 0,5$ y $\pm 0,7$ mm/día respectivamente. Nie *et al.* (1992) calcularon la evapotranspiración para FIFE con un error de $\pm 20\%$. Ibáñez *et al.* (1997) obtuvieron valores de LE sobre hierba con un error también de $\pm 20\%$ y un coeficiente de correlación de 0,88.

Si nos centramos en estudios de este tipo sobre bosques, Burke y Stewart (1997) estimaron un valor medio de LE_d para un bosque abierto con un error de estimación de $\pm 0,7$ mm/día, lo que suponía un error relativo de $\pm 40\%$.

Finalmente, el valor medio de LE_d para la zona y el periodo de estudio resulta ser de $2,6 \pm 0,5$ mm/día. Este valor es del mismo orden de magnitud que los obtenidos por otros autores en bosques de características similares. Por ejemplo, para bosques boreales de Canadá se han obtenido valores de 1,9 mm/día (Baldocchi y Vogel, 1997) y de 1,5-2,0 mm/día (Admiro y Wuschke, 1987; Lafleur, 1992; Fitzjarrald y Moore, 1994). Durante la campaña NOPEX (NORthern hemisphere climate-Processes land-surface EXperiment), se estimó en Suecia un valor de 1,91 mm/día (Cienciala et al., 1997; Grelle et al., 1997). Otros valores son, por ejemplo, los 1,16 mm/día obtenidos en bosques de Siberia (Ohta et al., 2001) o los 1,8 mm/día estimados en un bosque abierto en Níger (Burke y Stewart, 1997).

7. Conclusiones

En este trabajo presentamos un método con el cual podemos obtener la evapotranspiración real diaria en una zona de bosque boreal con un error de estimación de aproximadamente $\pm 20\%$. Para ello se necesita una diferencia instantánea entre las temperaturas del aire y de la superficie, que no es necesario que corresponda justo al medio día, sino que puede oscilar dentro de un intervalo de cinco horas entorno a él. El conocido valor de 0,3 para el cociente R_{nd}/R_{ni} no es válido para estas latitudes. Los cálculos realizados sobre la zona muestran como este valor oscila entre 0,36 y 0,64 de las 10:00 a las 15:00 UTC. Por otro lado, teniendo en cuenta que para aplicar el método propuesto se necesita el valor de temperatura de la superficie obtenido mediante teledetección, sobre superficies heterogéneas debemos usar el valor de la resistencia aerodinámica efectiva correspondiente a las características de dicha superficie. Para la zona de estudio estimamos unos valores de r_a^* oscilantes entre 36 s/m y 87 s/m, dependiendo de la hora del día considerada, con un error de estimación medio de $\pm 9\%$. Los valores de evapotranspiración diaria calculados se compararon con las estimaciones a través de técnicas de correlación turbulenta y de la ecuación de Penman-Monteith. Tomando este último método como referencia más fiable para la validación de nuestros cálculos, obtuvimos un error de precisión de $\pm 18\%$. La media de la evapotranspiración real diaria en la zona de estudio durante el periodo en el que se desarrolló la campaña resultó ser de $2,6 \pm 0,5$ mm/día, de acuerdo con los valores estimados por otros autores sobre zonas de características similares.

Finalmente, aplicamos el modelo a una imagen del sensor ETM+ a bordo del satélite Landsat 7, y obtuvimos un mapa de evapotranspiración diaria en torno a la zona de estudio. De esta forma se muestra la potencialidad del método no sólo a escala local, sino también a escala regional. Además se observa un buen acuerdo entre los valores extraídos de la imagen y los valores registrados en superficie para la zona de estudio.

En resumen, el método propuesto nos permite estimar la evapotranspiración diaria real en zonas de bosque boreal, similares a la presentada en este trabajo. Para ello solamente necesitamos medidas directas en superficie de la temperatura del aire y la velocidad del viento (disponibles en cualquier estación meteorológica convencional), el resto de parámetros de entrada, como son la

Sánchez Tomás, J. M. et al. (2005): "Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Artículos)*, n° 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157

temperatura de la superficie o la radiación neta, pueden obtenerse a través de teledetección. Por último, es importante señalar el hecho de que el método no sólo es aplicable al medio día, como se ha hecho hasta ahora, sino que es válido en el intervalo 10:00-15:00 UTC.

Referencias bibliográficas

- Admiro, B. D. y Wuschke, E. E. (1987): "Evapotranspiration from a boreal forest drainage basin using an energy balance/eddy correlation technique", *Boundary-Layer Meteorology*, 38, pp. 125-139.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., y Smith, M. (1998): "Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements", *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 56, pp. 300 .
- Artigao, M. M., Rubio, E. y Caselles, V. (2005): "Estimating actual evapotranspiration in vineyards", *Journal of Applied Meteorology*, (en prensa).
- Aurela, M., Laurila, T. y Tuovinen, J. P. (2001): "Seasonal CO₂ balances of a subarctic mire", *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 1623-1638.
- Baldocchi, D.D. y Vogel, C.A. (1997): "Seasonal variation of energy and water vapor exchange rates above and below a boreal jack pine forest canopy", *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 28939-28951.
- Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Chetwynd, J. H., Bernstein, L. S., Shettle, E. P., Matthew, M.W. y Adler-Golden, S. M. (1999): MODTRAN 4 user's manual. In: Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate. Air Force Materiel Command, Hascom AFB, MA.
- Brutsaert, W. (1984): *Evaporation into the atmosphere*. Dordrecht, Holland, D. Reidel Publishing Company.
- Burke, E.J. y Stewart, J.B. (1997): "Test of a sensible heat flux-Radiometric surface temperature relationship for HAPEX-SAHÉL", *Boundary - Layer Meteorology*, 84 (2), pp. 329-337.
- Caselles, V., Sobrino, J.A. y Coll, C. (1992): "On the use of satellite thermal data for determining evapotranspiration in partially vegetated areas", *International Journal of Remote Sensing*, 13(14), pp. 2669-2682.
- Cienciala, E., Kuera, J., Lindroth, A., Cermak, J., Grelle, A. y Halldin, S. (1997): "Canopy transpiration from a boreal forest in Sweden during a dry year", *Agricultural and Forest Meteorology*, 86, pp. 157-167.
- Chebouni, A., Lo Seen, D., Njoku, E. y Monteny, B. (1996): "Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces", *Remote Sensing of Environment*, 58, pp. 177-186.
- Choudhury, B. J. y Monteith, J. L. (1988): "A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, pp. 373-398.
- European Space Agency (ESA) (2002), Fluorescence workshop, SIFLEX-2002, June 2002, Noordwijk, The Netherlands, ESA-ESTEC.
- Fitzjarrald, D.R. y Moore, K.E. (1994): "Growing season boundary layer climate and surface exchanges in a subarctic lichen woodland", *Journal of Geophysical Research*, 99, pp. 1899-1917.
- Grelle, A., Lundberg, A., Lindroth, A., Moren A.S. y Cienciala, E. (1997): "Evaporation components of a boreal forest: variations during the growing season", *Journal of Hydrology*, 197, pp. 70-87.
- Gustafsson, D., Lewan, E., Van Der Hurk, B. J. J. M., Viterbo, P., Grelle, A., Lindroth, A., Hall, F., Huemmrich, K., Goetz, S., Sellers, P., y Nickeson, J. (1992): "Satellite remote sensing of surface

energy balance: success failures and unresolved issues in FIFE", *Journal of Geophysical Research*, 97, pp. 19061-19089.

Hupet, F. y Vanclooster, M. (2001): "Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration" *Journal of Hydrology*, 243, pp. 192-204.

Ibáñez, M., Pérez, P.J., Caselles, V. y Castellvi, F. (1997): "A simple Method for Estimating the Latent Heat Flux over Grass from Radiative Bowen Ratio", *Journal of Applied Meteorology*, 37, pp. 387-392.

Idso, S., Jackson, R. y Reginato, R. (1975): "Estimating evaporation: a technique adaptable to remote sensing", *Science*, 189, pp. 991-992.

Itier, B. y Riou, C. (1982): "Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge", *Journal de Recherches Atmospheriques*, 16, pp. 113-125.

Jackson, R.D., Reginato, R.J. e Idso, S. B. (1977): "Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements", *Water Resources Research*, 13, pp. 651-656.

Jensen, M. E., Burman, R. D. y Allen, R. G. (1990): *Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manual N° 70*, New York, American Society of Civil Engineers.

Kustas, W.P. y Stewart, J.B. (1992). "An intercomparison of surface energy flux measurement systems used during FIFE 1987", *Journal of Geophysical Research*, 97, pp. 18715-18724.

Kustas, W.P., Moran, M.S., Humes, K.S., Stannard, D.I., Pinter Jr., Hipps, L.E., Swiatek, E. y Goodrich, D.C. (1994): "Surface energy balance estimates at local and regional scales using optical remote sensing from an aircraft platform and atmospheric data collected over semiarid rangelands", *Water Resources Research*, 30, pp. 1241-1259.

Kustas, W.P. y Norman, J.M. (1999): "Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover", *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, pp. 13-29.

Lankreijer, H., Lundberg, A., Grelle, A., Lindroth, A. y Seibert, J. (1999): "Evaporation and storage of intercepted rain analysed by comparing two models applied to a boreal forest", *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, pp. 595-604.

Lafleur, P.M. (1992): "Energy balance and evapotranspiration from a subarctic forest", *Agricultural and Forest Meteorology*, 58, pp. 163-175.

Monteith, J. L. (1973): *Principles of environmental physics*, Londres, Edward Arnold Publisher.

Monteith, J. L. (1981): "Evaporation and surface temperature", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107, pp. 1-27.

Niclòs, R., Caselles, V., Coll, C., Valor, E. y Sánchez, J.M. (2005): "In situ Surface Temperature Retrieval in a Boreal Forest under Variable Cloudiness Conditions", *International Journal of Remote Sensing*, (en prensa).

Nie, D., Kanemasu, E.T., Fritschen, L., Weaver, H.L., Smith, E.A., Verma, S.B., Field, R.T., Kustas, W. P. y Stewart, J. B. (1992): "An intercomparison of surface energy flux measurement systems used during FIFE 1987", *Journal of Geophysical Research*, 97, pp. 18715-18724.

Norman, J., Kustas, W. y Humes, K. (1995): "Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature", *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, pp. 263-293.

Ohta, T., Hiyama, T., Tanaka, H., Kuwada, T., Maximov, T.C., Ohata, T. y Fukushima, Y. (2001): "Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in eastern Siberia", *Hidrological Processes*, 15, pp. 1459-1476.

Sánchez Tomás, J. M. et al. (2005): "Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Artículos)*, n° 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157

- Price, J. (1982): "On the use of satellite data to infer surface fluxes at meteorological scales", *Journal of Applied Meteorology*, 21, pp. 1111-1122.
- Price, J. (1989): "Quantitative aspects of remote sensing in the thermal infrared" en: *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. New York, pp. 578-603.
- Rubio, E., Caselles, V. y 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*, 59, pp. 490-521.
- Sánchez, J. M. y Caselles, V. (2005): *Recent research developments in thermal remote sensing*, pp. 157-180, Kerala, Research Signpost.
- Seguin, B. e Itier, B. (1983): "Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data", *International Journal of Remote Sensing*, 4(2), pp. 371-383.
- Shuttleworth, W. y Wallace, J. (1985): "Evaporation from sparse crops: an energy combination theory", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, pp. 1143-1162.
- Shuttleworth, W. y Gurney, R. J. (1990): "The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116, pp. 497-519.
- Starks, P. J., Norman, J. M., Blad, B. L., Walter-Shea, E. A. y Walthall, C. L. (1991): "Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectionally reflected radiance data", *Remote Sensing of Environment*, 38, pp. 123-134.
- Sun, J.L. y Mahrt, L. (1995): "Relationship of surface heat flux to microscale temperature variations: application to BOREAS", *Boundary- Layer Meteorology*, 76(3), pp. 291-301.
- Valor, E. y Caselles, V. (1996): "Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas", *Remote Sensing of Environment*, 57, pp. 167-184.
- Valor, E. y Caselles, V. (2005): "Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation" en: *Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing*. Kerala (India), Research Signpost, pp. 1-20.
- Vidal, A., Kerr, Y., Lagouarde, J. P. y Segun, B. (1987): "Teledetection et bilan hydrique: utilisation combinee d'un modele agrometeorologique et des donnees de l'IR thermique du satellite NOAA-AVHRR", *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, pp. 155-175.
- 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*, 10 (8), pp. 1327-1337.
- Zhan, X., Kustas, W. y Humes, K. (1996): "An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature", *Remote Sensing of Environment*, 58, pp. 242-256.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la ESA (ESTEC Contract n° 16026/02/NL/SF), el MCyT (Acción Especial REN 2002-11605-E/CLI; Proyecto REN 2001-3116/CLI, y el contrato de investigación "Ramón y Cajal" del Dr. E. Valor), el MEC (Proyecto CGL2004-06099-C03-01/CLI, Acción Complementaria CGL2004-0166-E y Beca FPU de R. Nicolòs) y la Universitat de València (Beca "V Segles" de J. M. Sánchez).

TABLAS

Tabla 1. Valores de los parámetros empleados en el modelo propuesto para cada intervalo horario: cociente entre la radiación neta diaria e instantánea, R_{nd}/R_{ni} ; resistencia aerodinámica efectiva, r_{ai}^* ; coeficiente de intercambio, B , evapotranspiración diaria media, LE_d ; error relativo de estimación de LE_d , $E_r(LE_d)$.

Hora (UTC)	R_{nd}/R_{ni}	r_{ai}^* (s/m)	B (W/m^2)	LE_d (W/m^2)	$E_r(LE_d)$ (%)
10:00-11:00	0,36±0,007	64±7	7,5±1,6	71±17	24
11:00-12:00	0,38±0,006	77±7	6,0±1,2	73±15	21
12:00-13:00	0,41±0,008	87±6	5,8±1,1	75±14	19
13:00-14:00	0,49±0,013	72±5	8,0±1,5	75±15	20
14:00-15:00	0,64±0,023	36±5	20±4	63±20	30

Tabla 2. Evaluación del método propuesto mediante comparación con la técnica de correlación turbulenta (CT) y la ecuación de Penman-Monteith (PM). Las variables $\langle O \rangle$ y $\langle P \rangle$ son las medias de los valores obtenidos por un método dado (O_i) y los estimados a través del nuestro (P_i), respectivamente; a y b son la pendiente y la ordenada en el origen resultantes del ajuste lineal; r es el coeficiente de correlación de dicho ajuste;

$$MAD = \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| / n; \quad RMSD = \left[\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 / n \right]^{1/2}; \quad BIAS = \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) / n.$$

	$\langle O \rangle$ (mm/día)	$\langle P \rangle$ (mm/día)	a (mm/día)	b	MAD (mm/día)	RMSD	RMSD/ $\langle O \rangle$	r	BIAS
CT	2,2±1,1	2,8±1,0	0,7	1,3	0,6	0,8	0,37	0,77	0,6
PM	3,0±1,0	2,8±1,0	0,9	0,2	0,5	0,5	0,18	0,86	-0,2

FIGURAS

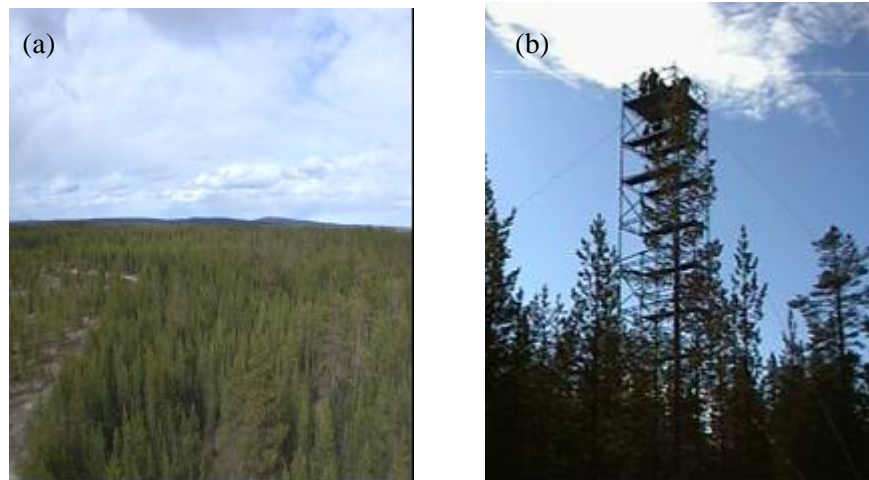


Figura 1. (a) Vista general de la zona de estudio; (b) Torre de medidas diseñada para la campaña SIFLEX-2002.

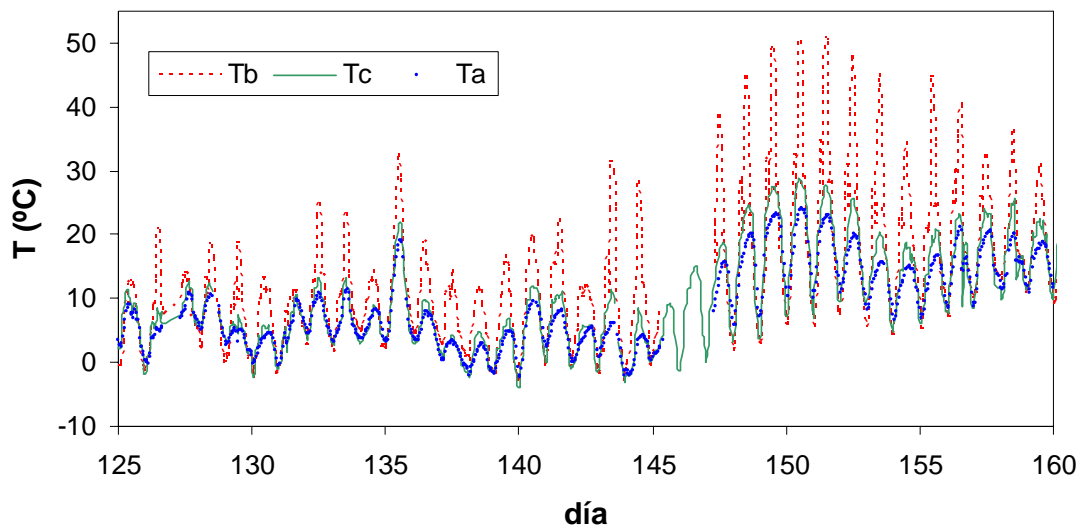


Figura 2. Evolución de la temperatura del suelo, T_b , la temperatura de la vegetación, T_c , y la temperatura del aire, T_a , a lo largo de la campaña SIFLEX-2002.

Sánchez Tomás, J. M. et al. (2005): "Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Artículos)*, n° 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157

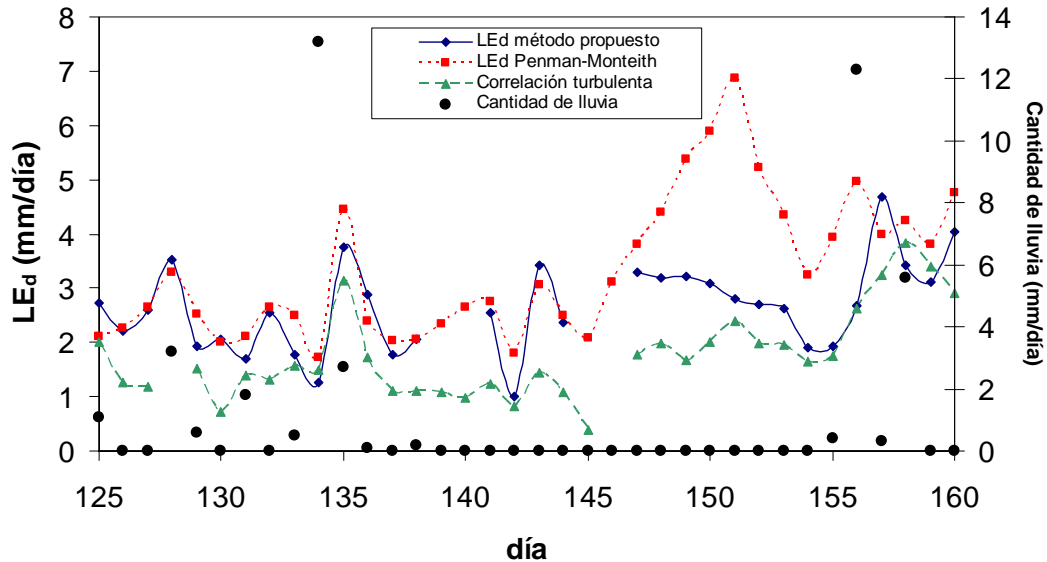


Figura 3. Evolución de la evapotranspiración diaria, LE_d (mm/día), estimada a través de los tres métodos, y la cantidad de lluvia (mm/día) a lo largo de la campaña SIFLEX-2002.

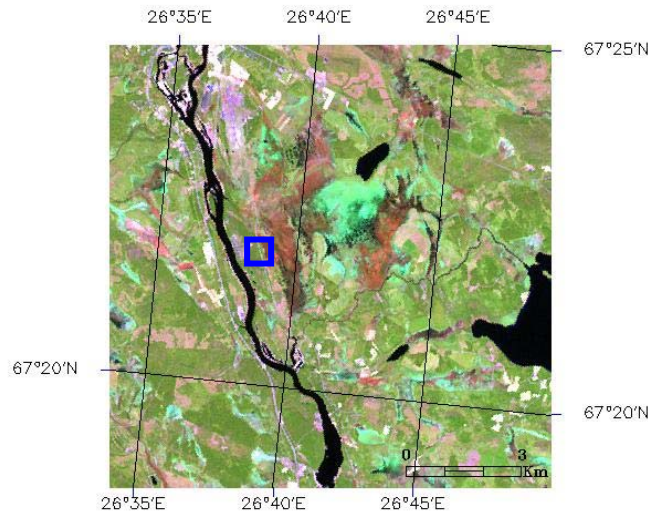


Figura 4. Composición en falso color (5, 4, 3) obtenida a partir de una imagen Landsat-ETM+ (27 de mayo de 2002). La zona concreta en la que se desarrolló la campaña SIFLEX-2002 aparece indicada con un recuadro azul en la parte central de la imagen.

Sánchez Tomás, J. M. et al. (2005): "Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Artículos)*, n° 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157

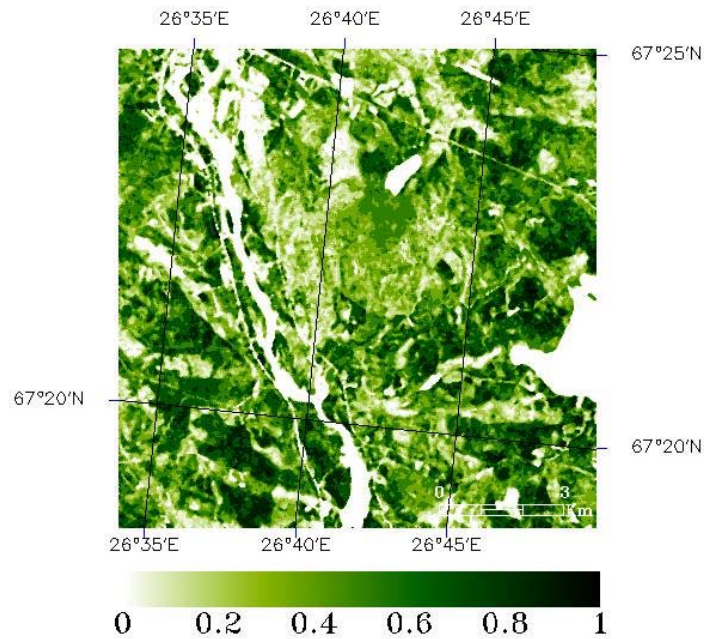


Figura 5. Imagen de P , correspondiente a la zona de estudio.

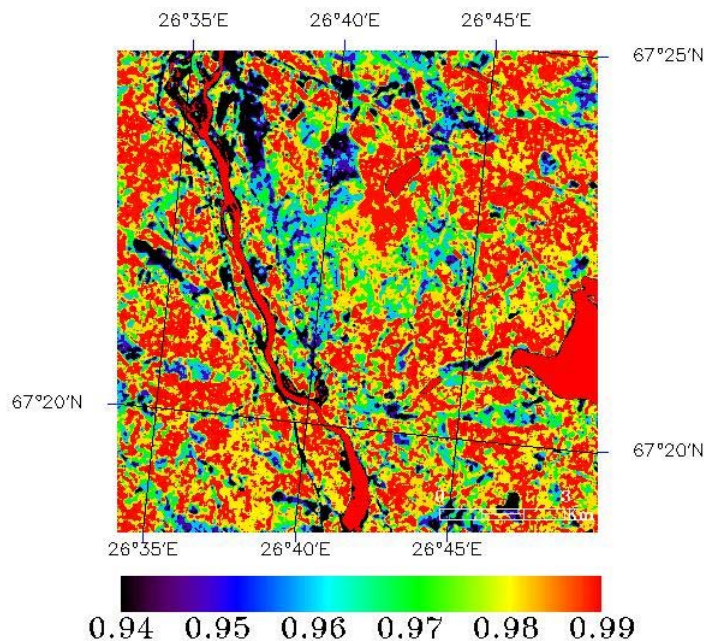


Figura 6. Imagen de ϵ correspondiente a la zona de estudio.

Sánchez Tomás, J. M. et al. (2005): "Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Artículos)*, n° 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157

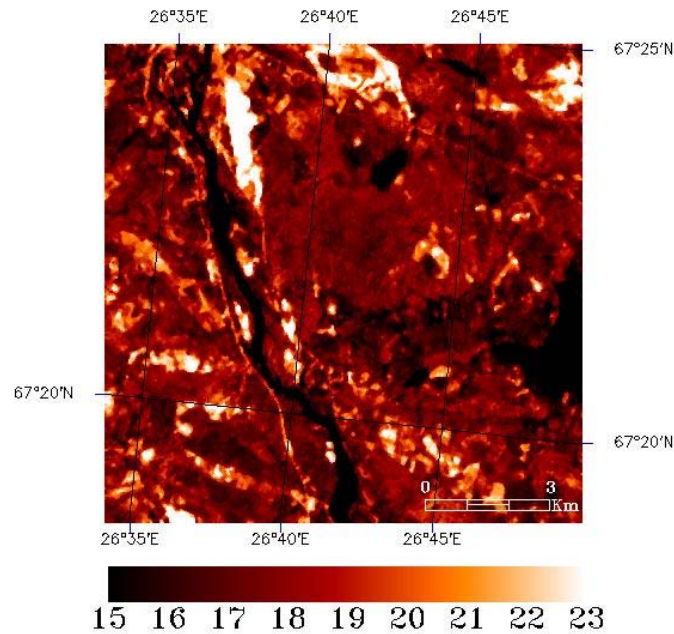


Figura 7. Imagen de T_s ($^{\circ}\text{C}$) correspondiente a la zona de estudio.

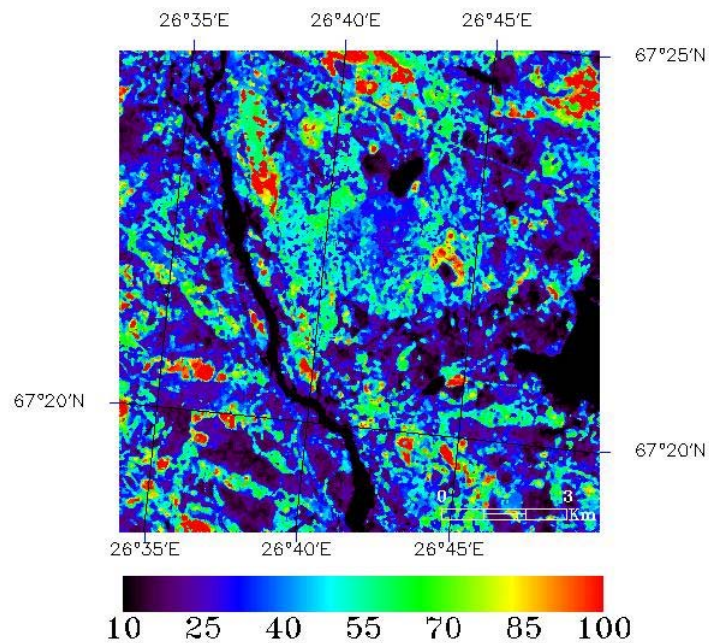


Figura 8. Imagen de r_a^* (s/m) correspondiente a la zona de estudio.

Sánchez Tomás, J. M. et al. (2005): "Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Artículos)*, n° 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157

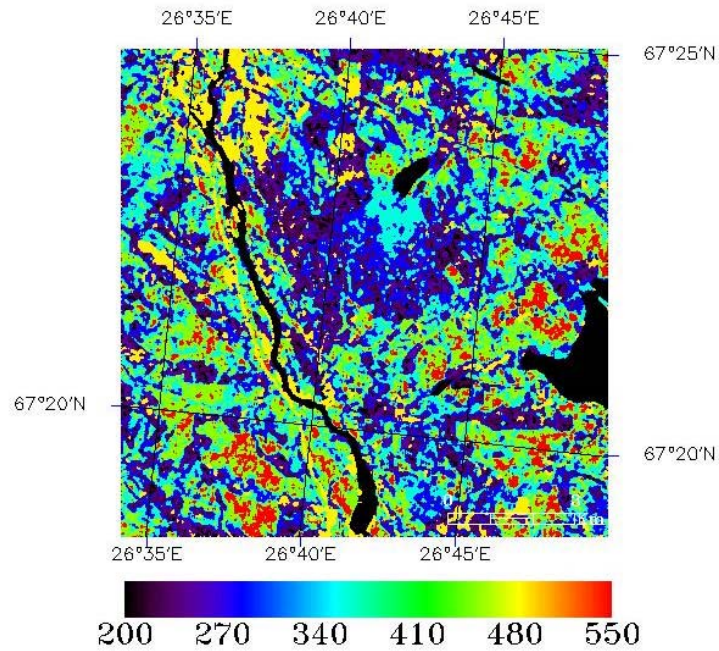


Figura 9. Imagen de H_i (W/m^2) correspondiente a la zona de estudio.

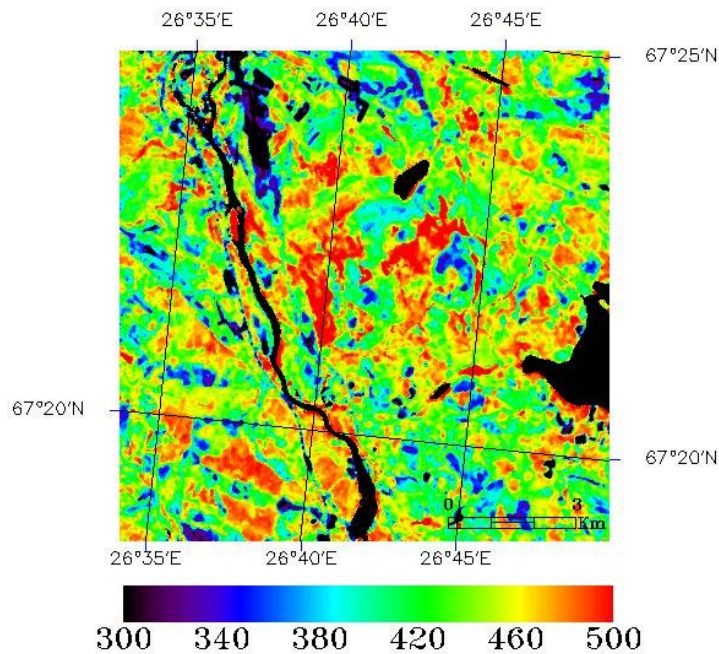


Figura 10. Imagen de R_{ni} (W/m^2) correspondiente a la zona de estudio.

Sánchez Tomás, J. M. et al. (2005): "Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Artículos)*, n° 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157

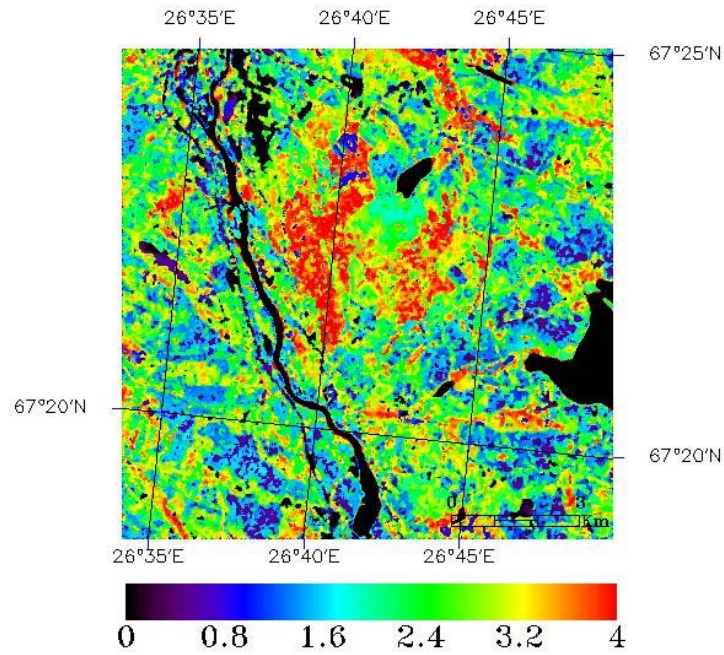


Figura 11. Imagen de LE_d (mm/día) correspondiente a la zona de estudio.

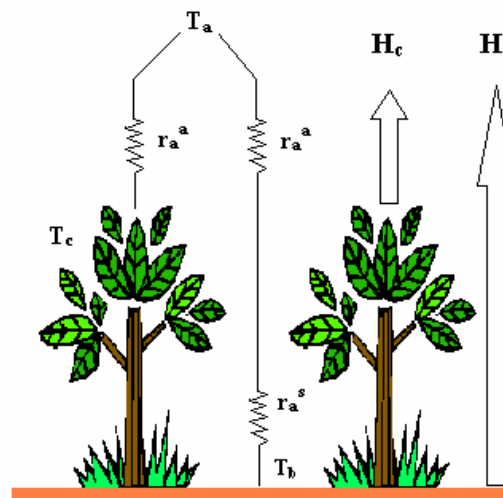


Figura 12. Esquema de resistencias y flujos de calor sensible correspondiente a un modelo de dos capas con asociación en paralelo.

APÉNDICE 1

Los primeros modelos de resistencias que aparecieron fueron los modelos de una sola capa; en este sentido Monteith (1973) propuso una ecuación para obtener el flujo de calor sensible basada en la analogía con la ley eléctrica de Ohm:

$$H = \rho C_p \frac{T_0 - T_a}{r_a^a} \quad (\text{A.1})$$

donde ρ es la densidad del aire (kg/m^3), C_p es el calor específico del aire a presión constante (J/kg K), T_0 es la temperatura aerodinámica (K), T_a es la temperatura del aire (K) a una cierta altura, z , y r_a^a es la resistencia aerodinámica del aire (s/m) y en condiciones de atmósfera neutra viene expresada como:

$$r_a^a = \frac{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u} \quad (\text{A.2})$$

donde z es la altura de referencia (m), z_0 es el parámetro de rugosidad (m), d es la altura del plano de desplazamiento cero (m), k es la constante de Von Karman ($\sim 0,41$), y u es la velocidad del viento (m/s) medida a la altura z . Sin embargo, estos modelos de una capa solamente tenían aplicación en zonas homogéneas, ya que presentaban importantes limitaciones en áreas de cultivo o vegetación con cobertura parcial. Como solución a este problema se desarrollaron los modelos de dos capas.

En la [figura 12](#), podemos observar el esquema del modelo de dos capas con asociación de resistencias en paralelo de Norman *et al.* (1995), de acuerdo con el cual, los flujos de calor sensible correspondientes al suelo, H_s , y a la vegetación, H_c , vienen dados por las expresiones:

$$H_s = \rho C_p \frac{T_b - T_a}{r_a^s + r_a^a} \quad (\text{A.3})$$

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^a} \quad (\text{A.4})$$

donde T_b y T_c son las temperaturas del suelo y de la vegetación, respectivamente, y r_a^s es la resistencia aerodinámica del suelo (s/m), que viene dada por la expresión (Norman *et al.*, 1995):

$$r_a^s = \frac{1}{c(T_b - T_c)^{1/3} + bu_s} \quad (\text{A.5})$$

donde c y b son constantes y u_s es la velocidad del viento a nivel del suelo.

Por otro lado, el flujo de calor sensible total de la escena viene dado, según el esquema de Norman *et al.* (1995), por la expresión:

$$H = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^*} \quad (\text{A.6})$$

donde r_a^* es una resistencia aerodinámica efectiva, que sustituye a r_a^a en la ecuación (A.1), y que permite utilizar la temperatura de la superficie, T_s , en lugar de la temperatura aerodinámica, T_θ .

De acuerdo con Sánchez y Caselles (2005), en un modelo de asociación de resistencias en paralelo, la relación entre los flujos de calor sensible, total y parciales, viene dada por la ecuación:

$$H = (1 - P_v)H_s + P_v H_c \quad (\text{A.7})$$

donde P_v es la proporción de vegetación de la zona.

A partir de las expresiones (A.3), (A.4), (A.6) y (A.7), Sánchez y Caselles (2005) propusieron una nueva ecuación que permite calcular el valor de r_a^* a partir de las resistencias y las temperaturas por separado del suelo y de la vegetación:

$$r_a^* = \frac{T_c P_v + T_b (1 - P_v) - T_a}{P_v \frac{(T_c - T_a)}{r_a^a} + (1 - P_v) \frac{(T_b - T_a)}{r_a^a + r_a^s}} \quad (\text{A.8})$$

Introduciendo este modelo de resistencias en paralelo en la EBE, se puede calcular LE_d como una función del valor instantáneo de la diferencia entre la temperatura de la superficie y la del aire. Esto es posible gracias a la relación $H_d/R_{nd} = H_i/R_{ni}$ (Itier y Riou, 1982). Teniendo en cuenta esta expresión, Seguin e Itier (1983) escribieron la EBE, despreciando el término G , como:

$$LE_d = R_{nd} - B(T_s - T_a)_i \quad (\text{A.9})$$

donde los subíndices i y d se refieren a valores instantáneos al medio día y valores diarios respectivamente. El coeficiente B denominado "coeficiente de intercambio" ($\text{W/m}^2 \text{ K}$), viene pesado por el cociente R_{nd}/R_{ni} y muestra la contribución relativa de la radiación neta al medio día, cuando se integra el intercambio radiativo global. En los primeros modelos de dos capas, este coeficiente B era solamente válido para zonas homogéneas. Caselles *et al.* (1992) lo adaptaron para que pudiera ser aplicado también a zonas heterogéneas, reemplazando r_{ai} por r_{ai}^* :

$$B = \frac{R_{nd}}{R_{ni}} \frac{\rho C_p}{r_{ai}^*} \quad (\text{A.10})$$