

VNIVERSITAT  
D VALÈNCIA ( ) Facultat de Física

Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica



**ESTIMACIÓN MEDIANTE TELEDETECCIÓN  
DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL  
A PARTIR DE UN MODELO DESACOPLADO  
DE DOS FUENTES**

**TESIS DOCTORAL  
JUAN MANUEL SÁNCHEZ TOMÁS**

**2008**



**UNIVERSITAT DE VALÈNCIA**

**Facultad de Física**

**Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica**



UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

**Estimación mediante teledetección de la  
evapotranspiración real a partir de un modelo  
desacoplado de dos fuentes**

**Memoria presentada por:**

**JUAN MANUEL SÁNCHEZ TOMÁS**

**para optar al grado de Doctor en Física**



D. VICENTE CASELLES MIRALLES, Catedrático de Física Aplicada de la Facultat de Física de la Universitat de València, y D. ENRIC VALOR i MICÓ, Profesor Titular de Física de la Tierra de la Facultat de Física de la Universitat de València,

CERTIFICAN: Que la presente Memoria titulada *“Estimación mediante teledetección de la evapotranspiración real a partir de un modelo desacoplado de dos fuentes”*, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica de esta Facultad, por D. Juan Manuel Sánchez Tomás, y constituye su Tesis Doctoral para optar al grado de Doctor en Física.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente firmamos el presente certificado en Burjassot, a 23 de abril de dos mil ocho.

Fdo.: Vicente Caselles Miralles

Fdo.: Enric Valor i Micó



*A mis padres*





*La elaboración de este trabajo no hubiera sido posible sin la ayuda y colaboración de ciertas personas e instituciones, a las cuales deseo expresar aquí mi más sincero agradecimiento.*

*En primer lugar a mis directores, el Dr. Vicente Caselles Miralles y el Dr. Enric Valor i Micò, quienes me ofrecieron la posibilidad de iniciarme en el mundo de la investigación y fomentaron mi espíritu de superación. A ellos tengo que agradecer su tiempo y disponibilidad para atender mis inquietudes, así como la confianza que depositaron en mí desde un primer momento.*

*A la profesora Soledad Gandía Franco, Directora del Departament de Física de la Terra y Termodinàmica, por su amable acogida y el apoyo prestado.*

*Al profesor César Coll Company, de quien he aprendido a desarrollar el espíritu crítico y constructivo tan necesario en la labor investigadora, gracias por tu continuo interés en mi trabajo.*

*Especialmente, a mis padres, Antonio y Pascuala, a quienes debo, no solamente la realización de esta Tesis, sino todo cuanto he conseguido hasta ahora. Gracias por vuestra fe incuestionable y vuestro apoyo incondicional.*

*A mi hermana Mari, por contagiarme su entereza y optimismo tan necesarios ante las adversidades del trabajo y de la vida.*

*No quisiera caer en el error de engañarme a mí mismo y no reconocer que has sido mi principal punto de apoyo en esta etapa de mi vida. Sin ti, quizás las palabras y frases de esta Tesis hubieran sido las mismas, pero no la persona que las ha escrito. Gracias Dory.*

*A mis compañeros de despacho: Raquel Niclòs, Joan Miquel Galve, María Mira y Raúl Rivas. Gracias Raquel por tu inestimable ayuda en los primeros pasos de esta andadura, y sobre todo por tu agradable compañía durante tantas y tantas horas de trabajo. A Joan Miquel por su disponibilidad para comentar y resolver cualquier tema ligado o no al propio trabajo, a María por alegrar con su envidiable vitalidad los largos días en el despacho, y por hacerme sentir útil ayudándole a resolver las pequeñas dudas que surgen diariamente, y a Raúl por compartir conmigo su sabiduría en el tema de la evapotranspiración, además de tantas otras conversaciones y*

*momentos inolvidables. Todos sois valioso ejemplo de convivencia y de saber compartir.*

*A todos mis compañeros del Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica: Guillem, Almudena, Alex, Carlos, Ana, Ceci, Víctor, Aurelio, José Luis, M<sup>a</sup> José, y un largo etcétera, por hacer más agradable y ameno el día a día, no solo dentro sino también fuera de la Universidad. Gracias a secretario/as y técnicos de laboratorio por su paciencia y simpatía. Por último, a Raúl, Felipe, Laura, Vicent, etc., compañeros inseparables de comidas, cafés y repaso a la actualidad diaria.*

*A los doctores William P. Kustas y Martha C. Anderson por su amable acogida en el Hydrolab USDA-ARS y su generosa ayuda durante mis estancias en Beltsville, Maryland (USA), así como por facilitar el acceso a los datos del programa OPE3. A ellos debo también la oportunidad de participar en la campaña experimental CLASSIC en el verano de 2007. La convivencia y cooperación con todo el equipo humano fue una experiencia inolvidable y altamente enriquecedora a nivel personal. También me gustaría agradecer a las doctoras M<sup>a</sup> del Mar Artigao y Eva Rubio el apoyo y complicidad prestados durante todo este tiempo, y en particular durante mi estancia en la Universidad de Castilla-La Mancha.*

*Merecen también ser agradecidos los puntuales, pero valiosos, comentarios y sugerencias sobre el trabajo de los doctores John M. Norman (University of Wisconsin, USA), Z. Su (ITC, The Netherlands), y Thom Schmugge (New Mexico State University, USA).*

*La realización de la presente Tesis Doctoral ha sido posible con la ayuda de una Beca “V Segles” de la Universitat de València. También tengo que agradecer la aportación económica recibida de la Agencia Espacial Europea (ESTEC Contract n<sup>o</sup> 16030/02/NL/SF), y los proyectos nacionales “Desarrollo de sensores remotos y técnicas de teledetección para mejorar la capacidad de observación de la atmósfera y el sistema climático (TELECLIMA)” (CGL2004-06099-C03-01/CLI) y “El uso de la teledetección para mejorar la observación de la atmósfera y del clima” (CGL2007-64666/CLI), financiados por el Ministerio de Educación y Ciencia.*

<b>1. Estimación de la evapotranspiración.....</b>	<b>1</b>
1.1. La evapotranspiración.....	3
1.2. La ecuación de balance energético.....	4
1.3. Modelos de una fuente.....	5
1.4. Modelos de dos capas.....	8
1.4.1. Modelos de asociación de resistencias en serie.....	8
1.4.2. Modelos de asociación de resistencias en paralelo.....	10
1.5. Modelo de balance de energía de dos fuentes.....	12
1.6. Contexto y objetivo de la Tesis.....	14
1.7. Resumen.....	16
<b>2. Modelo propuesto.....</b>	<b>17</b>
2.1. Flujo de calor sensible.....	19
2.2. Radiación neta.....	22
2.3. Flujo geotérmico.....	23
2.4. Flujo de calor latente.....	25
2.5. Temperaturas radiométricas.....	26
2.6. Resumen.....	27
<b>3. Campañas experimentales.....</b>	<b>29</b>
3.1. Cultivo de maíz.....	31
3.1.1. Descripción de la zona de estudio y medidas.....	31
3.1.2. Temperaturas radiométricas.....	35
3.1.3. Cierre del balance energético.....	40
3.2. Bosque boreal.....	41
3.2.1. Descripción de la zona de estudio y medidas.....	41
3.2.2. Temperaturas radiométricas.....	44
3.2.3. Cierre del balance energético.....	46
3.3. Resumen.....	47
<b>4. Validación y análisis de sensibilidad.....</b>	<b>49</b>

4.1. Validación del modelo en el cultivo de maíz.....	51
4.2. Validación del modelo en el bosque boreal.....	54
4.3. Intercomparación con el modelo de Kustas y Norman.....	58
4.4. Análisis de sensibilidad del modelo propuesto.....	59
4.5. Resumen.....	65
<b>5. Estimación de la evapotranspiración diaria a escala regional.....</b>	<b>67</b>
5.1. Metodología.....	69
5.2. Zona de estudio y medidas.....	73
5.3. Resultados y discusión.....	75
5.4. Resumen.....	82
<b>6. Conclusiones.....</b>	<b>85</b>
<b>Apéndice I:</b> Analogía entre la ecuación de transferencia de calor y la ley de Ohm.....	<b>89</b>
<b>Apéndice II:</b> Plano de desplazamiento cero y parámetros de rugosidad.....	<b>91</b>
<b>Apéndice III:</b> Funciones de estabilidad/inestabilidad.....	<b>93</b>
<b>Apéndice IV:</b> Artículo “Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations”.....	<b>95</b>
<b>Apéndice V:</b> Artículo “Estimating energy balance fluxes above a boreal forest from radiometric temperature observations”.....	<b>111</b>
<b>Apéndice VI:</b> Artículo “Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region”.....	<b>137</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>153</b>

# 1 Estimación de la evapotranspiración

*En este capítulo, se repasa el concepto de evapotranspiración (LE), y se hace referencia a la relevancia de su cuantificación en diferentes temáticas de estudio. En primer lugar, presentamos la Ecuación de Balance Energético (EBE), como punto de partida de los modelos para la obtención de la evapotranspiración basados en teledetección. Seguidamente, se hace una revisión histórica de los modelos más destacados, desarrollados en los últimos años, señalando los aspectos principales de cada uno de ellos, y sentando las bases del modelo propuesto en esta Memoria. Finalmente, se incluye una breve descripción del trabajo relacionado con esta línea de investigación, que se viene desarrollando en nuestro grupo, y de cuya evolución es resultado la presente Tesis Doctoral.*



## 1.1 La evapotranspiración

La evaporación representa la cantidad de agua que, por el proceso físico de vaporización, se transfiere a la atmósfera proveniente del suelo, las masas de agua y la vegetación. En un suelo con vegetación, existe, además, otra aportación de agua a la atmósfera: la transpiración de las plantas, que es la pérdida de vapor de agua por los vegetales, principalmente, por los estomas. Ambos fenómenos -evaporación y transpiración- se dan a la vez en la naturaleza, por lo que se utiliza el término *evapotranspiración*, para describir el proceso total de transferencia de agua a la atmósfera, desde suelos con vegetación.

La evapotranspiración es una de las fases principales del *ciclo hidrológico*. Éste, también llamado ciclo del agua, consiste en la transferencia continua de agua entre la atmósfera y la superficie de la tierra, a través de la precipitación, parte de la cual fluye a través de los ríos, hacia los lagos y mares, mientras que otra parte, se filtra hacia el interior de la tierra. El ciclo se cierra cuando el agua se evapora de la superficie, incorporándose de nuevo a la atmósfera.

El agua que entra en la fase de evapotranspiración del ciclo hidrológico, pasa a estar no disponible, y no se puede recuperar para su uso posterior. Esta consideración es importante en la planificación y gestión de los *recursos de agua*. En muchas partes del mundo, los recursos de agua disponibles son muy limitados, de ahí que un conocimiento exacto de la pérdida, a través de la evapotranspiración, sea indispensable. Precisamente, este término de evapotranspiración es el más difícil de entender del ciclo hidrológico, y un tanto complejo de estimar a una *escala regional*. La estimación regional de las otras fases del ciclo, como la precipitación o las corrientes de agua, conlleva problemas de muestreo. Pero en el caso de la evapotranspiración, existe además el problema añadido de su determinación en cada localización puntual. Una manera obvia de obtener la evapotranspiración, sería determinarla como un término residual del balance del ciclo hidrológico, cuando se conoce el resto de los términos. Sin embargo, errores muy pequeños, pero inevitables, en la medida de la precipitación -por ejemplo- pueden producir errores importantes en la evapotranspiración resultante. Esto explica porqué es necesario determinar la evapotranspiración independientemente del balance hidrológico.

Un concepto importante es el de *evapotranspiración potencial*. Este término se definió como la evaporación de una superficie extensa de cultivo sano que cubre

completamente el suelo y está siempre bien abastecido de agua. La evapotranspiración potencial es la que se utiliza, habitualmente, como información del suministro de agua, requerido en el diseño de esquemas de riego. Sin embargo, esta evapotranspiración potencial da una estimación de la cota superior de la evapotranspiración real. La disponibilidad o grado de escasez de agua, que constituye una medida útil en la caracterización del clima, se puede obtener precisamente por comparación entre la evapotranspiración real y la potencial.

A causa de la gran dificultad que existe en la medida directa de la evapotranspiración, se han desarrollado numerosos modelos para estimar esta magnitud. Algunos de ellos son muy realistas físicamente, pero a expensas de una gran complejidad: necesitan demasiadas medidas o estimaciones de parámetros, que hacen que éstos sean de difícil aplicación. Por otra parte, hay ecuaciones que sólo precisan datos meteorológicos, habitualmente disponibles, pero que fueron derivadas haciendo suposiciones que limitan significativamente la aplicación de las mismas. Hasta hace poco tiempo, el cálculo de  $LE$  se realizaba a través de modelos locales, que requieren de la medida de campo de sus variables de entrada (Jensen et al., 1990; Allen et al., 1998). Sin embargo, estos modelos nos proporcionan valores de  $LE$  potencial, y no de  $LE$  real. Además, su aplicación, a escala regional, sólo sería posible en aquellos casos en los que se disponga de una densa red de estaciones meteorológicas, lo cual es poco habitual. Este problema se soluciona al incorporar la Teledetección en el estudio de  $LE$ , gracias a que esta técnica ofrece la posibilidad de medir parámetros de la superficie de manera continua, sobre cualquier lugar del planeta. El punto de partida de los modelos para la obtención de  $LE$ , basados en teledetección, es la conocida *ecuación de balance de energía en la superficie*.

## 1.2 La ecuación de balance energético

En cualquier sistema de la superficie de la Tierra, la evapotranspiración supone la conexión entre el balance de agua y el balance energético. Éste último se expresa convenientemente a través de la *ecuación de balance de energía* de la superficie, que modela un sistema formado por la vegetación, el suelo y la atmósfera que los rodea, y viene dada por la expresión:

$$R_n = H + LE + G + S + A + Q \quad (1.1)$$



donde  $R_n$  es el flujo de radiación neta,  $H$  es el flujo de calor sensible,  $LE$  es el producto entre el calor latente de vaporización ( $L$ ) y la razón de evapotranspiración ( $E$ ), y constituye el flujo de calor latente o evapotranspiración,  $G$  es el flujo geotérmico,  $S$  es el flujo de calor almacenado en el aire,  $A$  es el flujo de calor por advección, y  $Q$  engloba un conjunto de términos relacionados con otros intercambios de energía, como por ejemplo la fotosíntesis. Todas las magnitudes anteriores vienen expresadas en  $W m^{-2}$ . En realidad, en muchos casos prácticos se puede omitir varios de estos términos, de manera que la ecuación (1.1) adopta una forma más simple. Una parte importante de la radiación total incidente se absorbe en la superficie de la tierra, y se transforma en energía interna. La posterior partición de esta energía interna en los distintos términos de la ecuación (1.1), constituye uno de los procesos más importantes que controlan la atmósfera. Como resultado del elevado calor latente de vaporización del agua, la evapotranspiración comporta la transferencia y redistribución de grandes cantidades de energía, bajo condiciones casi isotérmicas. Debido a que el aire puede contener solamente cantidades relativamente pequeñas, de vapor de agua, que se pueden condensar fácilmente en niveles superiores, el aire se puede secar con facilidad; esta liberación de energía, a través de la condensación y la precipitación, constituye la mayor fuente de calor para la atmósfera. En otras palabras, la evapotranspiración, como flujo de calor latente, juega un papel crucial en el control del clima y el tiempo atmosférico.

De todos los términos de que consta la EBE, los que más problemas plantean, a la hora de su estimación, y por tanto, los que requieren una mayor atención, son los flujos de calor sensible y latente. Generalmente, los esfuerzos se centran en el cálculo de  $H$ , mientras que  $LE$  se obtiene directamente como un residuo de la ecuación (1.1).

### 1.3 Modelos de una fuente

La analogía existente entre la ley de Ohm de la conducción eléctrica y la ecuación de transporte de calor (ver Apéndice I), permitió a Monteith (1973) desarrollar una ecuación para el cálculo del flujo de calor sensible entre dos puntos,  $H_{1-2}$ , a partir de la diferencia de temperatura entre dichos puntos,  $T_1-T_2$ :

$$H_{1-2} = \rho C_p \frac{T_1 - T_2}{r_a} \quad (1.2)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) y  $r_a$  es la resistencia aerodinámica entre los dos puntos ( $\text{s m}^{-1}$ ). Esta ecuación constituye el punto de partida de los llamados *modelos de resistencias*.

Los primeros modelos de resistencias se basaban en la hipótesis de la “gran hoja”, es decir, en considerar que la estructura de la vegetación o del cultivo, que vayamos a estudiar, se puede reducir a un único nivel, en el cual tienen lugar todos los intercambios de energía con la atmósfera, y cuyas características permanecen constantes, en toda su extensión. Este nivel se sitúa a la altura  $z_0+d$ , siendo  $z_0$  (m) el parámetro de rugosidad de la superficie, y  $d$  (m) la altura del plano de desplazamiento cero (ver Apéndice II).

De acuerdo con el esquema de los *modelos de una fuente* (Figura 1.1), el flujo de calor sensible entre la superficie y un cierto punto situado a una altura  $z$  (m), viene dado por la relación:

$$H = \rho C_p \frac{T_0 - T_a}{r_{ah}} \quad (1.3)$$

donde  $T_0$  (K) es la temperatura que caracteriza a la vegetación; toma el nombre de temperatura aerodinámica, y se define como la temperatura del aire al nivel  $z_0+d$ . Por su parte,  $T_a$  (K) es la temperatura del aire a la altura de referencia  $z$ , y  $r_{ah}$ , viene dada por la expresión (Szeicz et al., 1969):

$$r_{ah} = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u} \quad (1.4)$$

donde  $k$  es la constante de von Karman ( $\sim 0,41$ ), y  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) es la velocidad del viento, a la altura  $z$ .

Dada la dificultad de la medida directa de  $T_0$ , lo que se ha hecho habitualmente ha sido sustituir en la ecuación (1.3) el valor de  $T_0$  por el de la temperatura radiativa observada. Esta aproximación ha dado buenos resultados en los casos en que la cubierta era homogénea (Reginato et al., 1985; Zhan et al., 1996; Caselles et al., 1998). Sin embargo, para cubiertas heterogéneas, se han observado diferencias importantes entre

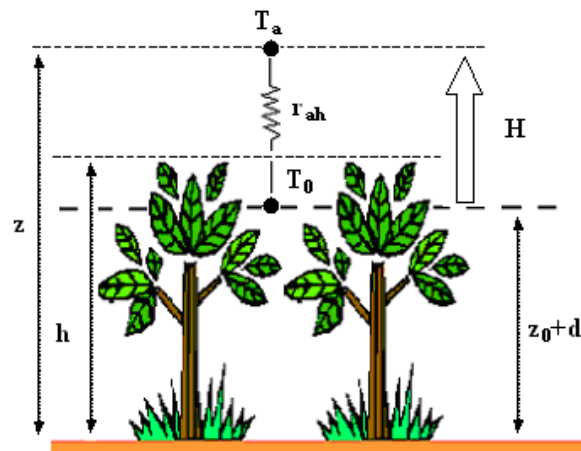
la temperatura radiativa y  $T_0$  (Hall et al., 1992); con lo cual, los modelos de una sola fuente no son aplicables a los casos de vegetación o cultivos dispersos.

Stewart et al. (1994) propusieron una solución para seguir aplicando los modelos de una fuente, sobre zonas heterogéneas. Estos autores añadieron una resistencia adicional, denominada resistencia de exceso,  $r_r$  ( $s\ m^{-1}$ ), al valor previo de  $r_{ah}$ , de forma que la expresión (1.3) seguía siendo válida tras la sustitución de  $T_0$  por la temperatura radiométrica de la superficie,  $T_R$ . Así pues, podemos escribir:

$$H = \rho C_p \frac{T_R - T_a}{r_{ah} + r_r} \quad (1.5)$$

Sin embargo, los valores de  $r_r$  se obtenían de una forma semiempírica, con lo que la operatividad de esta técnica se reducía a las zonas en las que se calculaba, previamente, ese valor de resistencia de exceso.

La solución definitiva a los problemas que plantean los modelos de una sola fuente sobre zonas heterogéneas, llegó de la mano de Shuttleworth y Wallace (1985). Estos autores fueron los primeros en distinguir dos niveles: uno correspondiente a la propia vegetación, y otro al suelo que se encuentra por debajo de ella. De esta forma, se puede hablar de un balance energético por separado, uno para el suelo y otro para la vegetación. Este es el punto de partida de los llamados *modelos de dos fuentes*.



**Figura 1.1.-** Esquema correspondiente a los modelos de una fuente.

Dentro de los modelos de dos fuentes, se plantean dos tratamientos diferentes, en función de que se considere acoplamiento o no entre el suelo y la vegetación: modelos acoplados (o *modelos de dos capas*) y modelos desacoplados (o *modelos de mosaicos*). Tradicionalmente, los esfuerzos se han centrado en desarrollar y mejorar los modelos de dos capas, sin embargo, en esta Tesis Doctoral proponemos un modelo de carácter desacoplado.

## 1.4 Modelos de dos capas

En función del esquema de asociación de resistencias que se establezca, para parametrizar las interacciones entre los tres componentes del sistema (vegetación-suelo-atmósfera), podemos hablar de *modelos de asociación de resistencias en serie y en paralelo*. A continuación, se hace una descripción de los dos tratamientos, señalando los aspectos comunes y las principales diferencias entre ambos.

### 1.4.1 Modelos de asociación de resistencias en serie

El modelo de resistencias en serie surgió con Choudhury y Monteith (1988), aunque se acabó de desarrollar con Shuttleworth y Gurney (1990). La idea básica de este modelo reside en que los flujos procedentes del suelo y de la vegetación confluyen en el nivel  $z_0+d$ , tal como muestra la Figura 1.2. De acuerdo con este esquema, los flujos de calor sensible correspondientes al suelo,  $H_s$ , y a la vegetación,  $H_c$ , pueden escribirse como:

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_0}{r_a^s} \quad (1.6)$$

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_0}{r_a^c} \quad (1.7)$$

donde  $T_s$  (K) es la temperatura del suelo, y  $T_c$  (K) es la temperatura de la vegetación o del cultivo en cuestión. En cuanto a las nuevas resistencias aerodinámicas que aparecen,  $r_a^s$ , llamada resistencia aerodinámica del suelo ( $s\ m^{-1}$ ), regula el flujo de calor entre la vegetación y el sustrato de suelo que tiene por debajo;  $r_a^c$ , denominada resistencia de cultivo ( $s\ m^{-1}$ ), controla la transferencia de calor entre la superficie de la vegetación y el aire en contacto con ella. La resistencia aerodinámica del aire,  $r_a^a$ , que

aparece en este esquema, normalmente, se asume igual al valor de  $r_{ah}$ , dado por la expresión (1.4).

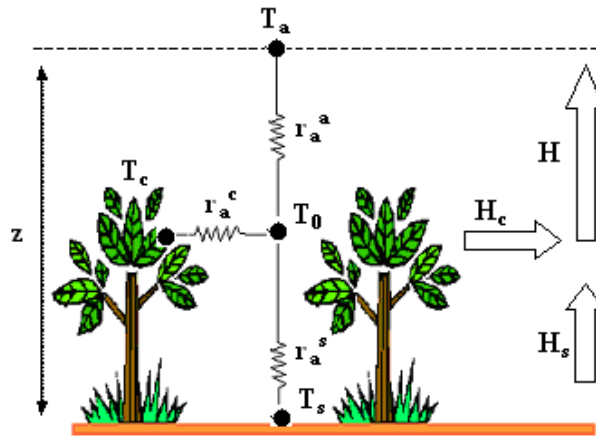
La primera expresión propuesta para calcular el valor de  $r_a^s$  fue la siguiente:

$$r_a^s = \frac{1}{a + bu_s} \quad (1.8)$$

donde  $a$  y  $b$  son constantes, y  $u_s$  ( $m\ s^{-1}$ ) es la velocidad del viento sobre la superficie del suelo, en el punto en que el efecto de la rugosidad es mínimo; viene dada por la expresión:

$$u_s = u_c \exp \left[ -0,28 \left( \frac{\ln \left( \frac{1}{1 - P_v} \right)}{0,5} \right)^{2/3} h^{1/3} s^{-1/3} \left( 1 - \frac{0,05}{h} \right) \right] \quad (1.9)$$

donde  $u_c$  ( $m\ s^{-1}$ ) es la velocidad del viento justo por encima de la vegetación,  $P_v$  es la proporción o cobertura de vegetación,  $s$  es el tamaño de la hoja, y  $h$  es la altura del cultivo o de la vegetación en cuestión.



**Figura 1.2.-** Esquema de resistencias y flujos de calor sensible correspondiente a un modelo de dos capas, con asociación de resistencias en serie.

En cuanto a  $r_a^c$ , Choudhury y Monteith (1988) propusieron la expresión:

$$r_a^c = \frac{0,5}{\text{Ln}\left(\frac{1}{1-P_v}\right)} \left\{ \frac{0,02}{\alpha_u} \sqrt{\frac{u(h)}{w}} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{\alpha_u}{2}\right) \right] \right\}^{-1} \quad (1.10)$$

donde  $\alpha_u$  es un coeficiente de atenuación,  $w$  es la anchura de las hojas, y  $u(h)$  es la velocidad del viento a la altura  $h$ .

La relación entre los flujos de calor sensible, total y parciales, viene dada por la expresión:

$$H = H_c + H_s \quad (1.11)$$

Como podemos observar, en el modelo de resistencias en serie todavía interviene  $T_0$ , como una variable fundamental en su esquema. Introduciendo las ecuaciones (1.3), (1.6) y (1.7) en la expresión (1.11), Shuttleworth y Gurney (1990) llegaron a una relación que permite calcular  $T_0$  a partir de los parámetros del aire, del suelo y de la vegetación:

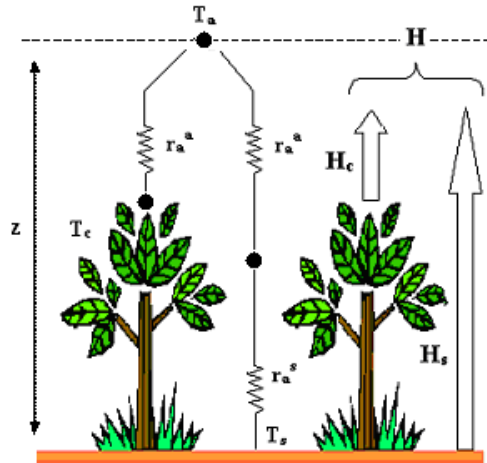
$$T_0 = \frac{r_a^a r_a^s T_c + r_a^c r_a^a T_s + r_a^c r_a^s T_a}{r_a^c r_a^s + r_a^a r_a^s + r_a^a r_a^c} \quad (1.12)$$

El modelo de asociación de resistencias en serie se ha aplicado y validado, por diversos autores, en distintas situaciones, obteniendo buenos resultados. Sin embargo, la necesidad de conocer el valor de la temperatura aerodinámica, con los problemas que ello conlleva, hizo que otros autores se plantearan un nuevo esquema de dos capas, el de asociación de resistencias en paralelo.

### 1.4.2 Modelos de asociación de resistencias en paralelo

Este nuevo modelo de dos capas fue propuesto por Norman et al., (1995), y se ha aplicado y validado por varios autores (Zhan et al., 1996; Kustas y Norman, 1999a). En la Figura 1.3, se puede observar el esquema del modelo. La principal diferencia con el

de resistencias en serie es que, en este caso, los flujos de calor del suelo y de la vegetación confluyen en el nivel  $z$ . Gracias a esto, se puede prescindir de  $r_a^c$ , y lo que es más importante, de  $T_0$ .



**Figura 1.3.-** Esquema de resistencias y flujos de calor sensible correspondiente a un modelo de dos capas, con asociación de resistencias en paralelo.

Los flujos de calor sensible parciales, vienen dados por las siguientes expresiones:

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^s + r_a^a} \quad (1.13)$$

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^a} \quad (1.14)$$

Por su parte, el flujo de calor sensible total, se obtiene a través de la ecuación:

$$H = \rho C_p \frac{T_R - T_a}{r_a^*} \quad (1.15)$$

donde, la novedad respecto a la expresión (1.5), se encuentra en la definición de una resistencia aerodinámica efectiva, de todo el conjunto suelo-vegetación,  $r_a^*$  ( $s\ m^{-1}$ ). Por otro lado, la temperatura radiométrica efectiva de la superficie,  $T_R$ , presenta contribución, tanto del suelo como de la vegetación.

La relación que en este modelo se supone entre los flujos de calor sensible, total y parciales, es exactamente la misma que se daba en el modelo anterior, es decir, la relación (1.11). Combinando las expresiones (1.11) y (1.13)-(1.15), Norman et al. (1995) llegaron a una relación que nos permite obtener el valor de  $r_a^*$ , a partir de las temperaturas y resistencias por separado del suelo y de la vegetación:

$$r_a^* = \frac{T_R - T_a}{\frac{(T_c - T_a)}{r_a^a} + \frac{(T_s - T_a)}{r_a^a + r_a^s}} \quad (1.16)$$

En el año 1999, Lhomme y Chehbouni publicaron una nota (Lhomme y Chehbouni, 1999), en la que se hacía referencia a una posible confusión en la formulación del modelo de resistencias en paralelo. De acuerdo con estos autores, la conservación de los flujos convectivos (calor sensible y calor latente), en un modelo acoplado, no podía tomar la misma forma que en un modelo desacoplado, y que por tanto, la suma simple de los flujos del suelo y de la vegetación (ecuación (1.11)), no era correcta para obtener el flujo de calor total del conjunto. Sin embargo, Kustas y Norman (1999b) defendieron que no existían tales inconsistencias, ya que, en la formulación del modelo de resistencias en paralelo, el acoplamiento entre suelo y vegetación está presente, de manera intrínseca, a través del efecto que la vegetación ejerce sobre la velocidad del viento a nivel del suelo.

## 1.5 Modelo de balance de energía con dos fuentes

El principal inconveniente de los modelos de dos fuentes, es la necesidad de disponer de medidas simultáneas de las temperaturas del suelo y de la vegetación. Existe la posibilidad de separar ambas componentes, a partir de la medida de la temperatura del conjunto (suelo+vegetación),  $T_R$ , desde dos ángulos ( $\theta$ ) diferentes. Sin embargo, los satélites actuales no suelen realizar este tipo de medidas biangulares, por lo que se necesita una ecuación más para resolver el sistema que plantea el balance de energía por separado, del suelo (subíndice "s") y de la vegetación (subíndice "c"), de acuerdo con los modelos acoplados:

$$R_{ns} = H_s + LE_s + G \quad (1.17)$$



$$R_{nc} = H_c + LE_c \quad (1.18)$$

Norman et al. (1995) propuso incluir la formula de Priestley-Taylor, como parte del modelo denominado “*balance de energía con dos fuentes*” (Two-Source Energy Balance, TSEB), para obtener un valor inicial de  $LE_c$ :

$$LE_c = \alpha_{PT} f_G \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{nc} \quad (1.19)$$

donde  $\alpha_{PT}$  es el parámetro de Priestley-Taylor,  $f_G$  es la fracción de vegetación que es verde,  $\Delta$  es la pendiente de la curva de la presión de vapor de saturación del agua frente a la temperatura, y  $\gamma$  es la constante psicrométrica. Introduciendo la ecuación (1.19) en la relación (1.18), y teniendo en cuenta la expresión (1.14), se puede obtener una primera estimación de la temperatura,  $T_c$ . Seguidamente, y a partir de las medidas directas de  $T_R$ , se puede llegar también a una estimación inicial de  $T_s$ , a través de la relación usada en el modelo TSEB, basada en la ley de Stefan-Boltzmann:

$$T_R(\theta) \approx [P_v(\theta)T_c^4 + (1 - P_v(\theta))T_s^4]^{1/4} \quad (1.20)$$

De esta forma, se establece un proceso iterativo que concluye con la estimación de todos los flujos totales y parciales, así como de las temperaturas de los componentes.

En la versión original del modelo TSEB (Norman et al., 1995), la partición de la radiación neta en sus componentes de suelo y vegetación, se hacía a través de la clásica Ley de Beer, es decir, asumiendo un decaimiento exponencial, al atravesar la capa de vegetación, de la radiación neta total con el índice de área foliar,  $LAI$ . Más tarde, el modelo fue revisado, y se propuso realizar esta separación a través de un modelo con una base más física (Kustas y Norman, 1999a; Li et al., 2005):

$$R_{nc} = [1 - \exp(-k_L \Omega LAI)] [L_{sky} + \sigma T_s^4 - 2\sigma T_c^4] + (1 - \tau_s)(1 - \alpha_c) R_g \quad (1.21)$$

$$R_{ns} = \exp(-k_L \Omega LAI) L_{sky} + [1 - \exp(-k_L \Omega LAI)] \sigma T_c^4 - \sigma T_s^4 + \tau_s (1 - \alpha_s) R_g \quad (1.22)$$

donde  $R_g$  es la radiación solar global,  $L_{sky}$  es la radiación incidente de onda larga,  $\tau_s$  es la transmisividad solar en la vegetación,  $\alpha_s$  es el albedo del suelo,  $\alpha_c$  es el albedo de la

vegetación,  $k_L$  es un coeficiente de extinción,  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann, y  $\Omega$  es un factor de agrupamiento, para tener en cuenta el carácter no homogéneo de la cobertura de vegetación.

En los últimos años, se ha publicado una gran cantidad de trabajos en los que se muestra la aplicación y validación del modelo TSEB, en una amplia variedad de ecosistemas (French et al., 2003, 2005; Kustas y Norman, 1999a, 2000; Li et al., 2005; Schmugge et al., 1998). Sin embargo, existe un punto débil en el esquema del modelo TSEB, y es la necesidad de conocer previamente el coeficiente de Priestley-Taylor (variable según el tipo y las condiciones de la vegetación) para iniciar el proceso iterativo, ya que los resultados del modelo son muy sensibles al valor de este parámetro. Por este motivo, en la modificación del modelo TSEB que proponemos en esta Memoria, se prescinde de la ecuación de Priestley-Taylor. También hay que destacar la complejidad y el gran número de variables y parámetros que intervienen en las ecuaciones (1.21) y (1.22) para calcular la radiación neta; aspecto que también se ve simplificado en el esquema del modelo propuesto.

## 1.6 Contexto y objetivo de la Tesis

Quisiéramos finalizar este capítulo comentando que la presente Tesis Doctoral surge como continuación de una de las líneas de investigación que, desde 1985, se viene desarrollando en el Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica, y que consiste en encontrar un modelo que permita determinar la evapotranspiración para cualquier tipo de cubierta vegetal. Dichos trabajos comenzaron con el estudio de esta magnitud en campos de naranjos de la Comunidad Valenciana y dieron como resultado la Tesis Doctoral, presentada por Jesús Delegido en 1991, titulada “*Desarrollo de un modelo para estimar la evapotranspiración máxima a escala regional utilizando imágenes de satélite*”. Dentro del marco del Proyecto EFEDA, la investigación se centró después en la Comunidad de Castilla-La Mancha. En este caso, se optó por estudiar cultivos de cobertura completa de tipo cereal, como son el maíz y la cebada. Dichos trabajos se realizaron en dos fases: en un primer trabajo, que concluyó con la Tesis Doctoral de Emilia Hurtado, “*Estimación de la evapotranspiración del maíz en Albacete mediante técnicas de teledetección*”, en 1992, se estudió la evapotranspiración real del maíz, combinando datos de campo con imágenes del satélite NOAA-AVHRR. El siguiente paso fue el estudio sobre cultivos de cebada, tema en el que se centró la Tesis Doctoral de Antonio Brasa, “*Determinación mediante*

*teledetección de la evapotranspiración máxima en regadíos extensivos*”, defendida en 1996. Estos dos últimos trabajos, se basaron en modelos de una fuente, por tratarse de cultivos homogéneos que cubren una gran extensión de terreno.

En el siguiente trabajo, presentado dentro del grupo, y defendido por Manuel Ibáñez, en 1998, *“Estimación de la evapotranspiración regional a partir de la razón de Bowen radiativa”*, se empleó, por primera vez, un modelo de dos fuentes, pero aplicado de nuevo a cultivos extensivos, como el maíz y los pastos. En este caso, se optó por un modelo de resistencias en paralelo, combinado con la razón de Bowen, para estimar la evapotranspiración, y los resultados fueron aplicados a escala NOAA. Por su parte, M<sup>a</sup> del Mar Artigao presentaba, en 2001, su Tesis Doctoral, titulada *“Desarrollo de un modelo para la estimación de la evapotranspiración en cultivos de cobertura incompleta. Aplicación al viñedo”*. En este trabajo se empleaba un modelo de asociación de resistencias en serie, y se combinaban imágenes NOAA y Landsat para estimar la evapotranspiración en un cultivo de vid de Tomelloso (Ciudad Real).

El trabajo más reciente en esta línea, dentro del grupo, lo constituye la Tesis Doctoral de Raúl Rivas, presentada en 2004, *“Propuesta de un modelo operativo para la estimación de la evapotranspiración”*. En este trabajo se propone una ecuación sencilla para estimar la evapotranspiración potencial, a partir de la temperatura de la superficie, obtenida mediante teledetección e información meteorológica local. Los resultados se analizan empleando imágenes NOAA-AVHRR.

La necesidad de determinar la temperatura aerodinámica, como parámetro del modelo de resistencias en serie, unido a ciertas discrepancias suscitadas por algunos autores sobre las bases del modelo de resistencias en paralelo, hicieron que nos planteáramos un nuevo esquema de resistencias, para modelar los intercambios de energía suelo-vegetación-atmósfera en zonas heterogéneas o de vegetación dispersa, cuyas principales características fueran la sencillez y la operatividad a escala regional, pero sin descuidar la fiabilidad y la precisión a escala local. De esta forma surgió el trabajo que se presenta en esta Tesis Doctoral.

Esta Memoria se compone de tres partes básicas: en primer lugar, una descripción de las bases físicas y el esquema del modelo propuesto (Capítulo 2). Una segunda parte en la que se muestra la validación del modelo, a escala local, haciendo uso de dos zonas de estudio muy dispares (Capítulos 3 y 4), y por último, la aplicación del modelo, a escala regional, empleando imágenes Landsat (Capítulo 5).

## 1.7 Resumen

En este capítulo se presenta la evapotranspiración como una de las fases principales del ciclo hidrológico, así como uno de los términos de mayor trascendencia en el balance energético entre la superficie y la atmósfera. La mayor parte de los métodos que emplean teledetección, centran sus esfuerzos en el cálculo del flujo de calor sensible, y obtienen la evapotranspiración como un término residual de la EBE.

En primer lugar, aparecieron los modelos de una sola fuente que eran aplicables a zonas de vegetación homogénea, pero no a zonas de vegetación dispersa o heterogénea. Por este motivo, se desarrollaron los modelos de dos fuentes, y en concreto, los modelos de dos capas. Hemos expuesto los dos esquemas tradicionales que existen dentro de estos modelos de dos capas, el modelo de asociación de resistencias en serie y el modelo de asociación de resistencias en paralelo, indicando las ventajas y carencias de cada uno de ellos. Además, hemos presentado uno de los modelos de balance de energía más conocido y utilizado últimamente, denominado *Two-Source Energy Balance* (TSEB). Este modelo introduce una ecuación adicional, la ecuación de Priestley-Taylor, para resolver el sistema de ecuaciones que permite estimar, al mismo tiempo, todos los flujos parciales y las temperaturas de los dos componentes del sistema (suelo+vegetación) a través de un proceso iterativo. La principal limitación del modelo TSEB es la necesidad de conocer con precisión el valor de la constante de Priestley-Taylor, en cada caso concreto. Además, la validez del tratamiento acoplado del modelo TSEB se ha cuestionado por algunos autores.

Con esta Tesis Doctoral, nos hemos propuesto elaborar un modelo sencillo, también de dos fuentes, pero prescindiendo de todo tipo de acoplamiento entre el suelo y la vegetación, que sea operativo a escala regional, empleando imágenes de satélite, sin tener que perder, por ello, precisión a escala local. La Tesis se enmarca dentro de una de las líneas de investigación en las que se viene trabajando activamente, dentro de nuestro grupo, durante más de 20 años.

## 2 Modelo propuesto

*Una vez se ha concluido con la revisión de los modelos diseñados en los últimos años, para obtener una representación física adecuada de las transferencias de calor en zonas de vegetación dispersa o heterogénea, en este capítulo se hace una presentación detallada del modelo propuesto. En primer lugar se justifica, desde el punto de vista físico y a partir del símil eléctrico, la ecuación elegida para relacionar los flujos energéticos totales sobre una superficie con los flujos sobre cada una de las fuentes de que se compone. A lo largo del capítulo se describen las ecuaciones, así como las variables y parámetros necesarios en cada caso, para obtener cada uno de los flujos de la ecuación de balance de energía. Entre todas esas variables, destacan la proporción de vegetación y las temperaturas radiométricas. Precisamente, la última sección del capítulo se dedica a dichas temperaturas, y en concreto, a la relación que se establece entre la temperatura efectiva del sistema suelo+vegetación y las temperaturas de cada una de las fuentes por separado.*



## 2.1 Flujo de calor sensible

Cuando en un circuito eléctrico se produce la unión de dos o más ramas por las que circulan intensidades de corriente diferentes, la intensidad resultante en el punto de unión viene dada por la suma de todas ellas. Teniendo en cuenta la analogía entre intensidades de corriente y flujos de calor sensible (ver Apéndice I), se puede proponer una nueva forma de relacionar los flujos de calor sensible correspondientes al suelo y a la vegetación,  $H_s$  y  $H_c$ , respectivamente, para dar como resultado el calor sensible del conjunto completo de la superficie,  $H$ .

Si la región de interés posee un área total,  $A$ , y dentro de ella el suelo y la vegetación ocupan áreas parciales,  $A_s$  y  $A_c$ , respectivamente; podemos relacionar los flujos de calor sensible de la forma:

$$AH = A_s H_s + A_c H_c \quad (2.1)$$

A partir de la expresión (2.1), y teniendo en cuenta que  $P_v = A_c/A$ , podemos escribir finalmente:

$$H = (1 - P_v)H_s + P_v H_c \quad (2.2)$$

Por tanto, de acuerdo con esta configuración, la suma de las contribuciones del suelo y la vegetación (valores por unidad de área de componente) al flujo total de calor sensible, están pesadas por sus respectivas áreas parciales. La ecuación (2.2) es el punto de partida del modelo de resistencias consistente y con auténtico sentido físico que proponemos en esta Tesis Doctoral.

Guardando similitud, en cierta medida, con el esquema de resistencias en paralelo propuesto por Norman et al. (1995), asumimos que las transferencias de calor sensible vegetación-atmósfera y suelo-atmósfera se producen, de forma vertical, sin interacción directa suelo-vegetación. Sin embargo, y a diferencia del esquema clásico en paralelo, no consideramos el efecto de la vegetación en la atenuación de la velocidad del viento sobre la superficie de suelo, eliminando de esta forma todo posible acoplamiento entre las dos fuentes, lo que nos permite establecer un balance energético independiente para el suelo y para la vegetación. Las expresiones para obtener  $H_c$  y  $H_s$  son, respectivamente:

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^h} \quad (2.3)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^a + r_a^s} \quad (2.4)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante,  $r_a^h$  es la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre la vegetación y la altura de referencia  $z$ , y  $r_a^a$  es la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre el punto  $z_{0M}+d$  (donde  $z_{0M}$  es el parámetro de rugosidad para el momento y  $d$  el plano de desplazamiento cero) y la altura de referencia, como se aprecia en el esquema mostrado en la Figura 2.1. Por último,  $r_a^s$  es la resistencia aerodinámica que regula el flujo de calor en la capa límite inmediatamente por encima de la superficie del suelo.

Las expresiones empleadas para determinar las resistencias aerodinámicas, que intervienen en las ecuaciones (2.3) y (2.4), están basadas en las originalmente propuestas por Norman et al. (1995), aunque se han adaptado a las modificaciones sugeridas por Brutsaert (1999). La resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre la vegetación y la altura de referencia  $z$ ,  $r_a^h$ , se expresa como:

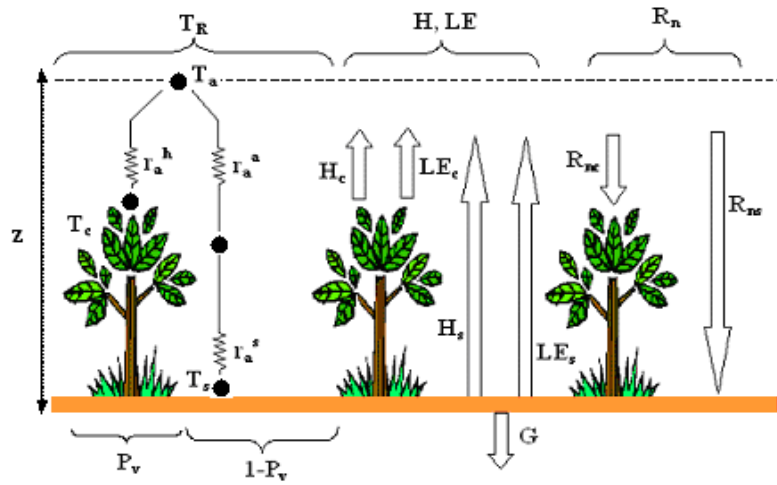
$$r_a^h = \frac{\left[ \text{Ln}\left(\frac{z-d}{z_{0M}}\right) - \Psi_M\left(\frac{z-d}{L}\right) + \Psi_M\left(\frac{z_{0M}}{L}\right) \right] \left[ \text{Ln}\left(\frac{z-d}{z_{0H}}\right) - \Psi_H\left(\frac{z-d}{L}\right) + \Psi_H\left(\frac{z_{0H}}{L}\right) \right]}{k^2 u} \quad (2.5)$$

donde  $z_{0H}$  es el parámetro de rugosidad para la transferencia de calor (ver Apéndice II),  $k$  es la constante de von Karman (0,41), y  $u$  es la velocidad del viento a la altura de referencia.  $\Psi_M$  y  $\Psi_H$  son las funciones de estabilidad/inestabilidad para el momento y el calor, respectivamente, y  $L$  es la conocida longitud de Obukhov. En el Apéndice III se incluye una relación detallada de todas estas funciones.

La resistencia aerodinámica que regula la transferencia de calor entre el punto  $d+z_{0M}$  y la altura de referencia,  $r_a^a$ , se estima como una simplificación de la expresión (2.5). En este caso, hay que tener en cuenta que el transporte de calor y de momento son igual de eficientes, y que por tanto  $z_{0M}=z_{0H}$ . Así:



$$r_a^a = \frac{\left[ \text{Ln}\left(\frac{z-d}{z_{0M}}\right) - \Psi_M\left(\frac{z-d}{L}\right) \right] \left[ \text{Ln}\left(\frac{z-d}{z_{0M}}\right) - \Psi_H\left(\frac{z-d}{L}\right) \right]}{k^2 u} \quad (2.6)$$



**Figura 2.1.-** Esquema de flujos y resistencias correspondiente al modelo propuesto.

Finalmente, la resistencia aerodinámica que regula el flujo de calor en la capa límite, inmediatamente por encima de la superficie del suelo,  $r_a^s$ , se estima a partir de una expresión empírica, desarrollada por Sauer et al. (1995), obtenida mediante numerosos estudios de esta resistencia en un túnel de viento. Kustas y Norman (1999a,b) modificaron y mejoraron esta expresión, posteriormente:

$$r_a^s = \frac{1}{c(T_s - T_c)^{1/3} + bu_s} \quad (2.7)$$

donde  $c$  y  $b$  son constantes, que habitualmente toman los valores 0,0025 y 0,012, respectivamente, y  $u_s$  es la velocidad del viento sobre la superficie del suelo, en el punto en que se puede despreciar el efecto de la rugosidad sobre el movimiento libre del viento,  $z'$  (Sauer et al., 1995). Para calcular  $u_s$ , se asume un perfil logarítmico del viento en el aire sobre el suelo, y se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$u_s = u \left[ \frac{\text{Ln}\left(\frac{z'}{z_0'}\right)}{\text{Ln}\left(\frac{z}{z_0'}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right)} \right] \quad (2.8)$$

donde  $z_0'$  es el parámetro de rugosidad del suelo (Sauer et al., 1995). Por tanto, a diferencia de los modelos clásicos de dos capas, no se tiene en cuenta el decaimiento exponencial del viento, debido al efecto de la estructura de la vegetación, desapareciendo, pues, del modelo todo indicio de acoplamiento suelo-vegetación.

## 2.2 Radiación neta

Para ser consistentes con el esquema desacoplado de dos fuentes propuesto en la sección 2.1, en esta Tesis Doctoral proponemos la siguiente partición del flujo de radiación neta total entre el suelo y la vegetación:

$$R_n = P_v R_{nc} + (1 - P_v) R_{ns} \quad (2.9)$$

donde  $R_{nc}$  y  $R_{ns}$  son las contribuciones (valores por unidad de área de componente) de la vegetación y del suelo, respectivamente (ver Figura 2.1). Para estimar dichas contribuciones, se establece un balance entre las radiaciones de onda corta y de onda larga, para cada componente por separado, de forma que:

$$R_{nc} = (1 - \alpha_c) R_g + \varepsilon_c L_{sky} - \varepsilon_c \sigma T_c^4 \quad (2.10)$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha_s) R_g + \varepsilon_s L_{sky} - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2.11)$$

donde  $R_g$  es la radiación global de onda corta,  $\alpha_c$  y  $\alpha_s$  son el albedo de la vegetación y del suelo, respectivamente, mientras que  $\varepsilon_c$  y  $\varepsilon_s$  son la emisividad de la vegetación y del suelo, respectivamente,  $L_{sky}$  es la radiación incidente de onda larga, y  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann. De acuerdo con el modelo propuesto en esta Tesis Doctoral, se considera que la vegetación no ejerce ningún efecto de atenuación de la radiación incidente o de la radiación emitida.

El cálculo de la proporción de vegetación se realiza, a partir de información del índice de área foliar,  $LAI$ , a través de la expresión:

$$P_v(\theta) = 1 - \exp\left(\frac{-0,5\Omega(\theta)LAI}{\cos(\theta)}\right) \quad (2.12)$$

donde el parámetro  $\Omega(\theta)$  se conoce con el nombre de factor de agrupamiento y se introduce para caracterizar la heterogeneidad de la superficie (Anderson et al., 2005).  $\Omega(\theta)$  depende de las características de la estructura de la vegetación y hace posible utilizar las ecuaciones típicas que se emplean en el caso de distribución aleatoria de la misma a casos heterogéneos. Este factor de agrupamiento, que varía en función del ángulo de observación ( $\theta$ ), alcanzando un valor mínimo al nadir ( $\Omega_0$ ), se obtiene mediante la expresión:

$$\Omega(\theta) = \frac{\Omega_0\Omega_{max}}{\Omega_0 + (\Omega_{max} - \Omega_0)\exp(\kappa\theta^p)} \quad (2.13)$$

donde  $\Omega_{max}$  se aproxima a la unidad para una visión azimutal perpendicular a las hileras de vegetación,  $\Omega_0$  se puede estimar a través de la expresión empírica  $\Omega_0 = 0,492[1 + \exp(-0,52(LAI - 0,45))]$  (Chen, 1996),  $p = 3,8 - 0,46D$ , siendo  $D$  el cociente entre la altura y la anchura de la vegetación, y  $\kappa$  se puede obtener a través de la expresión  $\kappa = [0,3 + (1,7\Omega_0)^{1,4}]$  (Anderson et al., 2005). Hay que tener en cuenta que, en los casos de cultivos en hilera -por ejemplo- el factor de agrupamiento también variará azimutalmente, a través de los parámetros  $\kappa$  y  $\Omega_{max}$ . Algunos de los algoritmos empleados para estimar la variación de estos parámetros con el ángulo azimutal, se pueden consultar en el trabajo de Anderson et al. (2005).

### 2.3 Flujo geotérmico

Siguiendo el esquema propuesto en esta Tesis Doctoral, la relación entre el flujo geotérmico y el flujo de radiación neta en el suelo, viene dada por la expresión:

$$G = C_G(1 - P_v)R_{ns} \quad (2.14)$$

donde  $C_G$  es una constante, cuyos valores recomendados se sitúan en torno a 0,30, para zonas de vegetación dispersa, y oscilan entre 0,15 y 0,40 (Brutsaert, 1982; Choudhury et al., 1987). La ecuación (2.14) es una expresión sencilla para calcular el flujo geotérmico; y de especial interés, sobre todo, en zonas de cobertura de vegetación variable, bien en el espacio o en el tiempo, como sucede en la mayoría de los cultivos.

Sin embargo, en los casos más problemáticos en cuanto a la partición de los flujos energéticos en sus componentes de suelo y vegetación, como pueden ser los bosques, proponemos emplear la relación de Santanello y Friedl (2003), que directamente relaciona el flujo geotérmico con la radiación neta total del sistema suelo-vegetación. Estos autores, combinando información de datos de campo con simulaciones de modelos, sobre una amplia variedad de condiciones de suelo y de densidades de vegetación, obtuvieron una función, relativamente sencilla, para calcular la variación del cociente entre  $G$  y  $R_n$ :

$$\frac{G}{R_n} = A \cos \left[ \frac{2\pi(t + 10800)}{B} \right] \quad (2.15)$$

donde  $A$  representa el valor máximo de  $G/R_n$ ,  $B$  es un parámetro que se extrae ajustando la fase de la curva  $G/R_n$ , y  $t$  es el tiempo, medido en segundos, relativo al mediodía solar. A partir de la amplitud de la variación diurna en temperatura de superficie,  $\Delta T_R$ , se puede tener una estimación razonable de los parámetros  $A$  y  $B$ . Santanello y Friedl (2003) obtuvieron las siguientes relaciones empíricas:

$$A = 0,0074\Delta T_R + 0,088 \quad (2.16)$$

$$B = 1729\Delta T_R + 65013 \quad (2.17)$$

Es importante indicar que existen métodos más sofisticados para estimar  $G$ , como pueden ser la búsqueda de soluciones numéricas a la ecuación de difusión del calor o los modelos multicapas. Este tipo de modelos son físicamente realistas pero más costosos en términos de datos, tiempo y complejidad. Las relaciones (2.14) y (2.15) están diseñadas para una aplicación sencilla y operativa que nos permita una estimación fiable de  $G$ , empleando variables obtenidas a través de teledetección.

## 2.4 Flujo de calor latente

Al igual que para los casos del flujo de radiación neta y del calor sensible, para el flujo de calor latente establecemos, en esta Tesis Doctoral, una ecuación similar a las dadas en (2.2) y (2.9), que permite combinar las contribuciones del suelo y de la vegetación,  $LE_s$  y  $LE_c$ , respectivamente, con el flujo de calor latente total,  $LE$ , mediante la expresión:

$$LE = P_v LE_c + (1 - P_v) LE_s \quad (2.18)$$

Así pues, de acuerdo con el esquema planteado, podemos establecer un completo e independiente balance de energía entre la atmósfera y cada componente de la superficie, asumiendo que todos los flujos actúan verticalmente, a partir de las relaciones siguientes:

$$LE_c = R_{nc} - H_c \quad (2.19)$$

$$LE_s = R_{ns} - H_s - \frac{G}{(1 - P_v)} \quad (2.20)$$

En las expresiones (2.19) y (2.20) se han omitido algunos términos de la EBE, que generalmente son despreciables en comparación con los cuatro términos predominantes ( $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$ , y  $G$ ). Sin embargo, a medida que la altura de referencia, a la que se realiza la medida de los flujos turbulentos, se va separando de la altura a la que se encuentra la cubierta vegetal, y, por tanto, se incrementa el espesor de la capa de aire entre esos dos niveles, el término de almacenamiento en el aire,  $S$ , va cobrando importancia y puede llegar a no ser despreciable en el balance energético instantáneo. Esto puede suceder, por ejemplo, en las zonas de bosque, en las que las medidas de los flujos se suelen realizar a más de 10 m por encima de las copas de los árboles. En estos casos, hay que incluir a  $S$  como un término más en los miembros de la derecha de las ecuaciones (2.19) y (2.20). En el Apéndice V, se incluye una ecuación sencilla propuesta para estimar el término  $S$ , a partir de las variaciones temporales de la temperatura de la propia cubierta vegetal.

## 2.5 Temperaturas radiométricas

Recordemos que el principal inconveniente de los modelos de balance energético de dos fuentes se encuentra en las temperaturas de ambas fuentes. Lo más habitual es realizar observaciones de la temperatura radiométrica del conjunto suelo+vegetación, y por tanto se precisa de información adicional para poder obtener estimaciones iniciales de las temperaturas de cada una de las fuentes por separado. Como vimos en el Capítulo 1, en el modelo TSEB propuesto por Norman et al. (1995) se introduce una ecuación adicional, la ecuación de Priestley-Taylor (PT), aplicada a la componente de la vegetación, para obtener una solución inicial de  $T_c$ . Por tanto, se necesita información sobre un nuevo parámetro, el coeficiente de Priestley-Taylor,  $\alpha_{PT}$ , para poner en marcha el proceso iterativo.

En el modelo propuesto en esta Tesis Doctoral, que de aquí en adelante denominaremos *modelo simplificado de balance de energía de dos fuentes (STSEB)*, se ha querido prescindir de la ecuación de Priestley-Taylor, con el fin de evitar errores asociados a una elección incorrecta de  $\alpha_{PT}$ . Una forma alternativa de obtener  $T_c$  y  $T_s$  es a partir de medidas direccionales de la temperatura efectiva del conjunto,  $T_R$ . A lo largo de la última década han sido varios los trabajos publicados sobre modelos y algoritmos de separación de temperaturas a partir de medidas bidireccionales, con resultados dispares. En general, los errores que se muestran en la literatura para la estimación de  $T_c$  y  $T_s$ , a partir de simulaciones o de medidas en superficie, oscilan entre 1-2 °C. Sin embargo, son muy pocos los trabajos en los que se muestra la aplicación de estos algoritmos a imágenes de satélite -por ejemplo del sensor Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR)- y aquéllos que se aventuran todavía no obtienen resultados muy convincentes. Por todo ello, hemos considerado oportuno no abordar esta cuestión en esta Tesis, dejando para un trabajo futuro la posibilidad de desarrollar e implementar algoritmos de separación de temperatura en el modelo de balance energético aquí propuesto.

La relación entre  $T_R$  y las componentes  $T_c$  y  $T_s$  (ver Figura 2.1), se basa en la ley de Stefan-Boltzmann, y viene dada por la siguiente expresión:

$$T_R = \left[ \frac{P_v(\theta)\epsilon_c T_c^4 + (1 - P_v(\theta))\epsilon_s T_s^4}{\epsilon} \right]^{1/4} \quad (2.21)$$

donde  $P_v(\theta)$  se puede obtener a través de la ecuación (2.12),  $\varepsilon$  es la emisividad efectiva del sistema suelo+vegetación, y los valores de  $\varepsilon_c$  y  $\varepsilon_s$  son los mismos que intervienen en las expresiones (2.10) y (2.11) para la estimación de las componentes de la radiación neta.

A pesar de que es bien sabido que la emisividad de un suelo generalmente es más baja que la emisividad de la vegetación, y también que el efecto de cavidad tiende a incrementar el valor de  $\varepsilon$  bajo condiciones de cobertura parcial de vegetación, muchos autores han simplificado la ecuación (2.21) asumiendo que  $\varepsilon = \varepsilon_s = \varepsilon_c$  (ver ecuación (1.20)). Sin embargo, esta simplificación puede implicar diferencias importantes, por ejemplo a la hora de extraer  $T_c$  y  $T_s$  a partir de medidas biangulares de  $T_R$ .

El valor de la emisividad efectiva de la superficie,  $\varepsilon$ , se relaciona con la fracción de cobertura vegetal y los valores de  $\varepsilon_c$  y  $\varepsilon_s$ , a través del método propuesto por Valor y Caselles (1996) y (2005), mediante la siguiente expresión:

$$\varepsilon = \varepsilon_c P_v(\theta) + \varepsilon_s (1 - P_v(\theta))(1 - 1,74 P_v(\theta)) + 1,7372 P_v(\theta)(1 - P_v(\theta)) \quad (2.22)$$

A partir de este esquema de temperaturas, se intuye que lo más eficaz e inmediato para aplicar el modelo STSEB es disponer de medidas directas de las temperaturas de las dos fuentes por separado. Otra posibilidad es disponer de medidas de  $T_R$  a un ángulo concreto y de una de las dos fuentes, bien  $T_s$  o bien  $T_c$ . En este último caso, se puede obtener la temperatura de la fuente restante despejando en la ecuación (2.21). Por último, existe la posibilidad de tomar medidas simultáneas de  $T_R$  con dos ángulos de visión diferentes. De esta forma, se puede establecer un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas, a partir de la ecuación (2.21), y extraer las temperaturas de cada una de las fuentes.

## 2.6 Resumen

En este capítulo, hemos propuesto un modelo simplificado de balance de energía de dos fuentes (STSEB), para estimar flujos energéticos sobre superficies heterogéneas o de vegetación dispersa, a partir de las temperaturas radiométricas de cada una de las fuentes. La clave del modelo es la ponderación que se hace de las contribuciones de cada fuente, a cada uno de los flujos totales del sistema, a través de sus respectivas áreas parciales de ocupación. Se trata de un modelo totalmente desacoplado, ya que en

ningún momento se considera interacción directa entre las dos fuentes a la hora de estimar los flujos energéticos. La ventaja de este modelo es que podemos prescindir de ecuaciones adicionales para obtener soluciones iniciales a partir de las que realizar iteraciones, condición necesaria en los esquemas de modelos anteriores. Además, hemos propuesto un nuevo esquema de distribución de la radiación neta total entre las componentes correspondientes al suelo y a la vegetación, con simplificaciones apreciables frente a otros modelos existentes.

El modelo STSEB necesita como parámetros de entrada los valores de las temperaturas radiométricas del suelo y de la vegetación. En los casos en que no se disponga de la medida directa de ambas variables, existe la posibilidad de recurrir a las medidas bidireccionales de la temperatura radiométrica efectiva del conjunto suelo+vegetación. Por último, se puede dar el caso intermedio de disponer de las medidas simultáneas de temperatura de una de las dos fuentes y del conjunto. De esta forma, se puede estimar la temperatura de la fuente restante a partir de la ecuación (2.21), que relaciona la temperatura efectiva con las de ambas fuentes por separado.



### 3 Campañas experimentales

*Para validar un modelo de balance de energía, no es suficiente con aplicarlo a una zona determinada, con unas características ambientales y de vegetación concretas, sino que dicha validación ha de realizarse bajo condiciones lo más variadas posibles. Para esta Tesis, se han seleccionado dos zonas completamente diferentes sobre las que realizar la validación del modelo STSEB, por un lado una zona de cultivo, en concreto una plantación de maíz en USA, y por otro una zona de bosque boreal en Finlandia.*

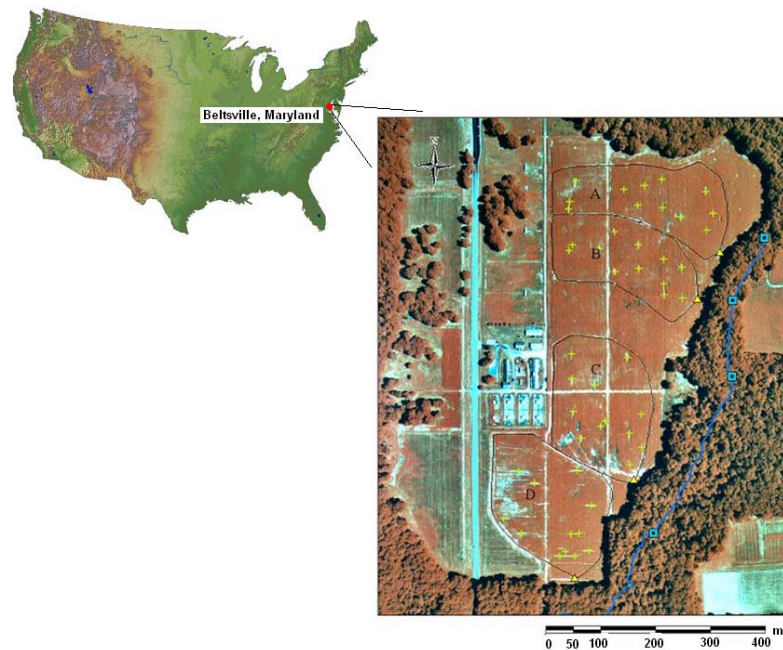
*En este capítulo, se hace una descripción de las dos zonas experimentales empleadas, así como de las campañas experimentales realizadas en las mismas, junto con todos los detalles sobre las medidas realizadas y la instrumentación utilizada. Además, se presentan las técnicas empleadas para obtener los distintos parámetros de temperatura necesarios en el modelo, a partir de las medidas radiométricas realizadas. Por último, se incluye un estudio del cierre del balance energético en cada una de las zonas, necesario para comprobar la fiabilidad de las medidas de flujos turbulentos, como valores de validación de los resultados del modelo.*



## 3.1 Cultivo de maíz

### 3.1.1. Descripción de la zona de estudio y medidas

Una de las zonas empleadas para validar el modelo propuesto es un campo de cultivo de maíz asociado al programa *Optimizing Production Inputs for Economic and Environmental Enhancement* (OPE3), situado en el centro de investigaciones agrícolas del *United States Department of Agriculture - Agricultural Research Service* (USDA-ARS) en Beltsville, Maryland ( $39^{\circ} 01'00''\text{N}$ ,  $76^{\circ} 52'00''\text{W}$ , 40 m sobre el nivel del mar). Esta zona se compone de cuatro cuencas separadas, de aproximadamente unas 4 ha cada una, y delimitadas por una zona arbolada (Figura 3.1).



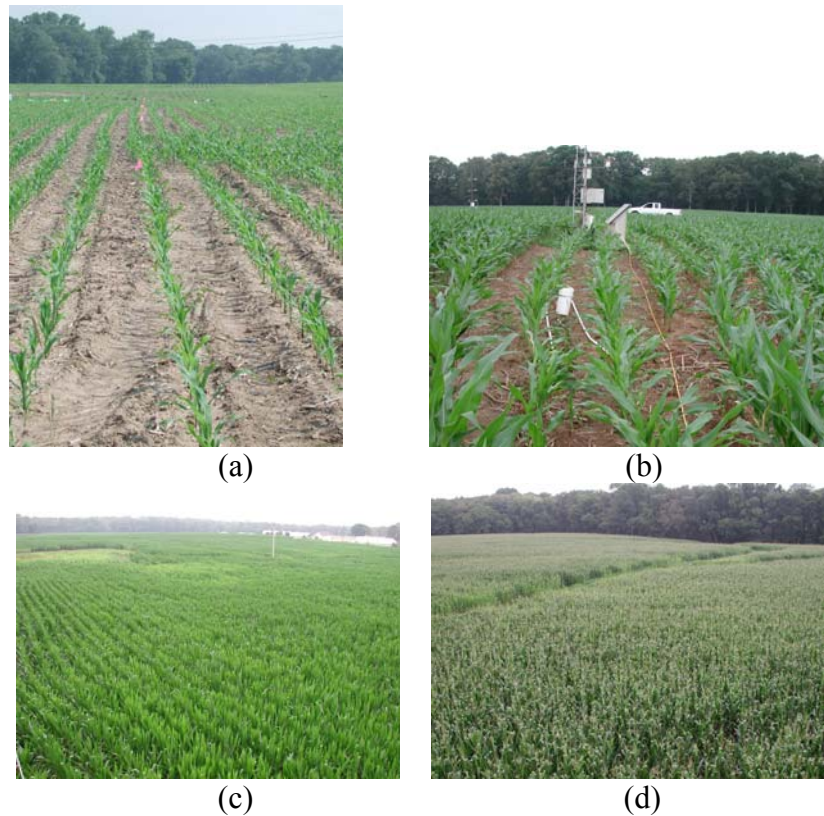
**Figura 3.1.-** Localización y foto aérea de la zona experimental del OPE3.

El proyecto OPE3 comenzó a desarrollarse en 1998, pero en esta Tesis nos centramos en una campaña experimental concreta llevada a cabo en el verano de 2004, abarcando todas las etapas en la temporada de crecimiento de un cultivo de maíz, desde principios de junio (cuando empiezan a nacer las plantas) hasta finales de julio (cuando se forman las mazorcas). La plantación del maíz se realizó el día 18 de mayo en hileras orientadas en dirección norte-sur, y con un espaciado de 76 cm entre ellas (Figura 3.2).

A partir del 9 de junio, se realizaron medidas simultáneas de temperaturas radiométricas del suelo y de la vegetación, empleando radiómetros de infrarrojos Apogee IRTS-P3. Estos radiómetros poseen una banda térmica ancha (7-14  $\mu\text{m}$ ) con una precisión de  $\pm 0,3$   $^{\circ}\text{C}$ , y un campo de visión de  $37^{\circ}$ . La temperatura del suelo se midió con uno de estos radiómetros, montado entre dos hileras con un ángulo oblicuo ( $\sim 45^{\circ}$ ), observando el suelo con una visión paralela a la orientación de las hileras de maíz (Figura 3.3). Además, se colocó a la altura apropiada para asegurar una visión que coincidiera justamente con el espacio de separación entre hileras. Por su parte, la temperatura de la vegetación se midió con un segundo radiómetro colocado directamente entre la vegetación y con una orientación totalmente horizontal, mirando a las plantas también de forma paralela a la orientación de las hileras (Figura 3.3). En este caso, el radiómetro se colocó de forma horizontal, para asegurar que la radiancia registrada procediera solamente de la vegetación. Ambas temperaturas, tanto la del suelo como la de la vegetación, se midieron en dos zonas separadas dentro del mismo campo de maíz, utilizando dos pares de radiómetros. Esto se hizo con el fin de obtener los valores medios y trabajar con unas temperaturas que fueran más representativas de todo el campo que las tomadas en un único punto. Al mismo tiempo que se registraban  $T_c$  y  $T_s$ , también se tomaron medidas de la temperatura efectiva del sistema suelo+planta,  $T_R$ . Para ello, se empleó un quinto radiómetro térmico, colocado en una torre a 4,5 m de altura, observando la superficie con un ángulo cenital de aproximadamente  $45^{\circ}$ , y una visión azimutal perpendicular a la dirección de las hileras. En cuanto a toda la instrumentación micro-meteorológica y de medida de flujos, también se instaló en la misma torre de 10 m de altura (Figura 3.4).

Para la medida de la radiación neta se utilizó un radiómetro Kipp & Zonen CNR-1, colocado a 4,5 m sobre el suelo (Figura 3.4). Este tipo de radiómetros mide por separado la radiación incidente y saliente, tanto de la radiación de onda corta como de onda larga. En cuanto al flujo geotérmico, se distribuyeron 6 sensores REBS (HTF-1) enterrados a una profundidad de 6 cm. También se midieron las temperaturas del suelo a las profundidades de 2 y 4 cm, mediante dos termopares Tipo-T, con el objeto de computar el componente de almacenamiento de calor en el fragmento de suelo situado sobre las placas de medida de  $G$ . La medida de los flujos de momento, calor sensible, calor latente y carbono, así como la velocidad y dirección del viento, se realizó a través de un anemómetro sónico Campbell Scientific 3-D y un sensor LiCor 7500, colocados a 4 m de altura. El anemómetro sónico se colocó orientado hacia el suroeste, ya que ésta es la dirección predominante del viento durante la época del año en la que se llevó a cabo este estudio. La temperatura del aire y la presión de vapor se midió usando un

sensor CSI HMP 45C, colocado a 4 m de altura. Todos los datos se almacenaron en dataloggers Campbell CR5000, tomando como base medias de cada 30 minutos. En la Figura 3.5 se muestra la evolución de los flujos medidos durante un periodo de 20 días dentro de la campaña experimental. Se puede apreciar claramente como el flujo de calor latente,  $LE$ , es el término predominante en este cultivo de maíz, con máximos que pueden alcanzar los  $500 \text{ W m}^{-2}$ , mientras que el flujo de calor sensible,  $H$ , difícilmente llega a los  $200 \text{ W m}^{-2}$ . Además se puede observar como los valores máximos del flujo de calor en el suelo,  $G$ , son incluso superiores a los de  $H$ .



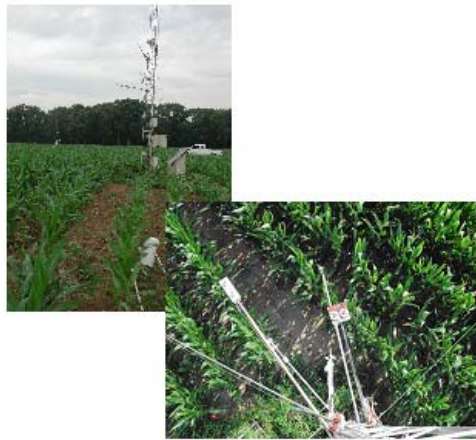
**Figura 3.2.-** Diferentes estados de desarrollo del maíz: (a) 9/6/2004, (b) 23/6/2004, (c) 12/7/2004, (d) 28/7/2004.

La geometría de la vegetación y el índice de área foliar,  $LAI$ , también se registraron de forma periódica durante el desarrollo del maíz. Las medidas se realizaron en varios puntos en el entorno de la torre, y para las dos zonas concretas en las que se midieron las temperaturas del suelo y de la vegetación. La altura de la vegetación se muestreó semanalmente, a partir de la medida de 3 plantas representativas en cada sitio. En

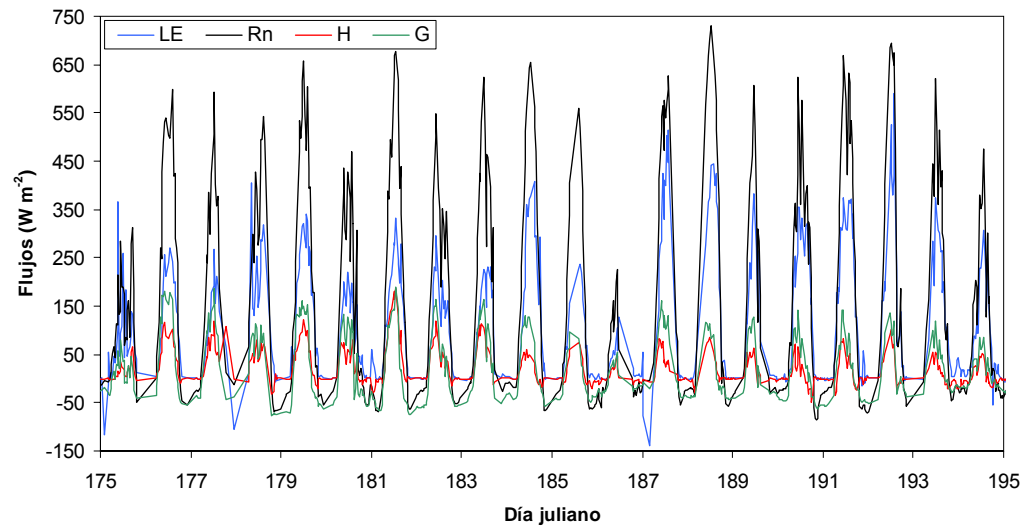
cuanto a la anchura de las plantas, necesaria para calcular el parámetro  $p$  en la ecuación (2.13), se estimó a partir de fotos digitales, tomadas a una cierta altura, mediante un programa de tratamiento digital de imágenes. Las medidas del  $LAI$  se realizaron con un LiCor LAI 2000. Por último, también se tomaron medidas de la humedad del suelo, con el fin de mejorar la comprensión de la dinámica del agua superficial y subterránea. Para ello, se emplearon sondas SENTEK (EnvironSCAN), que miden el contenido volumétrico de agua, dentro de un radio de 10 cm en torno al centro de la sonda. La temporada de crecimiento del maíz del 2004 fue bastante húmeda, con unos valores de contenido volumétrico del agua oscilando entre el 12% y el 27%.



**Figura 3.3.-** Montaje experimental de dos radiómetros de infrarrojo Apogee IRTS-P3 para medir  $T_c$  y  $T_s$ . (a) 9/6/2004, (b) 23/6/2004.



**Figura 3.4.-** Vista general de la torre micro-meteorológica sobre la que se instaló la instrumentación.



**Figura 3.5.-** Evolución de los flujos de radiación neta,  $R_n$ , calor sensible,  $H$ , calor latente,  $LE$ , y calor en el suelo,  $G$ , para un periodo de 20 días dentro de la campaña OPE3, desde el 24/6/2004 (175) hasta el 14/7/2004 (195).

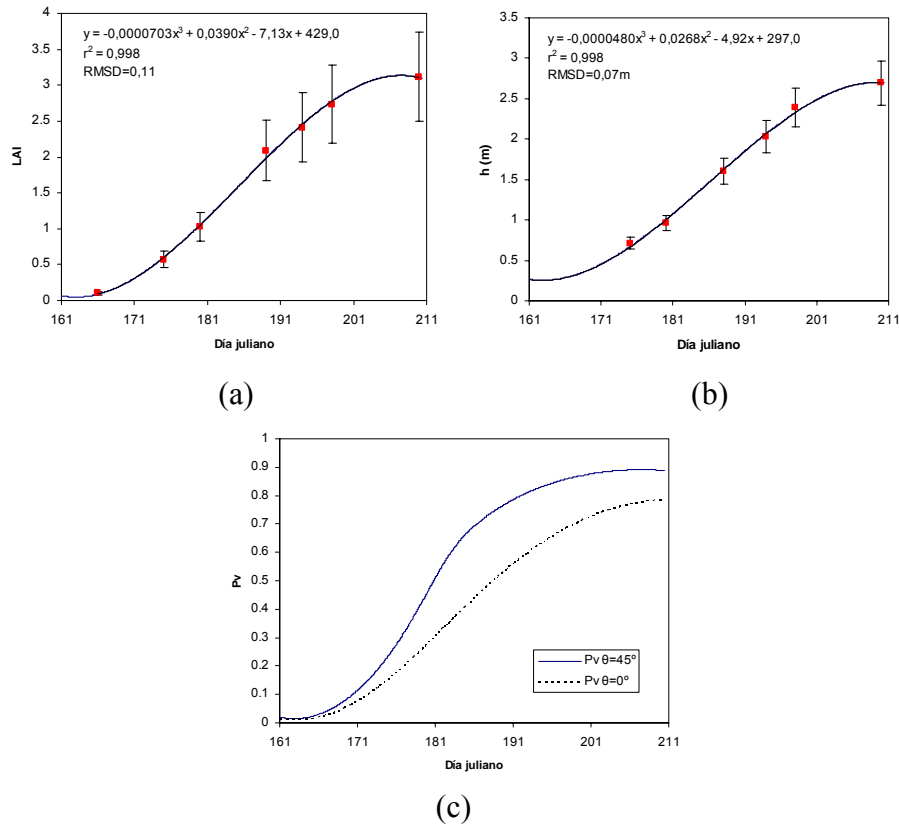
### 3.1.2. Temperaturas radiométricas

A la hora de calcular una distribución correcta de los flujos de energía en superficie, entre las componentes del suelo y de la vegetación, es fundamental disponer de medidas precisas de  $T_c$  y  $T_s$ , y de los gradientes verticales con respecto a la temperatura de referencia del aire. Así pues, las temperaturas radiométricas se deben determinar con un nivel de precisión relativamente alto.

El primer paso consiste en estimar los valores de proporción de vegetación, a través de las ecuaciones (2.12) y (2.13), empleando las medidas necesarias para estimar los coeficientes de estas expresiones. A partir de la serie periódica de medidas del LAI, tomadas a lo largo del experimento, se realizó una interpolación, empleando una ecuación de regresión de tercer grado. Esta ecuación reproducía el comportamiento fenológico esperado del LAI a lo largo del ciclo de crecimiento del maíz (ver Figura 3.6a).

Para reproducir el comportamiento de la altura de las plantas, se aplicó un proceso similar a partir de las medidas registradas (ver Figura 3.6b). En cuanto al factor  $\Omega(45^\circ)$ ,

asociado al ángulo de observación las medidas realizadas por el radiómetro colocado en la torre, se estimó a través de la ecuación (2.13). Para ello, se emplearon los valores de  $\Omega_0$  obtenidos en un cultivo de maíz similar, durante la campaña experimental SMACEX-02, en Iowa (Li et al., 2005; Anderson et al., 2005). Estos valores, adaptados a las curvas de crecimiento de la campaña OPE3, son 0,62, 0,70, 0,83 y 0,88 para los días julianos 180, 186, 197, y 201, respectivamente. Finalmente, se realizó una interpolación lineal entre estos valores para completar toda la serie diaria. La Figura 3.6c muestra la evolución de las fracciones de cubierta vegetal,  $P_v(0^\circ)$  y  $P_v(45^\circ)$ , a lo largo del experimento.



**Figura 3.6.-** (a) Evolución del LAI a lo largo del experimento; los puntos corresponden a las medidas, con una incertidumbre del  $\pm 20\%$ , mientras que la línea representa el ajuste de dichos puntos a una ecuación de tercer grado. (b) Evolución de la altura de las plantas a lo largo del experimento, los puntos corresponden a las medidas, con una incertidumbre del 10%, mientras que la línea representa el ajuste de dichos puntos a una ecuación de tercer grado. (c) Evolución de  $P_v(\theta)$  a lo largo del experimento, para los ángulos  $\theta = 0^\circ$  y  $\theta = 45^\circ$ . (10/6/2004 (161)-30/7/2004 (211)).



Corregimos las medidas de temperaturas radiométricas de los efectos atmosféricos y de emisividad, haciendo uso de la ecuación de transferencia radiativa, adaptada a medidas en superficie. De esta forma, los valores de radiancia medidos por un radiómetro se consideran directamente como:

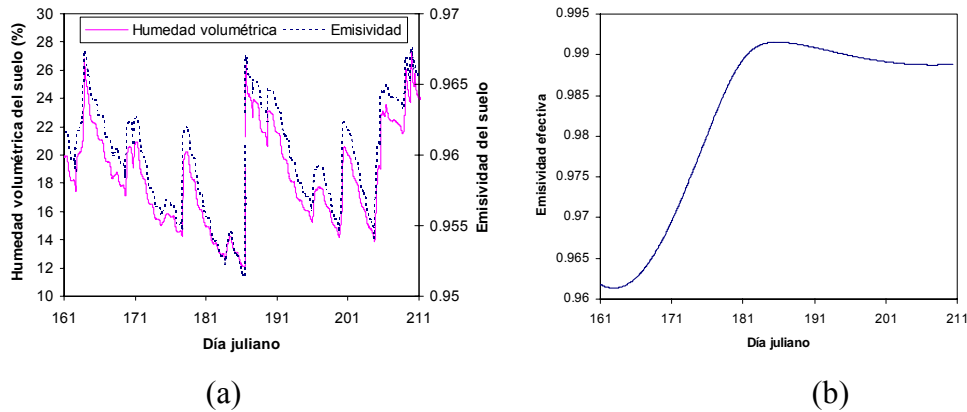
$$R_i(\theta, h) = \varepsilon_i(\theta)B_i(T) + [1 - \varepsilon_i(\theta)]L_{i \text{ atm hem}}^{\downarrow} \quad (3.1)$$

donde  $B_i(T)$  es la función de Planck para una temperatura  $T$ ,  $\varepsilon_i(\theta)$  es la emisividad en el canal  $i$  y  $L_{i \text{ atm hem}}^{\downarrow}$  es la irradiancia atmosférica incidente dividida por  $\pi$  (se asume reflexión Lambertiana).

Para realizar la corrección atmosférica, empleamos perfiles atmosféricos de radiosondeos, lanzados en una zona cercana, junto con el programa de transferencia radiativa MODTRAN 4 (Berk et al., 1999). Para la emisividad, usamos los valores de  $\varepsilon_c=0,985\pm 0,011$  y  $\varepsilon_s=0,960\pm 0,013$ , para estimar  $T_c$  y  $T_s$ , respectivamente, tomados de Rubio et al. (2003). Algunos estudios han mostrado que la emisividad del suelo puede variar con su humedad (Mira et al., 2007). Sin embargo, en este trabajo empleamos un valor constante de  $\varepsilon_s$ , ya que la diferencia máxima calculada, consecuencia de la variación de la humedad del suelo a lo largo del experimento, era muy similar al propio error de estimación de 0,013 (ver Figura 3.7a). Para trabajar con valores de  $T_c$  y  $T_s$  que fuesen más representativos de toda la extensión del campo de maíz, se realizaron los promedios de las dos medidas realizadas en dos localizaciones diferentes.

En el caso que nos ocupa del cultivo del maíz, el sistema suelo+vegetación se puede reducir a tan solo dos componentes, debido a que el ángulo de observación tan abierto de los radiómetros Apogee empleados ( $\sim 40^\circ$ ), junto con el montaje realizado, permitían obtener una medida de los valores efectivos de las temperaturas del suelo y de la vegetación, ponderando las zonas iluminadas por el sol y las zonas sombreadas de ambos componentes. Para comprobar la fiabilidad de estas medidas de temperatura del suelo y de la vegetación, efectuamos una comparación entre el valor de  $T_R$  estimado a través de la ecuación (2.21), y los valores de esta temperatura efectiva medidos directamente desde la torre. Estas temperaturas también se corrigieron de efectos atmosféricos y de emisividad, aunque en este caso la emisividad de la escena observada por el radiómetro depende de la fracción de cobertura vegetal, además de las emisividades del suelo y de la vegetación, de acuerdo con la ecuación (2.21). En la Figura 3.7b se puede ver la evolución del valor de  $\varepsilon$  a lo largo de la campaña

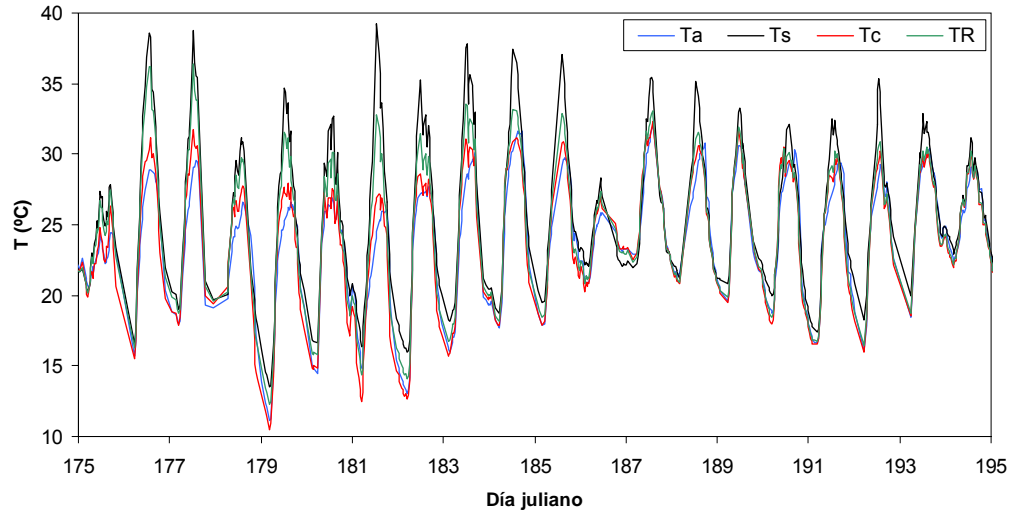
experimental. Finalmente, en la Figura 3.8 se muestra la evolución de las temperaturas radiométricas ya corregidas, tanto de las componentes por separado como del conjunto, durante un periodo de 20 días dentro de la campaña experimental. También se ha incluido la temperatura del aire, medida desde la torre, a una altura de 4 m. Como se puede observar, en las horas centrales del día  $T_s$  adquiere los valores más elevados, mientras que  $T_c$  es tan solo ligeramente superior a la temperatura del aire. Además, es interesante ver como, a medida que transcurren los días, y la cobertura del maíz aumenta, las diferencias entre  $T_c$  y  $T_s$  van siendo cada vez menores.



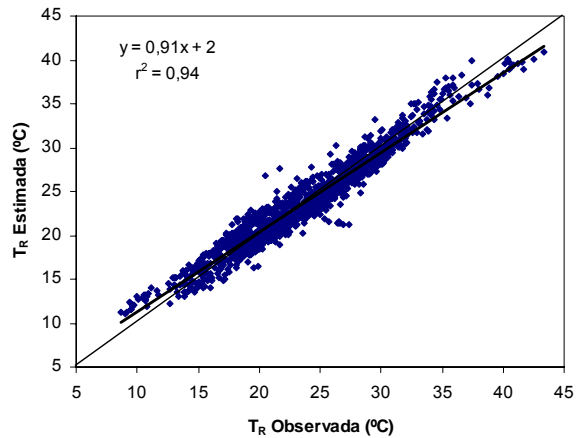
**Figura 3.7.-** (a) Evolución del contenido volumétrico de agua en el suelo en % a lo largo del experimento, junto con la correspondiente evolución de los valores de  $\epsilon_s$ . (b) Evolución del valor de la emisividad efectiva del conjunto suelo+vegetación a lo largo del experimento. (10/6/2004 (161)-30/7/2004 (211)).

En la Figura 3.9, se muestra el resultado del ajuste lineal entre los valores de  $T_R$  estimados y observados. El error de estimación resulta ser de  $\pm 1,4$  °C, con una sobreestimación de 0,02 °C. Se aprecia una ligera tendencia a sobreestimar los valores bajos de  $T_R$  y a subestimar los valores altos. Sin embargo, la bondad del ajuste es aceptable, sobre todo si se tiene en cuenta la gran variedad de condiciones ambientales y cobertura de vegetación, que se dieron a lo largo de los dos meses de observaciones. Además, hay que tener presente que la torre estaba colocada a varias decenas de metros de los radiómetros que median  $T_c$  y  $T_s$ , por lo que las diferencias en cobertura de vegetación o humedad del suelo entre las dos zonas pudieron contribuir a la dispersión que se observa en la Figura 3.9. También es importante el hecho de que tanto  $T_c$  como  $T_s$  se midieron de forma paralela a las hileras del cultivo, mientras que  $T_R$  se midió con un ángulo perpendicular a las mismas. A pesar de todas estas incertidumbres, los

resultados demuestran la validez y fiabilidad de las medidas directas de  $T_c$  y  $T_s$  como representativas de la temperatura efectiva de la vegetación y del suelo, respectivamente, en el área que rodeaba la torre desde la que se midieron los flujos de energía, y por tanto, se pueden emplear como parámetros de entrada del modelo STSEB.



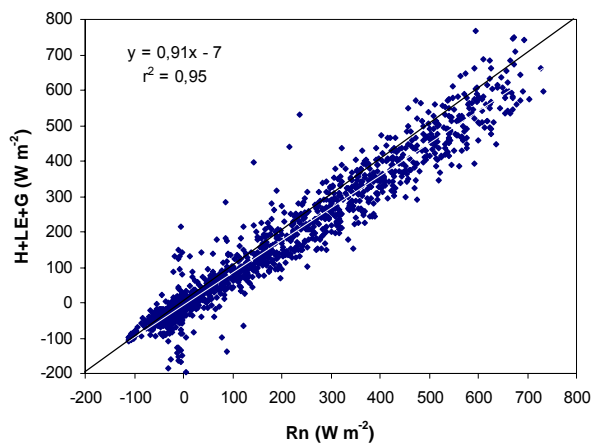
**Figura 3.8.-** Evolución de las temperaturas del aire,  $T_a$ , del suelo,  $T_s$ , de la vegetación,  $T_c$ , y del conjunto suelo+vegetación,  $T_R$ , para un periodo de 20 días dentro de la campaña OPE3. (24/6/2004 (175)-14/7/2004 (195)).



**Figura 3.9.-** Ajuste lineal entre los valores de  $T_R$  estimados a través de la ecuación (2.21), empleando las medidas de  $T_c$  y  $T_s$ , frente a las observaciones directas desde la torre.

### 3.1.3. Cierre del balance energético

En la práctica totalidad de los estudios sobre flujos, llevados a cabo en los últimos años, se ha observado una falta de cierre del balance energético cuando las medidas se realizan empleando anemómetros sónicos; es decir, el valor del flujo de radiación neta supera a la suma del resto de términos de la EBE (Wilson et al., 2002). Centrándonos en el caso de cultivos de maíz, se han obtenido cierres en torno al 80% (Prueger et al., 2005), aunque en ocasiones se puede alcanzar el 90% (Meyers & Hollinger, 2004). Para el caso que nos ocupa de la base de datos de la campaña OPE3, hemos realizado un ajuste lineal entre  $R_n$  y la suma  $H+LE+G$  (Figura 3.10). La pendiente de dicho ajuste está entorno a 0,9, lo que indica que aproximadamente un 10% de toda la energía disponible no se considera en términos medios. Tradicionalmente, se ha considerado que estos problemas en el cierre del balance energético se deben a la subestimación en la medida directa de los flujos turbulentos  $H$  y  $LE$ , a través de los anemómetros sónicos. Twine et al. (2000) sugirió dos técnicas para contrarrestar esta subestimación y hacer un reajuste de los valores observados de  $H$  y  $LE$ . La técnica residual consiste en asumir que las medidas de  $H$  son correctas, mientras que todo el problema está asociado a las medidas de  $LE$ , que han de obtenerse como un residuo de la ecuación de balance de energía. Por su parte, la técnica de la razón de Bowen se emplea para repartir la subestimación entre ambos flujos turbulentos,  $H$  y  $LE$ .

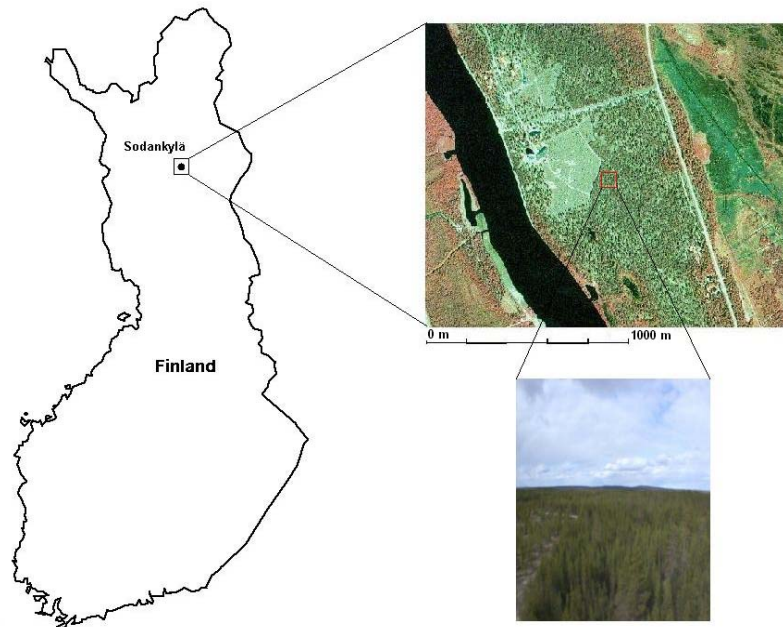


**Figura 3.10.-** Ajuste lineal entre los dos términos de la ecuación de balance energético, para la base de datos de la campaña OPE3.

## 3.2 Bosque boreal

### 3.2.1. Descripción de la zona de estudio y medidas

La segunda zona de estudio se inserta dentro del marco del proyecto SIFLEX-2002 (*Solar Induced Fluorescence Experiment-2002*). La campaña de medidas se llevó a cabo en Sodankylä, una zona de bosque boreal situada en el norte de Finlandia, de abril a junio de 2002. La zona de estudio estaba localizada en el *Arctic Research Center*, dentro del *Finnish Meteorological Institute (FMI)* ( $67^{\circ} 21' 42.7'' \text{N}$ ,  $26^{\circ} 38' 16.2'' \text{E}$ , 179 m sobre el nivel del mar), a unos 100 km al norte del círculo polar ártico. La zona experimental de Sodankylä pertenece al conjunto de zonas de referencia dentro del *Coordinated Enhanced Observing Period (CEOP)* del *World Climate Research Programme*, y a la red de estaciones de medida del flujo de  $\text{CO}_2$  del proyecto CARBOEUROPE (Figura 3.11).



**Figura 3.11.-** Localización y foto aérea de la zona experimental de SIFLEX-2002.

El área de estudio es bien representativa del cinturón mundial de zona boreal. En los inviernos se registran temperaturas bastante por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$ , con una capa permanente de nieve y hielo. Se trata de un área de bosque boreal, concretamente de

coníferas del tipo “Pino Escocés” (*Pinus sylvestris* L), de más de 10 m de altura, una media de edad de unos 100 años, y una densidad arbórea en torno a los 2.100 troncos por ha. El tipo de suelo es *fluvial sandy podzol*, y se encuentra cubierto por una capa de líquenes (Figura 3.12a). Por lo tanto, en este caso del bosque boreal, cuando se hable de temperatura radiométrica del suelo, nos estaremos refiriendo realmente a la temperatura radiométrica de la fina cubierta vegetada que se extiende bajo los árboles.

Durante la campaña SIFLEX-2002, la Universidad de Valencia se encargó de las medidas de radiación solar y de temperatura radiométrica de la superficie, mientras que el FMI se ocupó de la medida del LAI, de las variables meteorológicas y de los flujos de energía en superficie (Davidson et al., 2002).

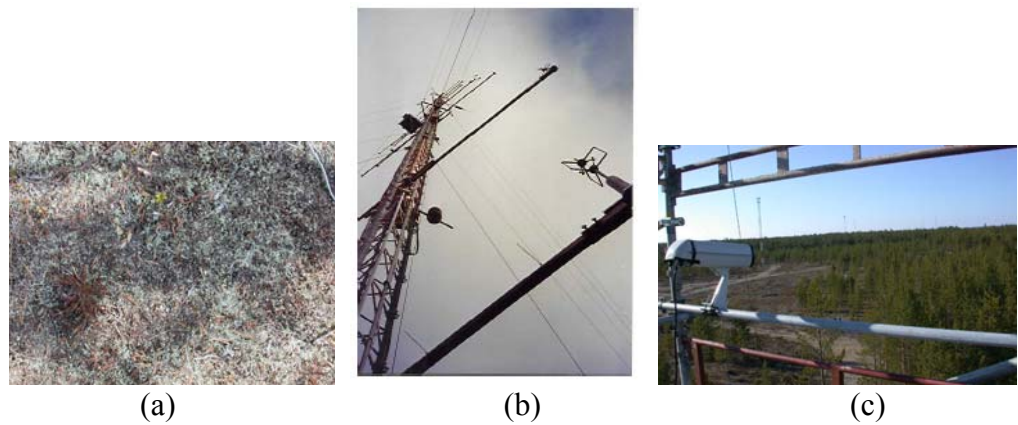
La medida de las variables meteorológicas se realizó desde un mástil micrometeorológico de 48 m de altura, que se colocó en la zona (Figura 3.12b). La temperatura y humedad del aire se midieron, a distintos niveles, con un sensor Vaisala HMP 45, con una precisión de  $\pm 0,2$  °C y  $\pm 1\%$ , respectivamente. Las medidas de velocidad del viento se realizaron con un anemómetro Vaisala WAA252, con una precisión de  $\pm 0,5$  m/s, colocado a una altura de 23 m. Otros parámetros meteorológicos, como la fracción de cobertura nubosa o la altura de las nubes, fueron tomados por personal del FMI. Además de todo esto, durante la campaña se lanzaron dos radiosondeos diarios, para conocer el perfil atmosférico de temperaturas, humedad y viento.

Las medidas del LAI se realizaron dos veces al día, en 12 puntos diferentes, distribuidos alrededor de la zona de estudio. Para estas medidas, se empleó un LICOR LAI-2000. Por otro lado, también se registró una serie temporal de valores de albedo de los árboles y la vegetación sobre el suelo.

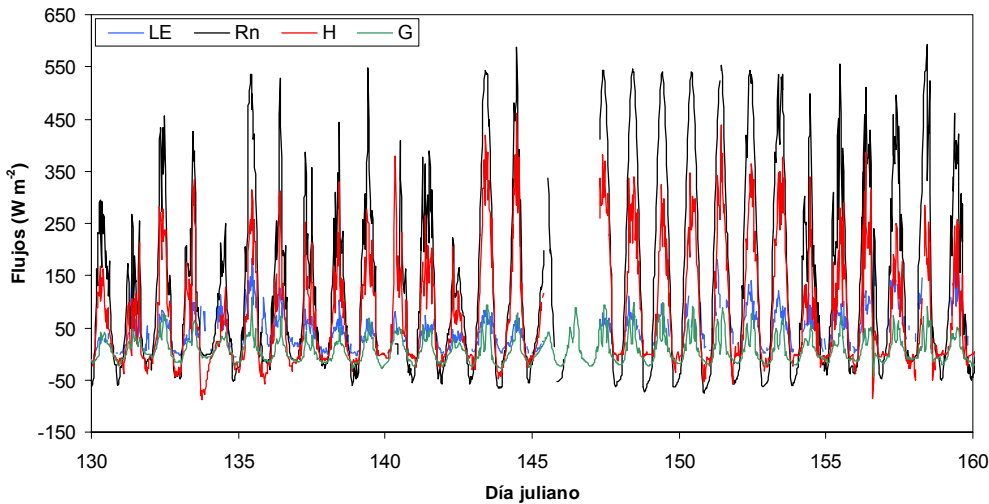
Cada 10 minutos, se realizaron medidas de la radiancia térmica procedente directamente de los árboles, a través de un radiómetro infrarrojo térmico multicanal CIMEL ELECTRONIQUE CE 312. El CIMEL se colocó en la torre, observando la superficie del bosque desde una altura de 12 m, y de forma inclinada, para asegurar una vista homogénea de la vegetación arbórea (Figura 3.12c). Este radiómetro posee cuatro bandas térmicas: una banda ancha, 8-14  $\mu\text{m}$  (canal 1), y tres bandas estrechas, 11,5-12,5  $\mu\text{m}$ , 10,5-11,5  $\mu\text{m}$ , y 8,2-9,2  $\mu\text{m}$  (canales 2, 3, y 4, respectivamente) (Legrand et al., 2000). Haciendo uso de este radiómetro, y a través del método de la caja (Rubio et al., 1997 y 2003), se realizaron medidas de la emisividad, tanto de los árboles como de

la cubierta vegetal sobre el suelo, a partir de muestras recogidas de ramas de pino y de líquenes, respectivamente. Por otro lado, se hizo uso del programa de transferencia radiativa MODTRAN 4 (Berk et al., 1999), para tratar datos de radiosondeo correspondientes a varios días con condiciones atmosféricas diferentes, y obtener, así, los parámetros atmosféricos necesarios para corregir las temperaturas de brillo de los efectos de la atmósfera.

Los flujos de calor sensible y latente se midieron con un anemómetro sónico SATI-3Sx y una sonda térmica de platino, con una precisión en la medida de los flujos de  $\pm 15-20$  % (Brutsaert 1982; Aurela et al., 2001). Las medidas se tomaron desde una altura de 23 m. La radiación global y reflejada de onda corta se midió a través de un sensor Kipp&Zonen CM11, y la radiación incidente y saliente de onda larga mediante un radiómetro de infrarrojos Eppley Precision. Para la medida de la radiación neta, se utilizó un sensor REBS Q-7. Todos estos sensores se colocaron a una altura de 46 m. En cuanto al flujo de calor en el suelo, se colocó un sensor HFT3, a una profundidad de 7 cm. En la Figura 3.13, se muestra la evolución de los flujos medidos durante un periodo de 30 días, dentro de la campaña experimental. En esta ocasión, a diferencia de lo que ocurría en el cultivo de maíz, el flujo de calor sensible,  $H$ , es el término claramente dominante, con máximos que pueden alcanzar los  $500 \text{ W m}^{-2}$ , mientras que el flujo de calor latente,  $LE$ , difícilmente llega a los  $150 \text{ W m}^{-2}$ . Además, en este caso los valores de  $G$  no son tan elevados como en el maíz, entre otras causas porque la energía disponible también es menor, en término medio.



**Figura 3.12.-** (a) Capa de vegetación que cubre la superficie del suelo entre los árboles. (b) Mástil meteorológico de 48 m de altura. (c) Radiómetro térmico observando la superficie.



**Figura 3.13.-** Evolución de los flujos de radiación neta,  $R_n$ , calor sensible,  $H$ , calor latente,  $LE$ , y calor en el suelo,  $G$ , para un periodo de 30 días dentro de la campaña SIFLEX. (10/5/2002 (130)-9/6/2002 (160)).

Adicionalmente, se midió la temperatura del suelo, empleando un conjunto de termopares, colocados a las profundidades de 2, 5, 10, 20, 50 y 100 cm. También se registró la humedad volumétrica del suelo a 5, 10, 20, 30 y 50 cm, mediante sondas Delta-T TDR. A todas estas medidas, hay que añadir las del calor almacenado en el estrato de aire comprendido entre la superficie y los instrumentos de medida de flujos. Todas las medidas se almacenaron cada 30 minutos.

A pesar de que la campaña experimental se llevó a cabo de Abril a Junio de 2002, el análisis mostrado en esta Tesis se basa en los datos tomados a partir del 5 de mayo, para evitar problemas adicionales que introduciría la cubierta de nieve sobre la superficie.

### 3.2.2. Temperaturas radiométricas

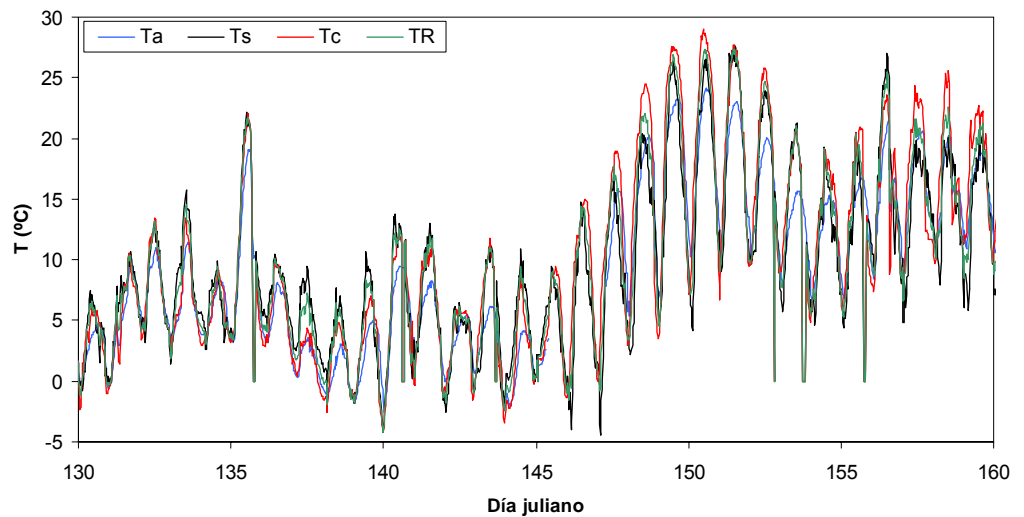
Desafortunadamente, en este caso del bosque boreal no se realizaron medidas de temperatura de la superficie del suelo, sino que solamente se registraron las temperaturas de los propios árboles, de acuerdo con el montaje experimental descrito anteriormente.



La ecuación (2.21) se puede escribir de la forma:

$$\varepsilon T_R^4(\theta) = P_v(\theta)\varepsilon_c T_c^4 + (1 - P_v(\theta))\varepsilon_s T_s^4 \quad (3.2)$$

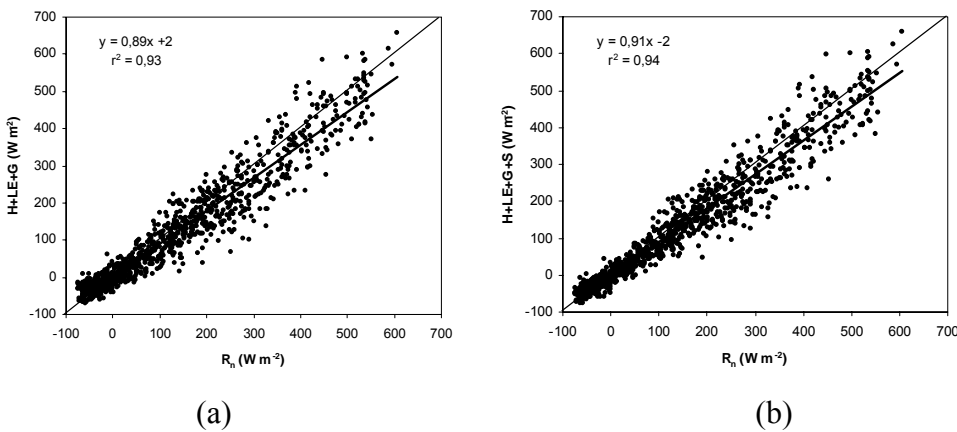
El término de la izquierda de la ecuación (3.2), corresponde a la radiación saliente de onda larga, dividida por la constante de Stefan-Boltzmann (Brutsaert, 1982). Por tanto, las medidas directas de esta componente de la radiación pueden sustituir las medidas realizadas con un radiómetro térmico. Esta técnica es la que empleamos en esta Tesis para estimar los valores de  $T_R$ . De esta forma, a partir de las medidas directas de  $T_c$  y las estimaciones indirectas de  $T_R$  se puede extraer  $T_s$ , a partir de la expresión (3.2). La estrategia empleada para determinar  $T_c$  bajo condiciones variables de nubosidad, a partir de los valores de radiancia medidos por el radiómetro CIMEL CE-312, se detalla en Nicolòs et al. (2005). En la Figura 3.14 hemos representado la evolución de las temperaturas radiométricas  $T_c$ ,  $T_s$ , y  $T_R$ , junto con la temperatura del aire, durante un periodo de 30 días, dentro de la campaña experimental.



**Figura 3.14.-** Evolución de las temperaturas del aire,  $T_a$ , del suelo,  $T_s$ , de la vegetación,  $T_c$ , y del conjunto suelo+vegetación,  $T_R$ , para un periodo de 30 días dentro de la campaña SIFLEX. (10/5/2002 (130)- 9/6/2002 (160)).

### 3.2.3. Cierre del balance energético

En este caso, al igual que en el caso anterior del cultivo de maíz, también observamos un descuadre en el cierre del balance energético. La Figura 3.15a muestra el resultado del ajuste lineal entre la energía disponible ( $R_n$ ) y la suma del resto de términos de la ecuación de balance energético ( $H+LE+G$ ). El balance ideal vendría dado por una pendiente unidad y una ordenada en el origen nula. En nuestro caso, se obtiene una pendiente de 0,89 y una ordenada en el origen de  $1,6 \text{ W m}^{-2}$ , con un coeficiente de determinación ( $r^2$ ) de 0,93. Incluyendo ahora el término de almacenamiento en el aire,  $S$ , se consigue mejorar un poco los resultados, como se puede ver en la Figura 3.15b. En este caso, la pendiente se incrementa hasta 0,91, y la ordenada en el origen descende hasta el valor de  $-1,9 \text{ W m}^{-2}$ , con un valor de  $r^2$  de 0,94. Sin embargo, todavía sigue habiendo un descuadre del 9% en el cierre del balance energético.



**Figura 3.15.-** Ajuste lineal entre los dos términos de la ecuación de balance energético para la base de datos de la campaña SIFLEX: (a) Sin considerar el término de almacenamiento,  $S$ , en el balance, (b) Incluyendo el término  $S$  en el balance.

Algunos estudios sobre el balance energético en bosques boreales, muestran resultados similares. Baldocchi et al. (1997) obtuvieron una pendiente de 0,94, y una ordenada en el origen de  $-8 \text{ W m}^{-2}$ , con un coeficiente de determinación de 0,94, empleando una base de datos correspondiente a un bosque boreal canadiense. Gustaffson et al. (2003) observaron que la suma  $H+LE+G$  suponía el 86% de la radiación neta, a partir de datos registrados en un área de bosque boreal, perteneciente a la zona experimental NOPEX, en Suecia. Por último, Wilson et al. (2002) realizaron un estudio, tomando

como base 22 zonas pertenecientes a FLUXNET, y obtuvieron valores de pendientes y ordenadas en el origen que oscilan entre 0,53 y 0,99, y entre -33 y 37 W m<sup>-2</sup>, respectivamente, con coeficientes de determinación también oscilando entre 0,64 y 0,96.

### 3.3 Resumen

En este capítulo, hemos presentado las dos bases de datos que hemos utilizado para validar el modelo STSEB. Una de ellas corresponde a una zona de cultivo de maíz en Beltsville, Maryland, USA, y la otra a una región de bosque boreal en Sodankylä, Finlandia. Ambos casos corresponden a ejemplos de zonas de vegetación dispersa con cobertura parcial, y las condiciones ambientales y las características de la vegetación son muy diferentes entre sí. El motivo de la elección de estas dos zonas experimentales es por que son representativas de una buena parte de los casos de vegetación que se encuentran en el medio natural. Por un lado, se estudia la plantación de maíz, como ejemplo de cultivo agrícola en hileras bien definidas y con unas condiciones de cobertura de vegetación variables, en función del estado de desarrollo fenológico del cultivo. Por otro lado, la estructura del bosque boreal es representativa de cualquier zona de bosque del mundo, es decir, se trata de una distribución aleatoria de los árboles, y la superficie del suelo, situado por debajo de éstos, no se encuentra desnuda, sino que normalmente aparece cubierta por una fina capa de hierba.

En el caso del maíz, las condiciones de cobertura de vegetación fueron variables, ya que la campaña experimental se desarrolló desde la plantación hasta prácticamente la recolección, mientras que en el bosque boreal, la cobertura permanece constante. En el caso del maíz, se realizaron medidas radiométricas de las temperaturas del suelo, de la vegetación, y también del conjunto suelo+vegetación. Sin embargo, en el bosque boreal, tan solo se registraron las temperaturas radiométricas de la vegetación arbórea. Por tanto, también hemos presentado en este capítulo la técnica que se ha seguido para estimar las temperaturas del suelo, o mejor dicho, de la capa de vegetación que cubre la superficie del suelo, en el bosque boreal. Al comparar las temperaturas radiométricas efectivas estimadas, a partir de las componentes, con los valores directamente medidos desde una torre, en el cultivo de maíz, se observa un error de estimación de  $\pm 1,4$  °C. Este resultado demuestra la validez y fiabilidad de las medidas directas de  $T_c$  y  $T_s$ , para ser utilizadas como parámetros de entrada en el modelo STSEB. Por último, también se incluye en este capítulo un análisis del balance energético, en ambas zonas

experimentales, a partir de las medidas de flujos registradas en cada una de ellas. Tanto en el maíz como en el bosque boreal, se aprecia un déficit de la energía disponible, en torno al 9%, lo que indica una posible subestimación de las medidas directas de los flujos turbulentos  $H$  y  $LE$  a través de los anemómetros sónicos. Así pues, es necesario llevar a cabo un reajuste de esos valores de flujo de calor sensible y latente, hasta forzar el cierre del balance energético, de manera que estos nuevos valores se puedan considerar como base fiable de comparación para llevar a cabo la validación de los resultados del modelo.

## 4 Validación y análisis de sensibilidad

*En este capítulo mostramos la validación del modelo propuesto, a partir de las bases de datos presentadas en el capítulo anterior. Los resultados de flujos obtenidos, al aplicar el modelo STSEB, se comparan con los valores medidos “in situ”. Se trata, por tanto, de una validación a escala local. Además de los ajustes lineales entre los valores calculados y observados, se realiza un completo análisis estadístico, a partir de los parámetros sugeridos por Willmott (1982). También se incluye en este capítulo una intercomparación entre los resultados obtenidos a través de los modelos STSEB y TSEB, sobre la base de datos OPE3, con el fin de estudiar el efecto de las simplificaciones introducidas en el esquema del modelo STSEB. En la segunda parte del capítulo, se realiza un exhaustivo análisis de sensibilidad del modelo STSEB a incertidumbres en sus variables y parámetros de entrada claves. Estas incertidumbres se han considerado como los errores típicos que cabe esperar en una aplicación del modelo a escala regional. Además, la variación de  $P_v$  a lo largo de la campaña experimental sobre el maíz, nos permite analizar la dependencia de la sensibilidad del modelo con las condiciones de proporción de vegetación.*



## 4.1 Validación del modelo en el cultivo de maíz

Una vez almacenados y procesados, adecuadamente, todos los datos registrados durante la campaña OPE3, disponemos de una base de datos con 1700 observaciones, aproximadamente, incluyendo tanto valores diurnos como nocturnos, así como todo tipo de condiciones meteorológicas. Tras aplicar paso a paso el modelo STSEB, de acuerdo con el procedimiento descrito en el Capítulo 2, realizamos una comparación de los resultados obtenidos con los valores de flujos medidos directamente. La Tabla 4.1 recoge el análisis estadístico de dicha comparación para todos los datos. Sin embargo, se sabe que los valores de los flujos energéticos durante la noche tienden a ser más bien bajos, en ocasiones muy próximos a cero. Por ello, un análisis estadístico realizado en base a los valores diurnos es siempre más descriptivo de la utilidad general de un modelo. Así pues, en este capítulo nos centramos en la discusión de los resultados diurnos (valores positivos de  $R_n$ ). El análisis estadístico anterior, filtrado ahora para las observaciones diurnas, se muestra en la Tabla 4.2.

**Tabla 4.1.-** Análisis estadístico de los resultados del modelo STSEB con la base de datos completa OPE3-2004.  $H_{EC}$  y  $H_{BR}$  son los flujos de calor sensible medidos por correlación turbulenta, y calculados a través de la técnica de conservación de la razón de Bowen, respectivamente.  $LE_{EC}$ ,  $LE_{RE}$  y  $LE_{BR}$  son los flujos de calor latente medidos por correlación turbulenta, y obtenidos a través de las técnicas de los residuos y de la razón de Bowen, respectivamente.

Flujo	Bias <sup>a</sup> (W m <sup>-2</sup> )	RMSD <sup>b</sup> (W m <sup>-2</sup> )	MAD <sup>c</sup> (W m <sup>-2</sup> )	a <sup>d</sup>	b <sup>e</sup> (W m <sup>-2</sup> )	r <sup>2f</sup>
$R_n$	+3	±13	±9	1,02	0	0,997
$G$	+20	±40	±30	0,70	24	0,77
$H_{EC}$	-1,7	±19	±13	0,77	3	0,75
$H_{BR}$	-8	±24	±16	0,68	2	0,72
$LE_{EC}$	+5	±60	±50	1,20	-15	0,86
$LE_{RE}$	-15	±50	±40	1,10	-30	0,92
$LE_{BR}$	-7	±50	±40	1,11	-22	0,91

$$^a \text{ Sesgo: } BIAS = \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) / n ; ^b \text{ Error cuadrático medio: } RMSD = \left[ \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 / n \right]^{1/2} ;$$

$$^c \text{ Diferencia absoluta media: } MAD = \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| / n ; ^d \text{ Pendiente del ajuste lineal: } P_i = aO_i + b ;$$

<sup>e</sup> Ordenada en el origen del ajuste lineal:  $P_i = aO_i + b$ ; <sup>f</sup> Coeficiente de determinación.  $P_i$  y  $O_i$  son las variables estimadas y medidas, respectivamente.

**Tabla 4.2.-** Análisis estadístico de los resultados del modelo STSEB con los datos diarios de la base OPE3-2004. (Ver Tabla 4.1 para la definición de las columnas).

Flujo	Bias <sup>a</sup> (W m <sup>-2</sup> )	RMSD <sup>b</sup> (W m <sup>-2</sup> )	MAD <sup>c</sup> (W m <sup>-2</sup> )	a <sup>d</sup>	b <sup>e</sup> (W m <sup>-2</sup> )	r <sup>2f</sup>
<b>R<sub>n</sub></b>	+8	±18	±13	1,01	5	0,99
<b>G</b>	+17	±40	±30	0,66	35	0,62
<b>H<sub>EC</sub></b>	-3	±22	±16	0,86	3	0,75
<b>H<sub>BR</sub></b>	-10	±30	±19	0,76	2	0,74
<b>LE<sub>EC</sub></b>	+30	±60	±50	1,04	22	0,82
<b>LE<sub>RE</sub></b>	-6	±50	±40	0,98	-2	0,85
<b>LE<sub>BR</sub></b>	0	±50	±40	1,00	0	0,85

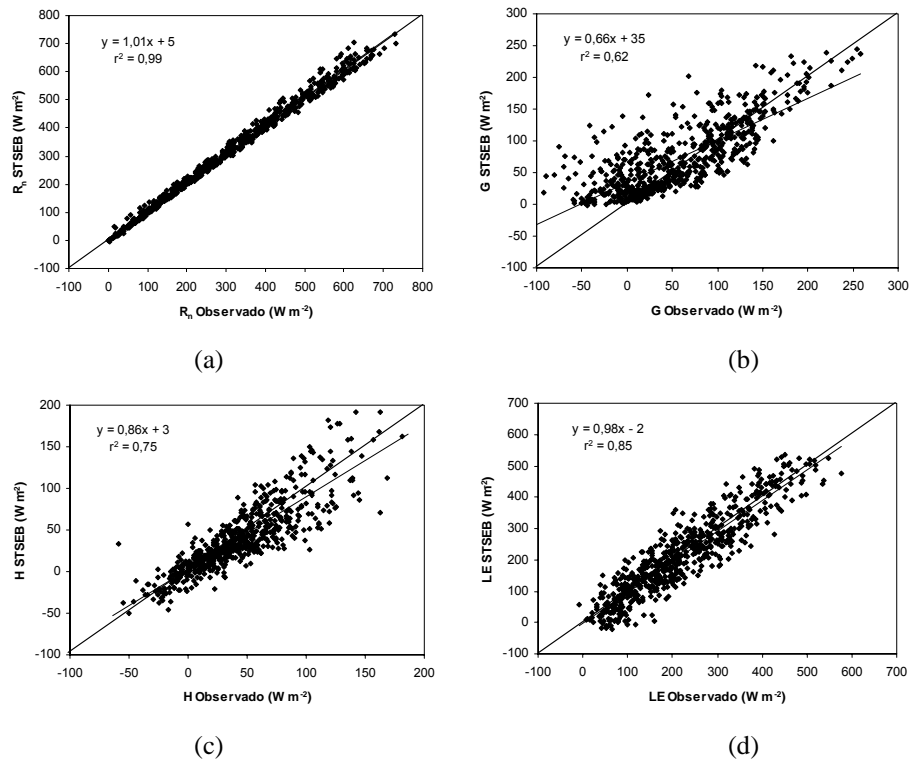
La radiación neta se estimó a partir de las ecuaciones (2.9), (2.10) y (2.11), empleando unos valores de albedo y emisividad característicos de un cultivo de maíz:  $\alpha_s=0,12$ ,  $\alpha_c=0,20$ ,  $\varepsilon_s=0,960$ , y  $\varepsilon_c=0,985$  (Campbell y Norman, 1998). El modelo reproduce los valores medidos de  $R_n$  con buena exactitud, obteniéndose una sobreestimación de  $8 \text{ W m}^{-2}$ , y un error cuadrático medio (RMSD) de  $\pm 18 \text{ W m}^{-2}$  (ver Figura 4.1a). Para el cálculo del flujo de calor en el suelo, a través de la ecuación (2.14), empleamos un valor de  $C_G=0,35$ , correspondiente al punto medio entre sus límites habituales (Choudhury et al., 1987). Este mismo valor de  $C_G$  se ha utilizado en otros trabajos recientes bajo condiciones similares (Li et al., 2005). Los resultados de  $G$  sobreestiman a los valores medidos en  $17 \text{ W m}^{-2}$ , en término medio, con un  $\text{RMSD}=\pm 40 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4.1b). Una forma de mejorar los resultados del modelo en cuanto a la estimación de  $G$  sería precalibrar el valor de  $C_G$  para las condiciones de esta zona de estudio, sin embargo perderíamos en operatividad del modelo.

En las Tablas 4.1 y 4.2 se muestran los estadísticos de la comparación entre las estimaciones de los flujos  $H$  y  $LE$  con las medidas directas a través de correlación turbulenta ( $EC$ ), y corregidas para forzar el cierre del balance energético, empleando la técnica residual ( $RE$ ) o la de la razón de Bowen ( $BR$ ) (Twine et al., 2000).

Las comparaciones de los resultados con  $H_{EC}$  y  $LE_{RE}$  se muestran en las Figuras 4.1c y 4.1d, respectivamente. Una vez corregidas las resistencias aerodinámicas de los efectos de estabilidad/inestabilidad atmosférica, tal y como se describe en el Apéndice III, realizamos el cálculo de  $H$  a partir de las ecuaciones (2.2), (2.3) y (2.4). Los resultados de  $H$  subestiman en  $3 \text{ W m}^{-2}$  los valores medidos, con un RMSD de  $\pm 22 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4.2c). La pendiente del ajuste lineal entre los resultados de  $H$  del modelo STSEB y los



valores de  $H_{EC}$  es de 0,86. El ajuste empeora cuando se aplica la técnica de la razón de Bowen. En este caso la pendiente del ajuste es de tan solo 0,76.



**Figura 4.1.-** Ajustes lineales entre los flujos de energía en superficie, estimados a través del modelo STSEB, y sus correspondientes valores medidos para la campaña OPE3: (a)  $R_n$ , (b)  $G$ , (c)  $H$  (medidas directas), (d)  $LE$  (aplicando la técnica RE).

Los resultados de  $LE$  se obtuvieron a partir de las ecuaciones (2.18), (2.19), y (2.20). Se observa una tendencia a sobreestimar las medidas de flujo de calor latente,  $LE_{EC}$ , con una pendiente de 1,04 y un  $RMSD = \pm 60$  W m<sup>-2</sup>. Como ya se indicó anteriormente, esta sobreestimación se puede deber, en parte, a un problema con el sistema de medida de los flujos turbulentos. El ajuste de los resultados de  $LE$  mejora significativamente cuando se aplica la técnica de los residuos a los valores observados directamente. En este caso, la pendiente decrece hasta un valor de 0,98 y el  $RMSD$  hasta  $\pm 50$  W m<sup>-2</sup> (ver Figuras 4.1d y Tabla 4.2). Cuando se provoca el cierre del balance a través de la técnica de la razón de Bowen ( $LE_{BR}$ ), se obtiene un  $RMSD$  similar de  $\pm 50$  W m<sup>-2</sup>, pero ahora la pendiente es 1,00 (ver Tabla 4.2).

Bajo condiciones de cobertura de vegetación muy baja o muy alta, la escena es relativamente homogénea, y la formulación del modelo STSEB debería aproximarse a la de los modelos de una sola fuente. Sin embargo, cuando  $P_v$  es elevada se complica la medida de  $T_s$ , mientras que para  $T_c$  los problemas aparecen en condiciones próximas a las del suelo desnudo. Para comprobar el funcionamiento del modelo STSEB bajo estas condiciones límite, repetimos todo el análisis anterior considerando solamente el periodo en el que  $0,05 < P_v < 0,75$ . Sin embargo, no se observaron mejoras significativas en la validación del modelo. Esto sugiere que el funcionamiento del modelo STSEB no se degrada bajo condiciones de baja o alta cobertura de vegetación.

## 4.2 Validación del modelo en el bosque boreal

Al igual que en el caso anterior del cultivo de maíz, para la validación del modelo con la base de datos del bosque boreal, hemos utilizado solamente la información diurna, con el fin de realizar un análisis estadístico verdaderamente descriptivo del funcionamiento del modelo.

La Figura 4.2a muestra el ajuste lineal entre los resultados de  $R_n$ , obtenidos aplicando las ecuaciones (2.9), (2.10), y (2.11), y los valores medidos directamente desde la torre. El análisis cuantitativo de este ajuste se recoge en la Tabla 4.3. Se observa una sobreestimación de  $+3 \text{ W m}^{-2}$ , con un RMSD de  $\pm 4 \text{ W m}^{-2}$ . En cuanto al flujo de calor en el suelo,  $G$ , a través de la ecuación (2.15) se obtiene una sobreestimación de  $6 \text{ W m}^{-2}$ , con un RMSD de  $\pm 15 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4.2b).

La altura de referencia en este caso era de 23 m (a diferencia de los 4,5 m en el maíz), con lo que la capa de aire existente, desde la cubierta vegetal hasta esa altura, es lo suficientemente gruesa, como para que el término de almacenamiento pueda no ser despreciable en este caso, tal y como se explicó al final del Capítulo 2. Así pues, haciendo uso de la ecuación (6) del Apéndice V, obtuvimos unos resultados de  $S$  con una subestimación de  $0,3 \text{ W m}^{-2}$ , y un RMSD de  $\pm 7 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4.2c).

La Tabla 4.3 muestra los resultados estadísticos de la comparación de los flujos turbulentos estimados,  $H$  y  $LE$ , con los valores medidos directamente ( $EC$ ), y también corregidos empleando la técnica de los residuos ( $RE$ ) y de la razón de Bowen ( $BR$ ). Se puede ver como los resultados obtenidos están más próximos a los valores observados,

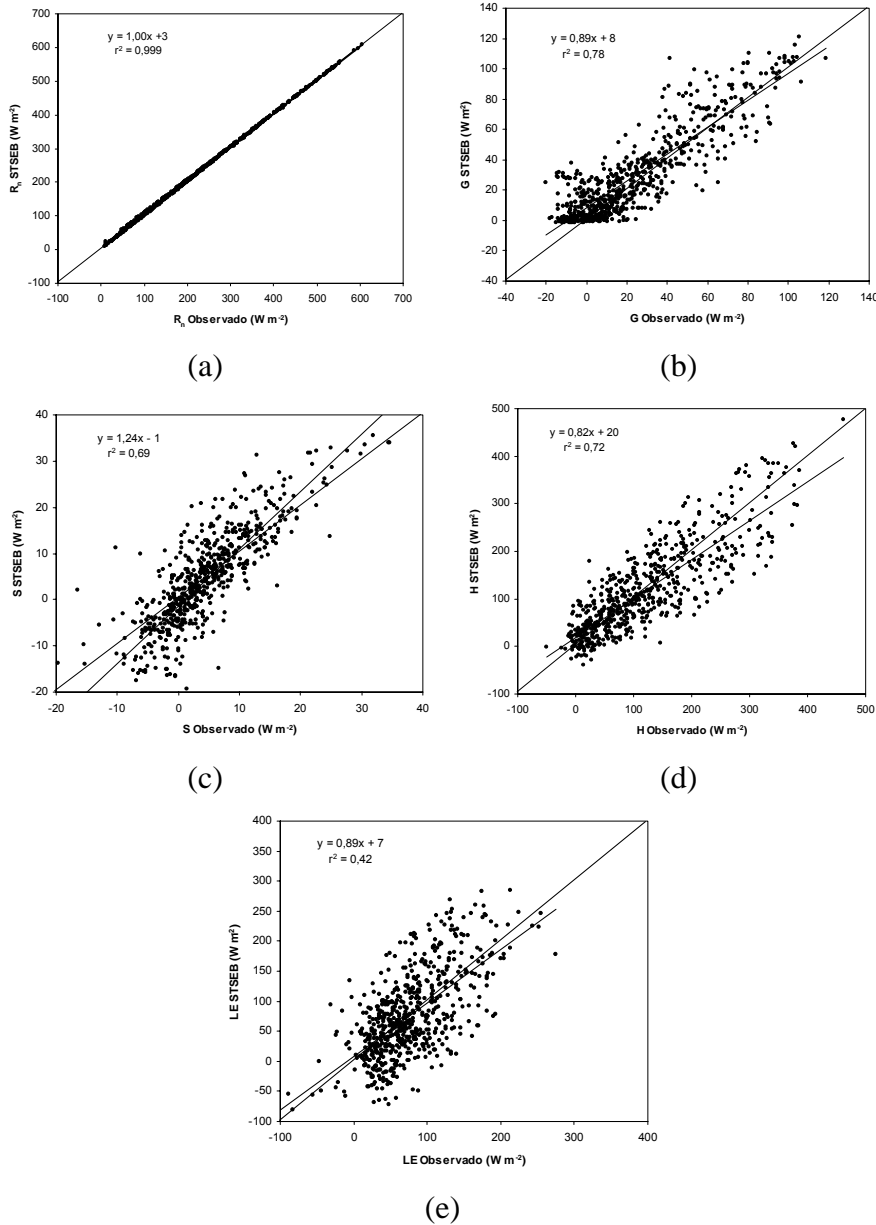
cuando se aplica la técnica de los residuos, es decir, cuando se asigna la falta de cierre del balance energético al flujo de calor latente, al igual que ocurría en el caso del maíz.

**Tabla 4.3.-** Análisis estadístico de los resultados del modelo STSEB con los datos de la base SIFLEX-2002. (Ver Tabla 4.1 para la definición de las columnas).

Flux	BIAS <sup>a</sup> (W m <sup>-2</sup> )	RMSD <sup>b</sup> (W m <sup>-2</sup> )	MAD <sup>c</sup> (W m <sup>-2</sup> )	a <sup>d</sup>	b <sup>e</sup> (W m <sup>-2</sup> )	r <sup>2f</sup>
<b>R<sub>n</sub></b>	+3	±4	±3	1,00	3	0,99
<b>G</b>	+6	±15	±11	0,89	8	0,78
<b>S</b>	0	±7	±5	1,24	-1	0,69
<b>H<sub>EC</sub></b>	-2	±50	±40	0,82	20	0,72
<b>H<sub>BR</sub></b>	-17	±60	±50	0,74	17	0,67
<b>LE<sub>EC</sub></b>	+23	±70	±50	1,10	18	0,23
<b>LE<sub>RE</sub></b>	-1	±50	±40	0,89	7	0,42
<b>LE<sub>BR</sub></b>	+15	±60	±50	1,31	-5	0,35

Las comparaciones de los resultados del modelo con  $H_{EC}$  y  $LE_{RE}$  se muestran en las Figuras 4.2d y 4.2e. Al igual que en la sección anterior, una vez corregidas las resistencias aerodinámicas de los efectos de estabilidad/inestabilidad atmosférica, realizamos el cálculo de  $H$  a través de las ecuaciones (2.2), (2.3), y (2.4). Los resultados muestran una subestimación de 2 W m<sup>-2</sup>, con un RMSD de ±50 W m<sup>-2</sup> (Figura 4.2d).

Finalmente, calculamos los valores de  $LE$  como un término residual de la ecuación de balance energético, incluyendo el término  $S$  ( $LE=R_n-H-G-S$ ). Existe una tendencia clara a sobreestimar los valores directamente medidos,  $LE_{EC}$ , con una pendiente de 1,10 y un RMSD=±70 W m<sup>-2</sup>. Cuando se aplica la técnica de los residuos a los valores medidos, la pendiente del ajuste desciende a 0,89 y el RMSD también desciende en 20 W m<sup>-2</sup> (Figura 4.2e). Si el cierre del balance se fuerza mediante la técnica de la razón de Bowen, la pendiente se incrementa en más del 30%, y se obtiene un RMSD=±60 W m<sup>-2</sup> (ver Tabla 4.3).



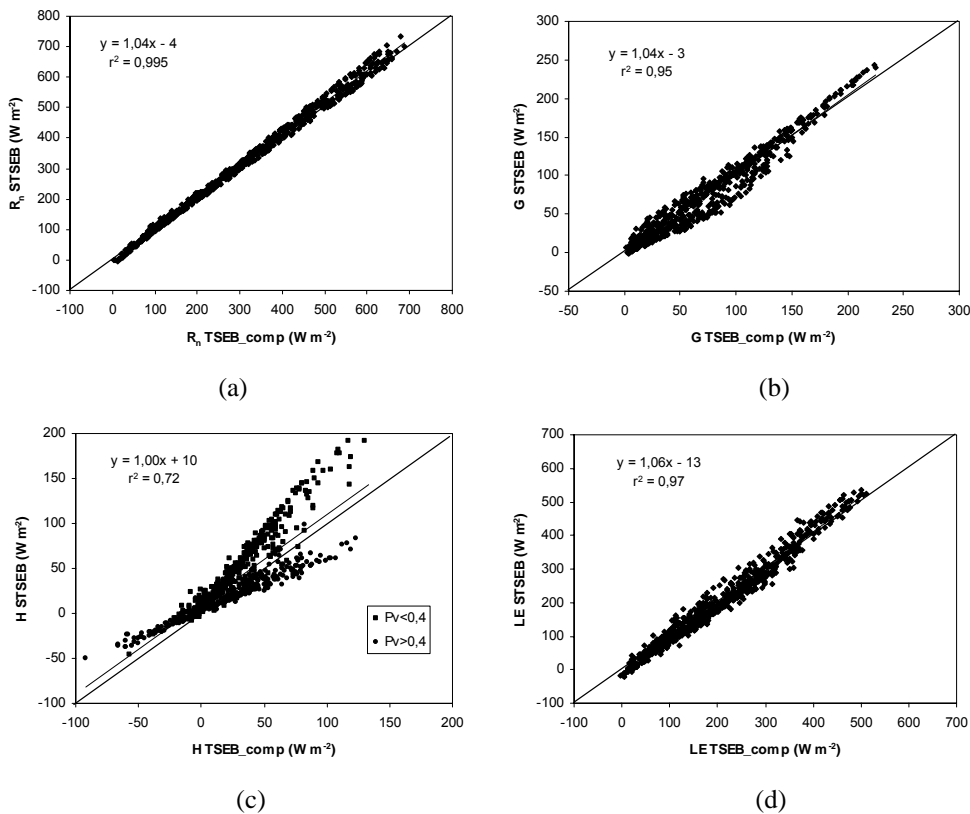
**Figura 4.2.-** Ajustes lineales entre los flujos de energía en superficie, estimados a través del modelo STSEB, y sus correspondientes valores medidos para la campaña SIFLEX: (a)  $R_n$ , (b)  $G$ , (c)  $S$ , (d)  $H$  (medidas directas), (e)  $LE$  (aplicando la técnica RE).

Se han dedicado pocos estudios a la simulación de los flujos energéticos en bosques boreales, y los que existen, normalmente, lo hacen a una escala diaria. Los modelos tienden a reducir los errores en los resultados, cuando se trabaja con medias diarias, en lugar de una base horaria o de 30 minutos. Gustafsson et al. (2003) comprobaron el funcionamiento del esquema empleado en el Centro Europeo para la Predicción del Tiempo a Medio Plazo, sobre un bosque boreal situado en la zona experimental NOPEX (Suecia). Los rasgos de este bosque son diferentes a los de la zona SIFLEX, con pinos escoceses de unos 25 m de altura y valores del *LAI* entre 3 y 5. Los ajustes lineales entre los flujos simulados y los observados, en términos de medias diarias, mostraban pendientes de 0,90, 2,39, 0,73, y 0,80 para  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ , y  $LE$ , respectivamente. Los valores de RMSD oscilaban entre  $\pm 10$  y  $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ , para todos los flujos. Wu et al. (2001) utilizaron datos de la campaña experimental BOREAS (Boreal Ecosystem-Atmosphere Study), para comparar los resultados de modelos de una sola capa y de dos capas, entre otros. En este caso, los árboles tenían una altura de unos 21 m y los valores máximos del *LAI* eran de 2,3. La comparación de los resultados con los valores diarios medidos de  $LE$  mostraba valores de RMSD de  $\pm 40 \text{ W m}^{-2}$ , para ambos modelos. Grant et al. (2006) emplearon el mismo bosque para probar cinco modelos incluidos en la red canadiense de FLUXNET. Los ajustes entre los flujos turbulentos obtenidos y observados, a escala horaria, presentaban pendientes entre 0,70 y 1,30, con valores de RMSD desde  $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$  hasta  $\pm 60 \text{ W m}^{-2}$ , en función del modelo. Recientemente, y aprovechando la propia base de datos de la campaña SIFLEX, nosotros mismos propusimos un método semiempírico para el cálculo de flujos a partir de imágenes del sensor MODIS (Sánchez et al., 2007). En este caso, obtuvimos valores de RMSD en torno a  $\pm 60 \text{ W m}^{-2}$ , a escala instantánea, mientras que a escala diaria, los errores se situaban por debajo de  $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ .

Si comparamos los resultados del modelo en el bosque boreal, con los vistos anteriormente en el cultivo de maíz, podemos observar como los errores de estimación de  $LE$  son del mismo orden, en ambas zonas, mientras que los correspondientes a la estimación de  $H$  son significativamente mayores en el bosque que en el maíz. Sin embargo, también debe de tenerse en cuenta las diferencias que existen entre ambos sitios en cuanto a la energía disponible y la partición de ésta entre los distintos flujos, como ya se comentó en el capítulo anterior (ver Figuras 3.5 y 3.13). El intercambio energético entre la superficie y la atmósfera está dominado por la evapotranspiración en el maíz, y por el flujo de calor sensible en el bosque boreal.

### 4.3 Intercomparación con el modelo de Kustas y Norman

Para comprobar el impacto de las simplificaciones introducidas en el modelo STSEB, en comparación con la configuración de capas del modelo TSEB, también aplicamos este último modelo a la base de datos OPE3-2004. Hay que señalar que hemos hecho uso de un esquema del modelo TSEB reestructurado (TSEB\_comp), para poder trabajar directamente con las temperaturas del suelo y de la vegetación, sin necesidad de recurrir a la aproximación de Priestley-Taylor (Kustas y Norman, 1997).



**Figura 4.3.-** Ajustes lineales entre los flujos de energía en superficie, estimados a través de los modelos STSEB y TSEB\_comp para la campaña OPE3: (a)  $R_n$ , (b)  $G$ , (c)  $H$ , (d)  $LE$ .

El análisis estadístico de los resultados diurnos del modelo TSEB\_comp se recoge en la Tabla 4.4. Por otro lado, en la Figura 4.3 se muestran las comparaciones entre los resultados de ambos modelos, el STSEB y el TSEB\_comp. En general se observa un buen acuerdo entre los flujos estimados por ambos modelos entre sí, y con los flujos

medidos directamente (ver Tablas 4.2 y 4.4). Lo más significativo son las diferencias en los resultados de flujo de calor sensible, obtenidos a través de ambos modelos (Figura 4.3c). Para valores bajos de  $P_v$ , es decir, cuando la componente del suelo predomina en la escena, el modelo STSEB tiende a estimar valores de  $H$  más elevados que el TSEB, mientras que para condiciones de alta cobertura de vegetación sucede lo contrario, se obtienen valores de  $H$  más bajos. En cuanto a la radiación neta, las diferencias entre los resultados de ambos modelos son mínimas, lo que demuestra la validez del sencillo esquema propuesto en la sección 2.2. Con el modelo STSEB, podemos prescindir de las complejas ecuaciones utilizadas en el esquema del modelo TSEB para calcular la radiación neta.

**Tabla 4.4.-** Análisis estadístico de los resultados del modelo TSEB\_comp, con los datos diurnos de la base OPE3-2004. (Ver Tabla 4.1 para la definición de las columnas).

Flux	Bias <sup>a</sup> (W m <sup>-2</sup> )	RMSD <sup>b</sup> (W m <sup>-2</sup> )	MAD <sup>c</sup> (W m <sup>-2</sup> )	a <sup>d</sup>	b <sup>e</sup> (W m <sup>-2</sup> )	r <sup>2f</sup>
<b>R<sub>n</sub></b>	-2	±11	±8	0,97	8	0,997
<b>G</b>	17	±40	±30	0,67	40	0,71
<b>H<sub>EC</sub></b>	-13	±25	±19	0,73	-2	0,74
<b>LE<sub>RE</sub></b>	-5	±40	±30	0,93	9	0,88

#### 4.4 Análisis de sensibilidad del modelo propuesto

La validación del modelo STSEB, que hemos llevado a cabo en las secciones anteriores, se ha realizado a partir de datos adquiridos “in situ”, asegurando de esta forma que los parámetros y variables de entrada del modelo eran representativos de las condiciones locales. Sin embargo, para la aplicación operativa del modelo, a escala regional, a partir de parámetros obtenidos, empleando imágenes de satélite, las incertidumbres en las entradas del modelo pueden provocar errores significativos en los flujos estimados. Para comprobar el impacto de errores típicos en las entradas del modelo, hemos realizado un análisis de sensibilidad del modelo STSEB, siguiendo el método sugerido por Zhan et al. (1996). De acuerdo con estos autores, la sensibilidad relativa,  $S_p$ , de las estimaciones de un flujo dado,  $Z$ , a una incertidumbre  $X$  en un parámetro  $p$ , se puede expresar como:

$$S_p(X) = \left| \frac{Z_- - Z_+}{Z_0} \right| \quad (4.1)$$

donde  $Z_0$ ,  $Z_+$ , y  $Z_-$  son los flujos ( $H$ ,  $R_n$ , o  $LE$ ) estimados cuando  $p$  es igual a su valor de referencia  $p_0$ , cuando  $p$  se incrementa en  $X$  su valor de referencia, y cuando  $p$  se disminuye en  $X$  su valor de referencia, respectivamente, manteniendo el resto de parámetros de entrada constantes. Este tipo de análisis de sensibilidad no contempla la posibilidad de estudiar el efecto simultáneo de las incertidumbres en varios parámetros de entrada. Esto podría dar como resultado un error acumulado mayor, sin embargo, lo más probable es que las incertidumbres tiendan a cancelarse entre sí, reduciendo el error general de los flujos calculados.

En los últimos años, se han publicado varios estudios de la sensibilidad del modelo TSEB (Anderson et al., 1997; Zhan et al., 1996). Cada uno de ellos se realizó bajo un escenario concreto, con un conjunto específico de valores de referencia para las entradas del modelo. Sin embargo, tal y como señaló Zhan et al. (1996), el valor de  $S_p$  obtenido para un parámetro dado puede depender de la elección de su valor de referencia. Por este motivo, en esta Tesis hemos tenido en cuenta, en primer lugar, todos los datos diurnos horarios registrados en el cultivo de maíz, como conjunto de valores de referencia, con lo que se dispone de una gran variedad. Para cada variable de entrada, realizamos una simulación para toda la serie temporal, a partir de valores perturbados de esa variable. Seguidamente, se promedia el resultado de  $S_p$  sobre toda la serie temporal.

En la Tabla 4.5, se muestra una lista de todas las variables y parámetros requeridos por el modelo STSEB, así como las incertidumbres asignadas a cada uno de ellos. Habitualmente, se ha asumido un intervalo de variación de los parámetros de entrada de un  $\pm 10\%$ , en los análisis de sensibilidad de los modelos de dos fuentes (Anderson et al., 1997; Zhan et al., 1996). Sin embargo, este valor puede ser irrealista para algunos parámetros, como las temperaturas o las emisividades (Coll et al., 2003; Valor y Caselles, 1996), mientras que, por otro lado, puede ser demasiado conservador para otros, como el  $LAI$  o el factor de agrupamiento (Anderson et al., 2004). La variación en  $T_s$ , se ha tomado como el doble del intervalo de incertidumbre en  $T_c$ , con el objeto de considerar el mayor efecto que las correcciones atmosférica y de emisividad ejercen sobre la componente del suelo. Para la temperatura del aire, la incertidumbre refleja los errores típicos asociados a interpolaciones espaciales realizadas a partir de redes de



estaciones meteorológicas. Para la radiación solar y la radiación incidente de onda larga, se redujo el valor de  $X$  al 5%, debido a la relativa homogeneidad espacial que estos dos parámetros presentan a escala regional. Los valores de  $S_p$  que se estiman pueden ser artificialmente altos, para algunos de los parámetros de entrada, en el caso de  $H$ , debido a los valores tan bajos de este flujo, que se tienen como referencia en el caso del cultivo de maíz.

**Tabla 4.5.-** Valores medios de la sensibilidad relativa,  $S_p$ , del modelo STSEB a las incertidumbres,  $X$ , en los parámetros de entrada necesarios para estimar  $H$ ,  $R_n$ , y  $LE$ , en el caso del maíz (descripción de los resultados en cursiva en el texto).

Entrada	$T_c$ (°C)	$T_s$ (°C)	$T_a$ (°C)	$u$ (m s <sup>-1</sup> )	$R_g$ (W m <sup>-2</sup> )	$L_{sky}$ (W m <sup>-2</sup> )	LAI	$\Omega_0$	$h$ (m)	$z_0$ (m)	$z'$ (m)	$\alpha_c$	$\alpha_s$	$\epsilon_c$	$\epsilon_s$
<b>X</b>	1 °C <i>0,5 °C</i>	2 °C <i>1 °C</i>	1 °C <i>0,2 °C</i>	10%	5%	5%	20%	20%	10%	50%	50%	20%	20%	0,02	0,02
<b>H</b>	<b>0,66</b> <i>0,45</i>	<b>0,86</b> <i>0,49</i>	<b>1,10</b> <i>0,28</i>	<b>0,17</b>	0,0018	0,0018	0,08	0,07	<b>0,10</b>	0,03	0,09	<10 <sup>-3</sup>	<10 <sup>-3</sup>	<b>0,24</b>	<b>0,23</b>
<b>R<sub>n</sub></b>	0,015 <i>0,008</i>	0,05 <i>0,03</i>	0 <i>0</i>	0	<b>0,12</b>	<b>0,13</b>	0,008	0,008	0	0	0	0,04	0,04	0,003	0,007
<b>LE</b>	<b>0,10</b> <i>0,06</i>	<b>0,23</b> <i>0,11</i>	<b>0,17</b> <i>0,04</i>	0,04	<b>0,14</b>	<b>0,15</b>	0,03	0,03	0,018	0,008	0,02	0,05	0,05	0,04	0,05

Los valores medios de  $S_p$ , para todo el periodo del experimento, se incluyen en la Tabla 4.5, para  $H$ ,  $R_n$ , y  $LE$ . Los resultados mayores del 10% se han señalado en negrita, para resaltar los parámetros que tienen un efecto más importante en la estimación de los flujos. Los errores en las temperaturas del suelo, la vegetación y el aire muestran claramente el mayor impacto en los flujos de calor sensible estimados. Otros parámetros, como las emisividades del suelo y de la vegetación, la altura de la vegetación, o la velocidad del viento, también poseen un efecto destacable en  $H$ . Para  $R_n$ , los parámetros clave son la radiación incidente de onda corta y de onda larga, con sensibilidades por encima del 10%. Estos dos últimos parámetros, junto con las temperaturas anteriores, también ejercen el mayor efecto en la obtención de  $LE$ . Para la estimación de  $LE$ , se observan valores de  $S_p$  por debajo del 25% en términos medios. La sensibilidad del modelo STSEB a parámetros como  $z_0$  y  $z'$  no es significativa, comparada a la del resto de parámetros, a pesar del alto valor de incertidumbre asignado (Sauer et al., 1995).

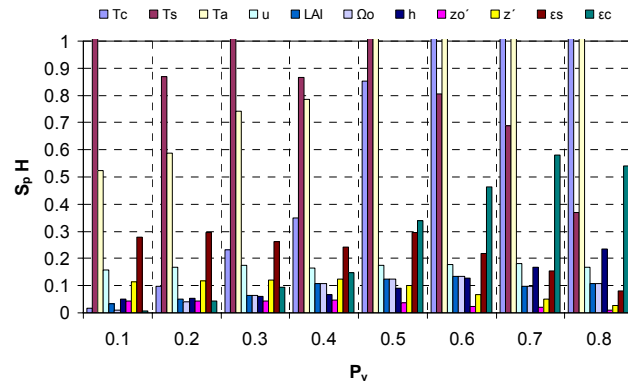
Los valores de sensibilidad relativa asociados con la validación local del modelo (sección 4.1), son considerablemente inferiores a los que se predicen para

experimentos de validación a escala regional. En la Tabla 4.5, hemos incluido, en cursiva, los errores típicos asociados con los parámetros de entrada del modelo, medidos localmente, a partir de radiómetros de infrarrojo térmico y torres meteorológicas locales. Para las temperaturas del suelo y de la vegetación, asignamos unas incertidumbres que reflejan los errores esperados en las correcciones atmosférica y de emisividad, a las temperaturas radiométricas sin corregir, registradas con radiómetros colocados en superficie. En cuanto a la temperatura del aire, las medidas a escala local, desde una torre meteorológica, son bastante precisas ( $\sim\pm 0,2$  °C). Los resultados de sensibilidad relativa, considerando estas incertidumbres locales, también se incluyen en la Tabla 4.5.

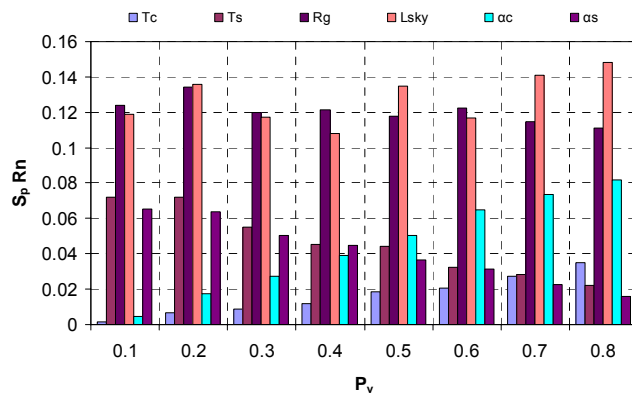
En la Figura 4.4, se muestran las variaciones de los resultados de sensibilidad del modelo, con las condiciones de cobertura de vegetación. Esta dependencia resulta de gran interés, y prácticamente no se ha estudiado en la bibliografía. Gracias a que los datos de referencia en este análisis de sensibilidad, se registraron a lo largo de toda la etapa de crecimiento del maíz, podemos investigar las incertidumbres del modelo en función de  $P_v$ . Para ello agrupamos los resultados de  $S_p$  en ocho intervalos de tamaño 0,1 en  $P_v$ , desde 0,1 hasta 0,8. Seguidamente realizamos la media de los valores de sensibilidad relativa para cada intervalo de  $P_v$ . Los resultados para  $H$ ,  $R_n$ , y  $LE$  se muestran en las Figuras 4.4a-c, respectivamente. Las variables o parámetros de entrada con valores de  $S_p$  por debajo de 0,03 no se muestran en estas gráficas.

Para las entradas del modelo relacionadas con el suelo ( $T_s$ ,  $\alpha_s$ , y  $\varepsilon_s$ ), los resultados de  $S_p$  decrecen a medida que aumenta  $P_v$ , mientras que para aquellos parámetros directamente ligados a la vegetación, como son  $T_c$ ,  $\alpha_c$ , y  $\varepsilon_c$ , se aprecia un incremento en  $S_p$ . Para las variables relacionadas con la estructura de la vegetación, como son el  $LAI$ , la altura, y el factor de agrupamiento, la sensibilidad relativa también aumenta en función de  $P_v$ . En los casos de la radiación incidente de onda corta y onda larga, no se observa dependencia significativa con  $P_v$ .

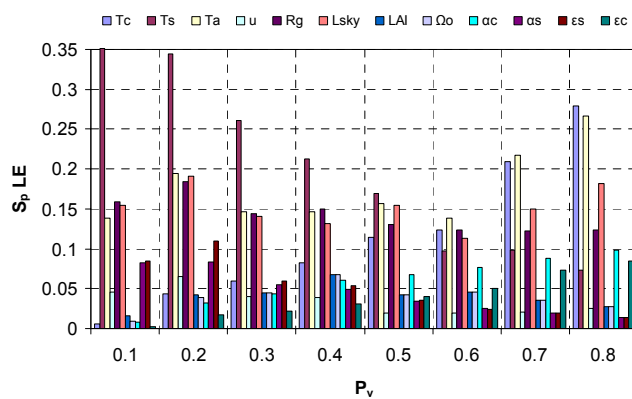
Para las estimaciones de flujo de calor latente, bajo condiciones de baja cobertura de vegetación ( $P_v < 0,2$ ), el modelo STSEB es más sensible a las incertidumbres en  $T_s$ , y bajo condiciones de alta cobertura de vegetación ( $P_v > 0,6$ ), lo es a incertidumbres en  $T_c$  y  $T_a$  (Figura 4.4c). La sensibilidad del modelo STSEB, a cualquiera de las incertidumbres asumidas para las variables requeridas, en la estimación de  $LE$  es inferior al 35%, para todo el intervalo de  $P_v$ . La sensibilidad es incluso más baja para el



(a)



(b)



(c)

**Figura 4.4.-** Evolución de la sensibilidad relativa del modelo STSEB, a las incertidumbres en las distintas variables de entrada,  $S_p$ , con la proporción de vegetación,  $P_v$ , para: (a) H (la escala en el eje de ordenadas se ha limitado a 1 para mejorar la visualización general de las barras), (b)  $R_n$ , (c) LE.

intervalo de coberturas de vegetación  $0,3 < P_v < 0,6$ , resultando valores por debajo del 20%. Las simulaciones de estimación de temperaturas del suelo y de la vegetación, a partir de medidas direccionales, llevadas a cabo por François (2002), abarcando un amplio intervalo de condiciones, tanto de cobertura de vegetación como de humedad, mostraron que el error en los resultados de  $T_s$  aumenta con el  $LAI$ , mientras que el error en la estimación de  $T_c$  disminuye generalmente. Teniendo en cuenta este comportamiento, las incertidumbres que hemos obtenido en los cálculos de los flujos podrían verse reducidas.

En el caso del bosque boreal, la proporción de vegetación es siempre constante, y por tanto, no tiene sentido analizar la dependencia de la sensibilidad del modelo con  $P_v$ . Sin embargo, sí que hemos extendido el estudio del análisis de sensibilidad del modelo a las condiciones del bosque boreal, empleando como base, en esta ocasión, valores medios de las variables y parámetros de entrada. En concreto, se realizaron medias correspondientes a un intervalo de cuatro horas, alrededor del mediodía solar. El listado de todas las variables estudiadas, así como los valores medios y las incertidumbres asignadas, se recoge en la Tabla 4.6. En esta ocasión, hemos seleccionado incertidumbres acordes con los errores típicos que cabe esperar en una aplicación operativa del modelo a una zona extensa de bosque boreal. Los resultados de sensibilidad se muestran también en la Tabla 4.6. La temperatura radiométrica efectiva de la superficie, junto con la temperatura del aire, presentan el mayor impacto sobre  $H$ , con valores de sensibilidad relativa por encima del 25%. Por su parte, la radiación neta se ve principalmente afectada por  $R_g$  y  $L_{sky}$ . Sin embargo, en este caso los valores de sensibilidad relativa están siempre por debajo del 15%.

La principal diferencia con los resultados obtenidos para el maíz, reside en la variable  $T_c$ . Bajo las condiciones del bosque boreal, el modelo es mucho menos sensible a una misma incertidumbre en esta componente de la temperatura. En este caso, no se evalúa el efecto de  $T_s$ , sino el de  $T_R$ , ya que es el parámetro que hemos medido directamente. Los resultados indican que hay que prestar especial atención a  $T_R$ , ya que una incertidumbre de  $\pm 1$  °C en esta variable, puede llegar a producir un error de casi el  $\pm 50\%$  en  $H$ . Para el cálculo de  $LE$ , los valores más altos de sensibilidad relativa también se obtienen para  $T_R$  y  $T_a$ . Sin embargo, en este caso, los valores de  $S_p$  para la mayoría de las variables de entrada del modelo superan el 30%. Esto se debe a que en estas condiciones del bosque boreal, gran parte de la energía disponible se invierte en flujo de calor sensible, mientras que los valores de flujo de calor latente son muy bajos, como ya vimos en el Capítulo 3. Como resultado, la sensibilidad del modelo en el

cálculo de  $LE$ , a incertidumbres en  $T_R$ , llega a exceder incluso el 100% de su valor de referencia.

Al igual que se ha indicado para el caso del maíz, también en el caso del bosque boreal, los valores de sensibilidad relativa del modelo asociados a la validación local del mismo (sección 4.2) son inferiores a los que se han presentado en esta Tesis, debido a la mayor precisión en la medida local de todas las variables del modelo.

**Tabla 4.6.-** Valores medios de la sensibilidad relativa,  $S_p$ , del modelo STSEB a las incertidumbres,  $X$ , en los parámetros de entrada necesarios para estimar  $H$ ,  $R_n$ , y  $LE$ , en el caso del bosque boreal ( $H_0=208 \text{ W m}^{-2}$ ,  $R_{n0}=385 \text{ W m}^{-2}$ ,  $LE_0=100 \text{ W m}^{-2}$ )

Entrada	$T_c$ (°C)	$T_R$ (°C)	$T_a$ (°C)	$u$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$R_g$ ( $\text{W m}^{-2}$ )	$L_{sky}$ ( $\text{W m}^{-2}$ )	LAI	$\Omega_0$	$h$ (m)	$\alpha_c$	$\alpha_s$	$\epsilon_c$	$\epsilon_s$
$P_0$	14,3	13,7	11,0	4,0	499	314	1,37	0,84	11	0,08	0,13	0,978	0,953
$X$	1 °C	1 °C	0,5 °C	0,5 $\text{ms}^{-1}$	5%	5%	20%	20%	10%	20%	20%	0,01	0,01
$H$	0,15	<b>0,48</b>	<b>0,32</b>	0,18	0,0019	0,0013	0,04	0,04	0,14	$<10^{-3}$	$<10^{-3}$	0,17	0,22
$R_n$	0	0,03	0	0	0,12	0,08	0,008	0,008	0	0,018	0,04	0,009	0,011
$LE$	<b>0,32</b>	<b>1,08</b>	<b>0,67</b>	<b>0,37</b>	<b>0,36</b>	<b>0,25</b>	0,06	0,06	<b>0,30</b>	0,06	0,12	<b>0,33</b>	<b>0,41</b>

## 4.5 Resumen

En este capítulo hemos realizado la validación del modelo STSEB propuesto en esta Tesis, a partir de las dos bases de datos presentadas en el Capítulo anterior. Se trata, por tanto, de una validación a escala local, es decir, los flujos energéticos se han calculado empleando, como variables y parámetros de entrada del modelo, los valores medidos “in situ” dentro de las respectivas campañas experimentales; y los resultados se han comparado con valores de los flujos también medidos “in situ”, a través de instrumentación colocada en torres micro-meteorológicas, situadas en las respectivas zonas de estudio.

En el caso del cultivo de maíz, se obtienen errores entre  $\pm 15$  y  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  para  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ , y  $LE$ . Para el bosque boreal, los resultados son similares, con errores por debajo de  $\pm 15 \text{ W m}^{-2}$  para  $R_n$ ,  $G$  y  $S$ , y en torno a  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  para los flujos de calor sensible y latente. En ambos casos, los mejores resultados se obtienen cuando la comparación se

establece con los valores resultantes de aplicar el método de los residuos, para forzar el cierre del balance energético. Por otro lado, también hemos realizado una intercomparación con el modelo tradicional TSEB, observando resultados muy similares, a pesar de la mayor complejidad de las ecuaciones empleadas en el esquema del modelo TSEB.

Con el fin de estudiar el potencial operativo del modelo STSEB, hemos realizado un análisis de la sensibilidad de los resultados del modelo, a posibles incertidumbres en los parámetros y variables de entrada. En ambas zonas, tanto en el maíz como en el bosque boreal, las variables de entrada con mayor impacto en el modelo son las temperaturas radiométricas y la temperatura del aire. Los errores relativos que se obtienen para los flujos turbulentos cambian mucho, dependiendo de la zona de estudio. Así pues, en el caso del maíz, los valores tan bajos de  $H$  que se registran, en comparación con los de  $LE$ , hacen que los errores de estimación de este flujo de calor sensible puedan ser muy altos, mientras que para el cálculo del flujo de calor latente los errores relativos son inferiores al 30%, para todo el intervalo de proporciones de vegetación. Para el caso del bosque boreal, ocurre justo lo contrario, los valores registrados de  $LE$  son mucho más bajos que los de  $H$ , y, por tanto, los errores de estimación del flujo de calor latente resultan mayores a los del flujo de calor sensible, en este caso.

En resumen, los resultados obtenidos demuestran la utilidad y fiabilidad del modelo STSEB, bajo una amplia variedad de condiciones, tanto ambientales, como relacionadas con el tipo y estructura de la vegetación.

## **5 Estimación de la evapotranspiración diaria a escala regional**

*En este capítulo, presentamos una metodología enfocada al cálculo de la evapotranspiración diaria a escala regional, a partir de datos de satélite de alta resolución espacial. La base de este método es el modelo propuesto para la estimación de los flujos instantáneos. En esta Tesis, nos centramos en la aplicación de dicha metodología a imágenes del satélite Landsat, aunque se podría extender a cualquier otro sensor de alta resolución. El método propuesto se ha aplicado a la región de La Basilicata, situada en el sur de Italia. Hemos elegido esta región debido a la gran variedad de usos de suelo que presenta dentro de toda su extensión, lo que representa un desafío para el modelo. Las características de la superficie se han obtenido a partir del mapa de usos de suelo del proyecto CORINE, y las variables meteorológicas a partir de la interpolación de los datos de unas cuarenta estaciones agrometeorológicas, distribuidas por toda la región. En cuanto a las imágenes de satélite, para esta Tesis se han seleccionado dos del sensor Landsat 7-ETM+ (26 de septiembre de 1999 y 14 junio de 2002) y una del sensor Landsat 5-TM (26 de mayo de 2004). Los resultados de evapotranspiración diaria se han comparado con algunas medidas tomadas en superficie, y se ha realizado un análisis de los mismos en base a la clasificación de usos de suelo.*





## 5.1 Metodología

A principios de los años 80 se descubrió la relación existente entre los flujos energéticos instantáneos (subíndice  $i$ ) y diarios (subíndice  $d$ ). De acuerdo con Seguin e Itier (1983):

$$\frac{H_d}{R_{nd}} = \frac{H_i}{R_{ni}} \quad (5.1)$$

Asumimos que a escala diaria se puede despreciar tanto el flujo geotérmico como el término de almacenamiento en el aire, de la ecuación de balance de energía (Seguin e Itier, 1983; Sánchez et al., 2007), de manera que ésta queda como:

$$R_{nd} = H_d + LE_d \quad (5.2)$$

Obteniendo  $LE_d$  como un término residual de la expresión (5.2), y teniendo en cuenta la relación (5.1), se llega finalmente a la ecuación:

$$LE_d = \frac{R_{nd}}{R_{ni}}(R_{ni} - H_i) \quad (5.3)$$

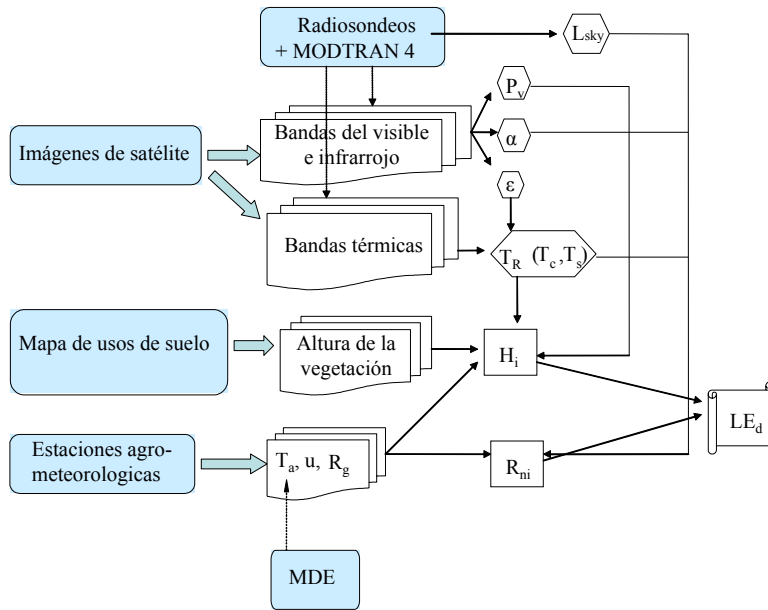
Así pues, es posible estimar la evapotranspiración diaria a partir de los valores instantáneos de  $R_n$  y  $H$  a una hora concreta del día, y el valor del cociente  $R_{nd}/R_{ni}$  para esa hora. Este cociente varía con la hora, el día del año y la latitud de la zona de estudio, pero no con el tipo de vegetación (Sobrino et al., 2005; Sánchez et al., 2008). Esto permite aplicar un valor único de  $R_{nd}/R_{ni}$  para toda una escena que contenga diferentes tipos de cultivo o de vegetación.

El modelo STSEB, propuesto en esta Tesis Doctoral, puede aplicarse tal y como hemos descrito en el Capítulo 2, para obtener los valores instantáneos de  $R_n$  y  $H$  en cada uno de los píxeles de una imagen de satélite. Sin embargo, cuando la partición de los flujos en sus componentes de suelo y vegetación no es lo que interesa, se puede obtener  $R_n$  a través del balance entre la radiación de onda larga y onda corta directamente para el conjunto suelo+vegetación:

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + \varepsilon L_{sky} - \varepsilon \sigma T_R^4 \quad (5.4)$$

La expresión (5.4) es más operativa que las dadas en el Capítulo 2 para obtener  $R_n$ , cuando se dispone de información efectiva (suelo+vegetación), píxel a píxel, de variables como  $\alpha$  y  $T_R$ .

En la Figura 1, se muestra el esquema de la metodología seguida para obtener la evapotranspiración real diaria, a escala regional, a partir de imágenes de satélite.



**Figura 5.1.-** Esquema de la metodología propuesta para obtener la evapotranspiración real diaria, a escala regional.

Como hemos visto con anterioridad, la proporción de vegetación es uno de los parámetros claves del modelo. Valor y Caselles (1996) propusieron obtener  $P_v$  a través de la expresión:

$$P_v = \frac{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right)}{\left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}\right) - K \left(1 - \frac{NDVI}{NDVI_v}\right)} \quad (5.5)$$

donde el coeficiente  $K$  se obtiene como:

$$K = \frac{R_{NIR_v} - R_{RED_v}}{R_{NIR_s} - R_{RED_s}} \quad (5.6)$$

donde  $R_{NIR}$  es la reflectividad en el infrarrojo próximo, y  $R_{RED}$  es la reflectividad en el rojo. Los subíndices “v” y “s” corresponden a zonas de cobertura completa de vegetación y zonas desprovistas de vegetación, respectivamente.

En el caso concreto del Landsat, el índice de vegetación  $NDVI$  (*Normalized Difference Vegetation Index*) se obtiene a partir de la información contenida en las bandas 3 (0,63-0,69  $\mu\text{m}$ ) y 4 (0,76-0,90  $\mu\text{m}$ ) de los sensores Thematic Mapper (TM) y Enhanced Thematic Mapper (ETM+). Previamente, las reflectividades de las bandas del visible y del infrarrojo próximo se corrigieron de los efectos atmosféricos. De esta forma, la reflectividad de canal a nivel de superficie,  $\rho_i$ , se calcula con la siguiente ecuación:

$$\rho_i = \frac{\pi(R_i - L_i^{\uparrow atm})d^2}{\tau_i(ESUN_i \cos(\alpha)\tau(\alpha) + L_i^{\downarrow atm hem})} \quad (5.7)$$

donde  $R_i$  es la radiancia en el canal  $i$ ,  $\tau_i$  es la transmisividad atmosférica de canal entre el sensor y la superficie,  $\tau(\alpha)$  es la transmisividad atmosférica entre el Sol y la superficie,  $\alpha$  es el ángulo cenital solar,  $ESUN_i$  es la irradiancia solar espectral en el techo de la atmósfera,  $d$  es la distancia Tierra-Sol,  $L_i^{\uparrow atm}$  es la radiancia ascendente de onda corta emitida por la atmósfera y  $L_i^{\downarrow atm hem}$  es la irradiancia atmosférica descendente, dividida por  $\pi$ . Las estimaciones de  $\tau_i$ ,  $\tau(\alpha)$ ,  $L_i^{\uparrow atm}$ ,  $L_i^{\downarrow atm hem}$  se obtienen introduciendo información de los perfiles atmosféricos, procedente de radiosondeos, en el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4.0 (Berk et al., 1999).

En cuanto a la selección de las zonas completamente vegetadas y desprovistas de vegetación en una imagen Landsat, se puede realizar analizando el contraste espectral entre las bandas 3-5. Las áreas seleccionadas también se pueden emplear para tener una estimación de las temperaturas del suelo y de la vegetación, necesarias en el modelo STSEB para obtener el flujo de calor sensible, a partir del mapa de temperaturas generado. En nuestro caso, estos mapas de temperatura se obtuvieron aplicando la ecuación de corrección monocanal a la banda 6 (10,4-12,5  $\mu\text{m}$ ):

$$R_i = \left[ \varepsilon_i B_i(T_R) + [1 - \varepsilon_i] L_{i \text{ atm } hem}^{\downarrow} \right] \tau_i + L_{i \text{ atm}}^{\uparrow} \quad (5.8)$$

donde  $B_i(T_R)$  es la función de Planck para la temperatura  $T_R$ , y  $\varepsilon_i$  se obtiene a través de la ecuación (2.22).

En esta Tesis Doctoral, hemos empleado la ecuación de Dubayah (1992) para integrar el albedo de la superficie, a partir de los valores de reflectividad en las distintas bandas de los sensores TM y ETM+; ésta es:

$$\alpha = 0,221\rho_1 + 0,162\rho_2 + 0,102\rho_3 + 0,354\rho_4 + 0,059\rho_5 + 0,0195\rho_7 \quad (5.9)$$

Dubayah (1992) realizó una estimación del error cometido al calcular la radiación neta utilizando la ecuación (5.9) para el albedo. Comparando con datos de campo, observó un error en torno al 2%.

Finalmente, para completar el conjunto de variables y parámetros necesarios en el esquema mostrado en la Figura 5.1, se necesitan datos meteorológicos. Las estaciones agro-meteorológicas estándar realizan un registro continuado de variables como la temperatura del aire, la velocidad del viento y la radiación solar global. A partir de la interpolación de los datos registrados en una red de estaciones, distribuidas por toda la zona de interés, se pueden elaborar mapas de estas variables. En cuanto a la radiación incidente de onda larga,  $L_{sky}$ , gracias a la homogeneidad espacial que presenta a lo largo de áreas relativamente extensas (Humes et al., 2002), se puede aplicar el mismo valor a toda la imagen. Este valor se puede obtener a partir de radiosondeos lanzados en la zona. En esta Tesis Doctoral, empleamos una técnica geoestadística (krigeaje) para interpolar los datos de una red regional de estaciones agro-meteorológicas, y elaborar mapas de velocidad de viento y radiación global. Sin embargo, como hemos visto en el Capítulo 4, el modelo STSEB es especialmente sensible a la temperatura del aire, ya que una pequeña incertidumbre en  $T_a$  puede provocar un error importante en la estimación de la evapotranspiración. Por este motivo, hemos recurrido a un Modelo Digital de Elevación del terreno (MDE), y hemos considerado la relación entre la temperatura del aire y la altitud sobre el nivel del mar, con el fin de obtener mapas más fiables de esta variable meteorológica.

## 5.2 Zona de estudio y medidas

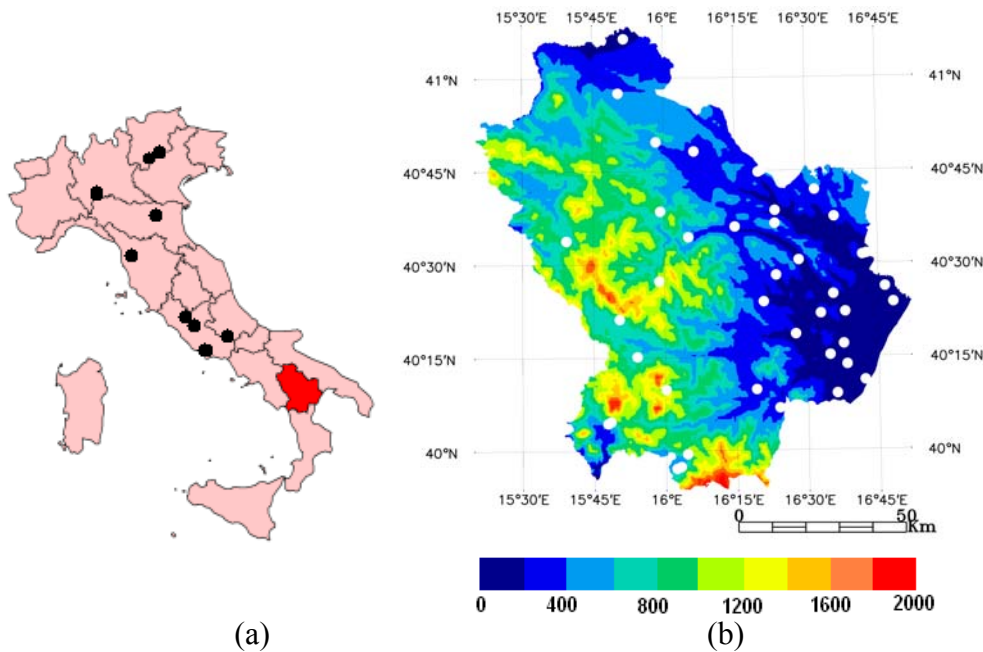
La Basilicata es una región de 9.992 km<sup>2</sup> situada en el sur de Italia, y dividida en dos provincias: Potenza y Matera (Figura 5.2a). Se trata de una región predominantemente montañosa. De hecho, las montañas ocupan un 47% del territorio (zonas de más de 700 m de altura sobre el nivel del mar), otro 45% está ocupado por pequeñas colinas (entre 200 y 700 m de altura), y el 8% restante por planicies (menos de 200 m de altura). Además, se puede distinguir claramente como la parte más montañosa se sitúa en la mitad occidental de la región, coincidiendo con la provincia de Potenza. La Figura 5.2b muestra un mapa digital de elevación del terreno, obtenido por el sensor MODIS, que hemos utilizado en esta Tesis.

La gran variedad de usos de suelo que presenta la región, la hace apropiada para analizar el funcionamiento del método propuesto para estimar la evapotranspiración, bajo diferentes condiciones de la superficie. Para caracterizar la superficie con valores nominales de altura de la vegetación, para cada uso de suelo, hemos empleado un mapa elaborado en el marco del proyecto CORINE Land Cover (Figura 5.3). Si analizamos las peculiaridades de la vegetación, fuertemente influida por las condiciones climáticas de la zona, la región se puede dividir en dos partes. La zona occidental, a lo largo de la franja de los Apeninos, se caracteriza por suelos altamente vegetados, con frecuentes bosques y campos de cultivo de vides y olivos. La zona oriental, sin embargo, se caracteriza por suelos desnudos y áridos, pobres en vegetación, excepto algunas zonas de regadío con cultivos de frutales.

Repartida por toda la región se encuentra una red de 38 estaciones agrometeorológicas, equipadas con instrumentación para la medida automática y continua de varias variables meteorológicas, como la temperatura del aire, la velocidad y dirección del viento, las precipitaciones y la evapotranspiración potencial. La temperatura del aire se midió con termómetros de resistencia PT100, con una precisión de  $\pm 0,1$  °C. La radiación solar se midió mediante piranómetros en el intervalo 0,3-2,5  $\mu\text{m}$ , con una precisión del  $\pm 2\%$ . La velocidad horizontal del viento se midió con anemómetros de cazoleta clásicos, con una precisión de  $\pm 0,5$  m s<sup>-1</sup>.

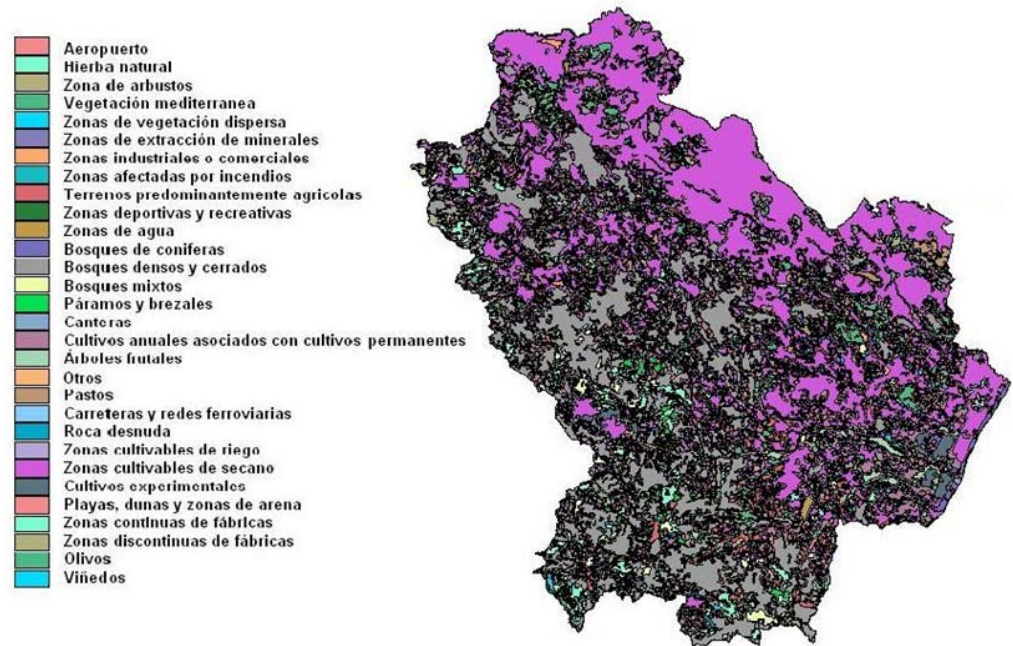
En cuanto a las medidas de evapotranspiración, dispusimos de dos lisímetros de pesada diferencial, colocados en dos zonas de cultivos diferentes: Lavello (41° 6'6''N, 15°50'55''E) y Policoro (40° 10'15''N, 16° 38'53''E). La resolución de estos sistemas es de  $\pm 0,06$  mm, aproximadamente. Para la zona de Lavello se recogieron datos de  $LE_d$

sobre una plantación de berenjenas y tomates, para las fechas 26/09/1999 y 14/06/2002, respectivamente. Por su parte, en la zona de Policoro las medidas se realizaron sobre una plantación de rábano y tomates, los días 26/09/1999 y 14/06/2002, respectivamente.



**Figura 5.2.-** (a) Localización de la región de La Basilicata (en rojo) y las torres de medida de flujos del proyecto CarboEurope (puntos negros) dentro de Italia. (b) Mapa digital de elevación del terreno de la región de La Basilicata. Los puntos blancos indican la localización exacta de las estaciones agro-meteorológicas de la zona.

Para esta Tesis, seleccionamos tres imágenes, libres de nubes, del satélite Landsat, una correspondiente al sensor TM, a bordo del Landsat 5 (L5-TM), 26 de mayo de 2004 (L5\_04), y dos correspondientes al sensor ETM+, a bordo del Landsat 7 (L7-ETM+), 26 de septiembre de 1999 (L7\_99) y 14 de junio de 2002 (L7\_02). La alta resolución espacial de estos sensores (30 m en las bandas del visible e infrarrojo próximo, y 60 m para el L7-ETM+ o 120 m para el L5-TM en la banda térmica), permite el control detallado, necesario en la metodología descrita, de las características de la superficie, para la región completa de La Basilicata.



**Figura 5.3.-** Mapa de usos de suelo de la región de La Basilicata (proyecto CORINE Land Cover 2000).

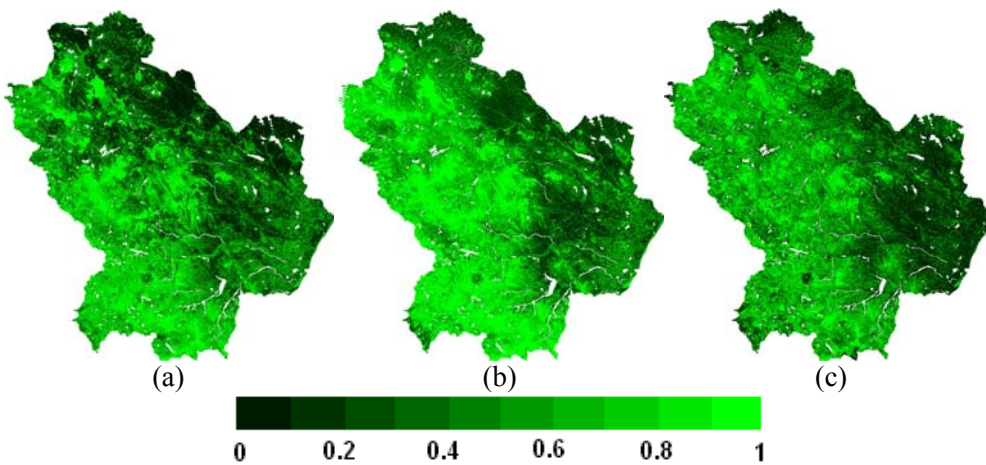
### 5.3 Resultados y discusión

Los perfiles atmosféricos de cada fecha, procedentes de radiosondeos lanzados en un área próxima a la zona de estudio, se procesaron con el programa MODTRAN 4.0, y se obtuvieron todos los parámetros necesarios para realizar la corrección atmosférica de las bandas del visible e infrarrojo próximo de las imágenes Landsat. En primer lugar, elaboramos un mapa de NDVI, para cada una de las imágenes. Teniendo en cuenta el contraste entre las bandas 3 y 4, y la imagen de NDVI obtenida, llevamos a cabo la identificación de los píxeles completamente vegetados, y desprovistos de vegetación. Con el objeto de tener en cuenta la variabilidad espacial dentro de toda la zona, seleccionamos varios ejemplos de cada clase repartidos por toda la región, y calculamos el valor medio de los parámetros del suelo y de la vegetación, necesarios en las ecuaciones (5.5) y (5.6) (ver Tabla 5.1). Las Figuras 5.4a-c muestran los mapas de cobertura de vegetación que se obtuvieron a partir de las tres imágenes de satélite. Podemos observar como la imagen de junio de 2002 presenta, en líneas generales, los valores más altos de  $P_v$ . También es de destacar que los valores más elevados de  $P_v$  se identifican con las zonas de bosque, comparando con la Figura 5.3.

En cuanto a los mapas de emisividad, en esta Tesis Doctoral hemos empleado unos valores típicos para las emisividades de la vegetación y del suelo,  $\varepsilon_c=0,985$  y  $\varepsilon_s=0,960$ , respectivamente (Rubio et al., 1997). En la Tabla 5.1 se muestra un resumen de los parámetros atmosféricos, obtenidos a partir de datos de radiosondeo, para cada fecha, necesarios en la ecuación de transferencia radiativa; y en las Figuras 5.5a-c se pueden ver los mapas elaborados de temperatura de superficie. Algunos autores, como Sobrino et al. (2004) y Li et al. (2005), han demostrado la validez de la temperatura de la superficie obtenida con Landsat 5-TM y Landsat 7-ETM+. Empleando la ecuación de transferencia radiativa, se ha obtenido la temperatura de la superficie con errores inferiores a  $\pm 1^\circ \text{C}$ . Esta incertidumbre es aceptable para la precisión en  $LE$  del modelo STSEB, como se vio en el Capítulo 4.

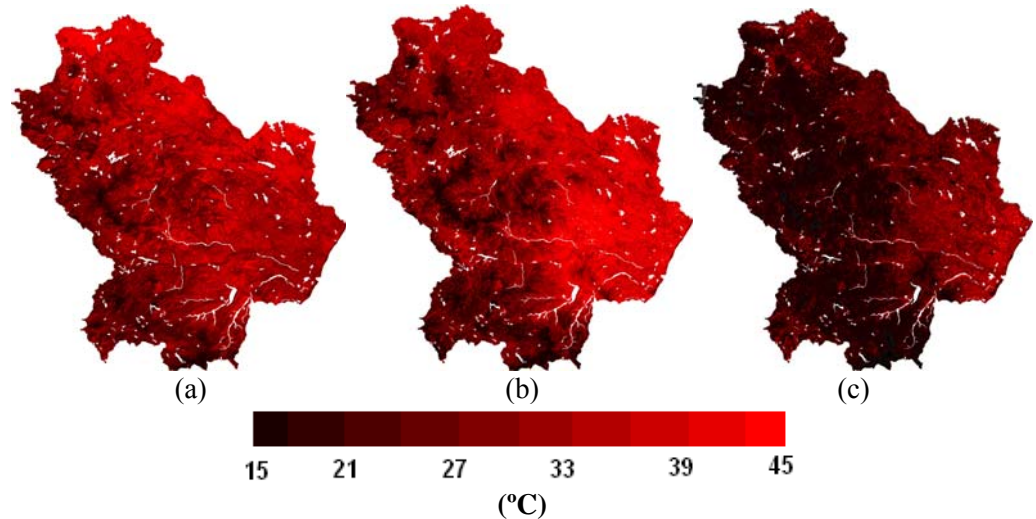
**Tabla 5.1.-** Parámetros atmosféricos, estimados a partir de datos de radiosondeo y el programa MODTRAN 4.0, y los parámetros de suelo y de vegetación, empleados en las ecuaciones (5.5) y (5.6).

Imagen	$\tau_i$	$L_{i \text{ atm}}^\uparrow$ ( $\text{W}/\text{m}^2\text{Sr } \mu\text{m}$ )	$L_{i \text{ atm hem}}^\downarrow$ ( $\text{W}/\text{m}^2\text{Sr } \mu\text{m}$ )	$L_{\text{sky}}$ ( $\text{W}/\text{m}^2$ )	$R_{\text{NIRv}}$	$R_{\text{NIRs}}$	$R_{\text{REDv}}$	$R_{\text{REDs}}$	NDVIv	NDVIs
L7-ETM+ (26/09/1999)	0,735	2,088	3,142	337	0,521	0,319	0,059	0,309	0,794	0,020
L7-ETM+ (14/06/2002)	0,811	1,433	2,198	332	0,689	0,397	0,010	0,227	0,980	0,274
L5-TM (26/05/2004)	0,813	1,325	2,019	312	0,570	0,190	0,043	0,103	0,861	0,307



**Figura 5.4.-** Mapas de cobertura de vegetación,  $P_v$ , correspondientes a las fechas: (a) 26/09/1999, (b) 14/06/2002, (c) 26/05/2004.

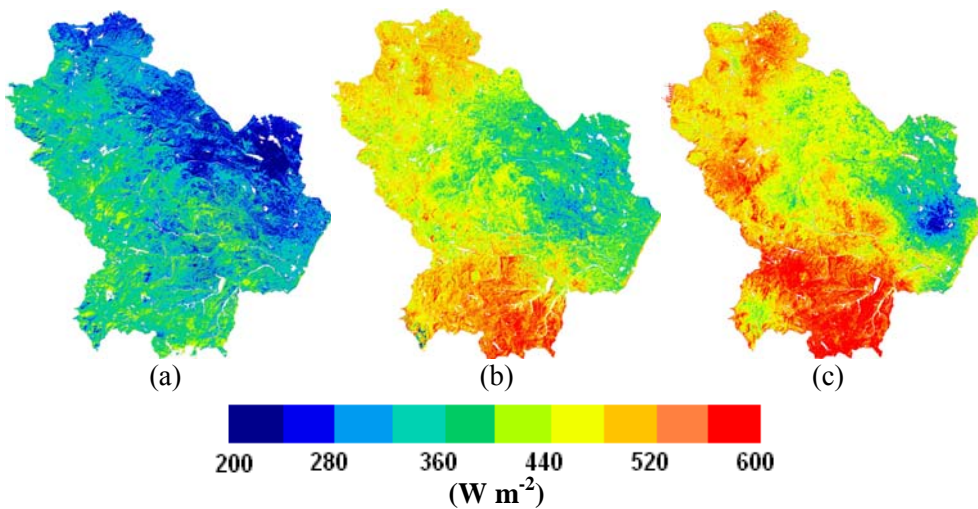




**Figura 5.5.-** Mapas de temperatura de la superficie,  $T_R$ , correspondientes a las fechas: (a) 26/09/1999, (b) 14/06/2002, (c) 26/05/2004.

A partir de la información registrada en la red de estaciones agro-meteorológicas, que se muestra en la Figura 5.2b, elaboramos los mapas de temperatura del aire, extrapolando la relación obtenida entre los valores de  $T_a$  de las estaciones y la altitud sobre el nivel del mar, a la región completa, a partir de la información del MDE. En todos los casos, los errores cuadráticos medios están próximos a  $\pm 1$  °C. Como ya se indicó en la sección 5.1, los mapas de velocidad de viento y radiación global se elaboraron a través de interpolación de tipo “krigeaje”.

Los valores de emisividad necesarios en la ecuación (5.4), para estimar la radiación neta, se han asumido iguales a los que se utilizan para la corrección de las temperaturas radiométricas de la superficie. Algunos autores, como Ogawa et al. (2002), mostraron que esto era posible, tras observar que la emisividad en el intervalo 8-14  $\mu\text{m}$  es bien representativa del valor de emisividad total. En la Tabla 5.1, se incluyen los valores de  $L_{sky}$  usados en el balance de radiación de onda larga. Finalmente, los mapas de  $R_{ni}$  se muestran en las Figuras 5.6a-c. Si comparamos las Figuras 5.6 y 5.4, podemos ver que los valores más altos de  $R_{ni}$  se obtienen para las zonas más vegetadas, y los más bajos, para las zonas desprovistas de vegetación.

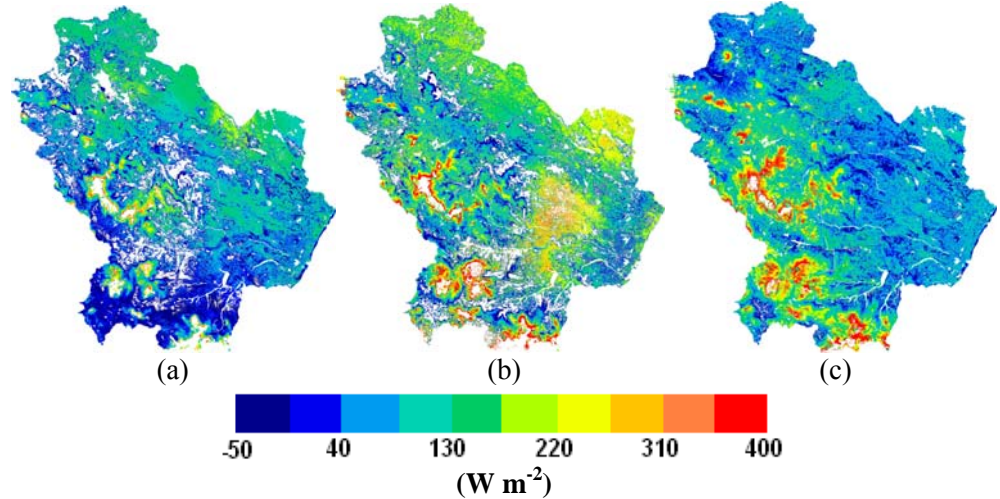


**Figura 5.6.-** Mapas de flujo de radiación neta instantáneo,  $R_{ni}$ , correspondientes a las fechas: (a) 26/09/1999, (b) 14/06/2002, (c) 26/05/2004.

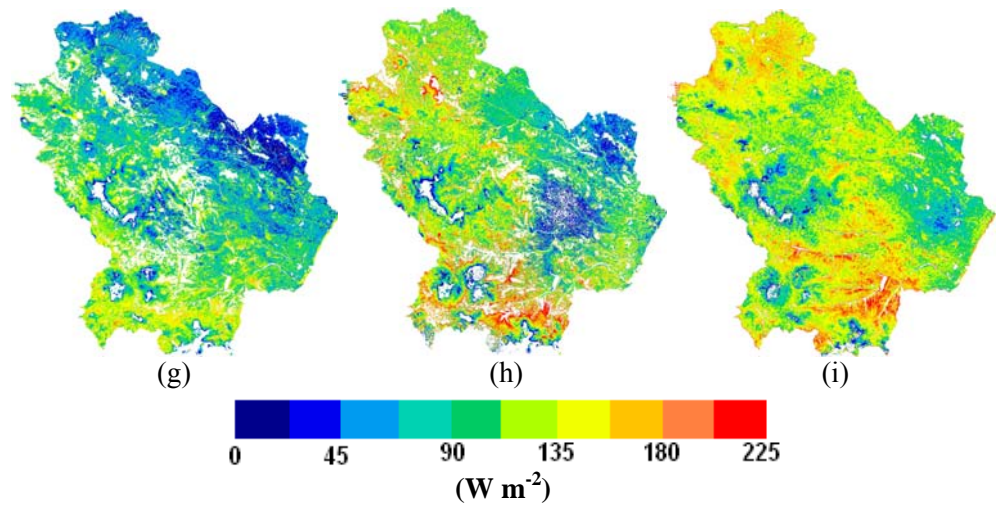
En las Figuras 5.7a-c se muestran los mapas producidos de flujo de calor sensible. A la hora de paso del Landsat, lo más habitual es que  $T_R$  sea mayor que  $T_a$ , para la mayoría de los escenarios, y por tanto que  $H$  sea positivo. Es posible que bajo ciertas condiciones particulares,  $T_a$  esté ligeramente por encima de  $T_R$ , llevando a valores ligeramente negativos de  $H$ . Sin embargo, los mapas elaborados de temperatura del aire y velocidad de viento (parámetros de entrada en la obtención del flujo de calor sensible), pueden contener incertidumbres espaciales que pueden conducir a valores irreales y excesivamente negativos de  $H$ . Por este motivo, aquellos píxeles que presentaban  $H < -50 \text{ W m}^{-2}$  se han enmascarado y apartado del análisis.

Los valores del cociente  $R_{nd}/R_{ni}$  se han calculado a partir de datos recogidos en las estaciones agro-meteorológicas. De acuerdo con lo señalado en la sección 5.1, hemos empleado un valor fijo para toda la imagen, en cada una de las fechas: 0,365, 0,378 y 0,351 para las imágenes L7\_99, L7\_02 y L5\_04, respectivamente. Los mapas elaborados de  $LE_d$  se muestran en las Figuras 5.8a-c. A consecuencia de las incertidumbres en las variables meteorológicas, mencionadas anteriormente, se obtienen algunos valores negativos no realistas de evapotranspiración diaria, provocados por los también irreales, y excesivamente altos, valores de  $H$ . De acuerdo con el MDE, estos valores aparecen en áreas por encima de los 1.500 m de altitud, y

han sido enmascarados en la Figura 5.8. En general, se observa que los valores más elevados de  $LE_d$  se obtienen para las zonas más vegetadas, mientras que los más bajos, para las zonas desprovistas de vegetación. Sin embargo, también existe una porción pequeña de píxeles con valores altos de  $P_v$  y valores bajos de  $LE_d$ . Estos píxeles se corresponden con zonas muy elevadas, en las que se dan valores más fríos de  $T_a$ , y, en consecuencia, los resultados de  $H$  son valores altos.



**Figura 5.7.-** Mapas de flujo de calor sensible instantáneo,  $H_s$ , correspondientes a las fechas: (a) 26/09/1999, (b) 14/06/2002, (c) 26/05/2004.



**Figura 5.8.-** Mapas de evapotranspiración real diaria,  $LE_d$ , correspondientes a las fechas: (a) 26/09/1999, (b) 14/06/2002, (c) 26/05/2004.

Para llevar a cabo un análisis cuantitativo de los resultados regionales de  $LE_d$ , hemos calculado el valor medio de todos los píxeles que se encuentran dentro de cada uno de los distintos usos de suelo mostrados en la Figura 5.3. Estos resultados se recogen en la Tabla 5.2. Los bosques en general, junto con los árboles frutales y las zonas agrícolas presentan los valores más altos. Por su parte, las zonas de vegetación dispersa, las zonas cultivables y los pastos muestran los valores más bajos de  $LE_d$ . En general, los valores de evapotranspiración diaria para mayo de 2004 son los más altos, y los correspondientes a septiembre de 1999 los más bajos. Buen reflejo de ello son los valores medios de  $LE_d$  para toda la región: 125, 112 y 87  $W m^{-2}$ , para mayo de 2004, junio de 2002 y septiembre de 1999, respectivamente. En el Apéndice VI se incluyen histogramas de los resultados de  $LE_d$ , elaborados para algunos de los usos de suelo predominantes en La Basilicata.

**Tabla 5.2.-** Valores medios de  $LE_d$  ( $W m^{-2}$ ) para los principales usos de suelo.

Uso de suelo	L7-ETM+ (26/09/1999)	L7-ETM+ (14/06/2002)	L5-TM (26/05/2004)
Pastos	81	92	115
Hierba natural	95	118	135
Árboles frutales	107	126	120
Olivos	92	112	115
Viñedos	95	123	123
Páramos y brezales	92	109	115
Zonas de vegetación dispersa	78	76	104
Zonas cultivables	67	101	129
Terrenos predominantemente agrícolas	101	123	135
Cultivos anuales	92	115	125
Cultivos experimentales	95	112	120
Bosques de coníferas	120	135	146
Bosques densos y cerrados	118	135	126
Bosques mixtos	104	115	107
REGIÓN COMPLETA	89	112	125

Para validar la metodología descrita en esta Tesis Doctoral, hemos comparado los resultados de  $LE_d$  con algunas medidas puntuales de lisímetro. La Tabla 5.3 recoge la comparación entre las medidas y los resultados extraídos de la Figura 5.8, para las localizaciones exactas de los dos lisímetros disponibles. Se obtiene un valor de RMSD de  $\pm 20 W m^{-2}$ , con una diferencia máxima de  $30 W m^{-2}$ .

**Tabla 5.3.-**Comparación entre las medidas de lisímetro de  $LE_d$  ( $W m^{-2}$ ) y los resultados extraídos de la Figura 5.8, para las localizaciones exactas de los instrumentos.

Fecha	Lisímetro	Medida	Estimación	Dif.
26 Septiembre	Lavello	-	84	-
1999	Policoro	54	60	6
14 Junio 2002	Lavello	61	90	29
	Policoro	80	84	4

Para reforzar la validación a una escala más amplia, hemos utilizado registros de la base de datos del proyecto CarboEurope. Se trata de un proyecto internacional, cuyo principal objetivo es el estudio de los intercambios de dióxido de carbono entre la superficie y la atmósfera. Con este propósito se ha distribuido por toda Europa una red de torres, equipadas con los instrumentos necesarios para la medida directa de los flujos energéticos en superficie (ver Tabla 5.4 y Figura 5.2a). Los valores de  $LE_d$ , medidos en dichas torres, se han utilizado como comparación de los valores medios, estimados a partir de la clasificación de usos de suelo de La Basilicata. Se obtiene un valor de RMSD de  $\pm 30 W m^{-2}$ , con una sobreestimación de  $14 W m^{-2}$ . Es evidente que sería deseable una red de puntos de medida de  $LE_d$  más completa, distribuida espacialmente por toda la zona de estudio, y representativa de la mayor cantidad de usos de suelo diferentes posible. Sin embargo, los resultados obtenidos ofrecen cierta confianza en la metodología propuesta para evaluar la evapotranspiración diaria, a una escala regional. Para acabar, diremos que los trabajos publicados, en relación al cálculo de  $LE_d$  a escala regional mediante el uso de la Teledetección, son más bien escasos. Estudios recientes han mostrado errores de estimación similares al obtenido en esta Tesis, en torno a  $\pm 30 W m^{-2}$ . Sin embargo, los modelos utilizados por los autores de estos trabajos requieren de calibraciones previas, y en algunos casos las imágenes se han obtenido a través de sensores aerotransportados, y no directamente desde satélite, lo que limita claramente la operatividad de las metodologías propuestas (Cleverly et al., 2002; Nagler et al., 2005; Gómez et al., 2005; Sobrino et al., 2005).

**Tabla 5.4.-**Comparación entre las medidas en superficie de  $LE_d$  ( $W m^{-2}$ ) (sistemas de correlación turbulenta y razón de Bowen), en las zonas experimentales CarboEurope dentro de Italia, y los resultados obtenidos para usos de suelo similares en la región de La Basilicata.

Lugar/Fecha	Uso suelo	Lat./Long.	$LE_d$ medido	$LE_d$ estimado	Dif.
Collelongo 26/09/1999	Bosque mixto	41° 50' 58'' N 13° 35' 17'' E	56	104	48
San Rossore 14/06/2002	Bosque de coníferas	43° 43' 47'' N 10° 17' 13'' E	132	135	3
Roccaresp, 1 14/06/2002	Bosque denso y cerrado	42° 24' 29'' N 11° 55' 48'' E	123	135	12
Roccaresp, 2 14/06/2002	Bosque denso y cerrado	42° 23' 25'' N 11° 55' 15'' E	118	135	17
Castelpolziano 14/06/2002	Hierba natural	41° 42' 19'' N 12° 22' 34'' E	78	118	40
Nonantola 14/06/2002	Cultivos	44° 41' 23'' N 11° 5' 19'' E	151	123	-28
Lavarone 26/05/2004	Bosque de coníferas	45° 57' 19'' N 11° 16' 52'' E	95	146	51
Parco Ticino 26/05/2004	Bosque denso y cerrado	45° 12' 3'' N 9° 3' 40'' E	140	125	-15
Monte Bond, 26/05/2004	Bosque mixto	46° 1' 47'' N 11° 4' 59'' E	109	107	-2
				Sesgo	14
				$\sigma$	$\pm 30$
				RMSD	$\pm 30$

## 5.4 Resumen

Una vez se ha validado el modelo, a escala local, en el capítulo anterior, en este capítulo mostramos la aplicación y validación a escala regional. En primer lugar, se expone paso a paso la metodología a seguir para obtener la evapotranspiración diaria, pasando por los flujos de calor sensible y de radiación neta instantáneos, a partir de imágenes de satélite y de información registrada en superficie en estaciones agrometeorológicas. En concreto, en esta Tesis nos centramos en imágenes de los sensores TM y ETM+, a bordo de los satélites Landsat 5 y Landsat 7, respectivamente.

El método se aplica a la región de La Basilicata, situada al sur de Italia, caracterizada por una gran variedad de usos de suelo, lo que nos permite hacer un análisis de los resultados en función del tipo de cultivo o vegetación. Para esta Tesis, hemos

empleado tres imágenes adquiridas en diferentes fechas, a partir de las cuales se han elaborado mapas de los distintos flujos en superficie.

Centrándonos en el estudio de la evapotranspiración diaria, se ponen de manifiesto las diferencias entre los distintos tipos de vegetación y las diferentes fechas. Los resultados se han comparado con medidas realizadas en superficie, observándose un error de estimación en torno a  $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ .





## **Conclusiones**



1. Hemos propuesto un modelo simplificado de balance de energía de dos fuentes (STSEB), cuya principal característica es que los flujos de cada una de las fuentes se consideran totalmente desacoplados. La clave del modelo es la ponderación que se hace de las contribuciones de cada fuente, a cada uno de los flujos totales del sistema, a través de sus respectivas áreas parciales de ocupación.
2. El modelo STSEB incluye, además, un nuevo esquema simplificado de distribución de la radiación neta total entre las componentes del suelo y de la vegetación.
3. Como alternativa al uso de la ecuación de Priestley-Taylor, se propone medir directamente las temperaturas del suelo y de la vegetación, o bien, si esto no es posible, estimarlas a partir de medidas direccionales de la temperatura efectiva del conjunto.
4. La validez y fiabilidad de las medidas directas de las temperaturas del suelo y de la vegetación, como parámetros de entrada en el modelo STSEB, queda comprobada al reproducir, con un error de estimación de  $\pm 1,4$  °C, los valores medidos de la temperatura efectiva del conjunto, en un cultivo de maíz.
5. En los dos casos estudiados, tanto en el maíz como en el bosque boreal, se aprecia un déficit de la energía disponible, en torno al 9%, cuando se realiza un análisis del balance energético, a partir de las medidas de flujos registradas en cada una de ellas. Por tanto, es necesario reajustar los valores medidos de los flujos turbulentos, hasta forzar el cierre del balance energético.
6. La comparación de los resultados del modelo STSEB con los valores directamente medidos "in situ" en el cultivo de maíz, muestra errores entre  $\pm 15$  y  $\pm 50$  W m<sup>-2</sup> para  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ , y  $LE$ . En cuanto al bosque boreal, estos errores se sitúan por debajo de  $\pm 15$  W m<sup>-2</sup> para  $R_n$ ,  $G$  y  $S$ , y en torno a  $\pm 50$  W m<sup>-2</sup> para  $H$  y  $LE$ .
7. A través de una intercomparación, entre el modelo desarrollado STSEB y el tradicional TSEB, observamos resultados muy similares; esto es un claro

indicativo de la validez y fiabilidad de las simplificaciones introducidas en las ecuaciones empleadas en el esquema del modelo presentado.

8. Un análisis de la sensibilidad del modelo a escala regional, muestra que las variables de entrada con mayor impacto, y por tanto, las que requieren una atención especial, son las temperaturas radiométricas y la temperatura del aire. En cultivos como el maíz, los errores de estimación de la evapotranspiración son inferiores al 30% con independencia del estado de su desarrollo fenológico. Sin embargo, en el caso de bosques boreales se puede superar ampliamente ese porcentaje, debido al escaso peso que  $LE$  posee en la ecuación de balance de energía en estos ecosistemas.
9. Es posible extender la aplicación del modelo STSEB a escala regional empleando imágenes de satélite, si se dispone de una red de estaciones meteorológicas y de una clasificación de los usos de suelo de la zona. Para el caso concreto de imágenes de los sensores TM y ETM+, a bordo de los satélites Landsat 5 y Landsat 7, respectivamente, se obtienen mapas de  $LE_d$  con un error de estimación en torno a  $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ .
10. En resumen, el esquema desacoplado del modelo de dos fuentes propuesto, STSEB, se muestra útil, operativo y fiable para el cálculo de flujos energéticos en superficie, tanto a escala local como regional, y bajo una amplia variedad de condiciones, tanto ambientales, como relacionadas con el tipo y estructura de la vegetación. En particular, la combinación del modelo STSEB con datos de teledetección, permite la estimación de la evapotranspiración real instantánea y diaria con errores aproximados de  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$ , y  $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente.

## *Apéndice I. Analogía entre la ecuación de transferencia de calor y la ley de Ohm*

La ley de conducción de Fourier establece que el flujo de calor entre dos puntos separados una distancia  $\Delta z$  (m), es proporcional a la diferencia de temperatura entre dichos puntos,  $\Delta T$  (K). La constante de proporcionalidad,  $k$ , es la conductividad térmica. De esta forma podemos escribir:

$$J_h = -k \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (\text{AI.1})$$

donde  $J_h$  es la energía transferida por unidad de área y tiempo. De acuerdo con esta relación,  $k$ , viene expresada en unidades de  $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ .

Multiplicando y dividiendo la ecuación (AI.1) por el producto  $\rho C_p$  (capacidad de calor por unidad de volumen), y definiendo la difusividad térmica ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ),  $D$ , como el cociente  $k/\rho C_p$  obtenemos la expresión:

$$J_h = -D\rho C_p \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (\text{AI.2})$$

Por otro lado, en la ley de Ohm, la densidad de corriente eléctrica,  $J_e$  ( $\text{A m}^{-2}$ ), está relacionada con el campo eléctrico,  $E$  ( $\text{V m}^{-1}$ ), a través de la conductividad eléctrica,  $\alpha$  ( $\Omega^{-1} \text{m}^{-1}$ ):

$$J_e = \alpha E = \alpha \frac{\partial V}{\partial z} \approx \alpha \frac{\Delta V}{\Delta z} \quad (\text{AI.3})$$

donde  $\Delta V$  (V) es la diferencia de potencial entre dos puntos separados una distancia  $\Delta z$  (m). De esta forma la intensidad de corriente eléctrica,  $I_e$  (A) viene dada por:

$$I_e = J_e A = \alpha A \frac{\Delta V}{\Delta z} \quad (\text{AI.4})$$

donde  $A$  ( $m^2$ ) es la sección atravesada por la intensidad de corriente. De esta forma se define una resistencia eléctrica,  $R_e(\Omega)$ :

$$I_e = \frac{\Delta V}{R_e} \quad (\text{AI.5})$$

donde  $R_e = \frac{\Delta z}{\alpha A}$ .

A partir de esto podemos observar la analogía entre la ley de Ohm, ecuación (AI.3), y la ley de Fourier (AI.2). Teniendo en cuenta la similitud entre energía y carga, podemos establecer una correspondencia entre la densidad de corriente eléctrica y la transferencia de calor. Por tanto, a partir de la ecuación (AI.2), podemos definir una intensidad de flujo,  $I_h$  ( $J s^{-1}$ ), como:

$$I_h = J_h A = -D\rho C_p A \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (\text{AI.6})$$

Así pues, podemos definir una resistencia equivalente a la resistencia eléctrica:

$$I_h = -\rho C_p A \frac{\Delta T}{R_h} \quad (\text{AI.7})$$

donde  $R_h = \frac{\Delta z}{D}$ , y sus unidades son  $s m^{-1}$ . Por tanto, el flujo de calor sensible,  $H$ , se expresa a partir de las expresiones (AI.6) y (AI.7) como:

$$H = J_h = -\rho C_p \frac{\Delta T}{R_h} \quad (\text{AI.8})$$

Después de este análisis, queda claro que la magnitud correspondiente a la intensidad de corriente no es directamente  $H$ , como se indica habitualmente, sino que realmente es el producto de  $H$  por el área que atraviesa. Este hecho tiene una repercusión importante a la hora de sumar los flujos procedentes del suelo y de la vegetación. En nuestro caso,  $R_h$  corresponderá a  $r_a^a$ ,  $r_a^h$  o  $r_a^s$  si nos referimos a las resistencias aerodinámicas del aire, y del suelo, respectivamente.

## *Apéndice II. Plano de desplazamiento cero y parámetros de rugosidad*

La altura  $d+z_{0M}$  ( $z_{0M}$ : parámetro de rugosidad,  $d$ : plano de desplazamiento cero) donde el perfil del viento se extrapola a cero, es una altura real medible dentro de la vegetación. Para superficies lisas, el arrastre de la superficie por el viento ocurre justamente en la superficie, y  $d+z_{0M}=0$ . Para el caso de un cultivo, el arrastre se produce a través de todo el cultivo, pero podemos imaginar una única superficie colocada a cierta altura por debajo del tope del cultivo que tendría un efecto equivalente al viento. Si se toma la medida de  $z$  desde ese punto, no hay necesidad de un plano de desplazamiento cero en las ecuaciones de transporte turbulento. Sin embargo, habitualmente se toma la medida de  $z$  desde la superficie del suelo.

Es difícil hacerse una idea intuitiva del significado de parámetros como  $z_{0M}$ ,  $z_{0H}$  (parámetro de rugosidad para la transferencia de calor) y  $u^*$  (velocidad de fricción). Las unidades de  $u^*$  son de velocidad, su valor es directamente proporcional a la velocidad del viento a la altura  $z$ , pero también depende de la fricción del viento con la superficie. De ahí el nombre de “*velocidad de fricción*”. Aunque  $z_{0M}$  tiene unidades de longitud no debería interpretarse como una longitud física medible. Más bien constituye una medida de la forma del arrastre y la fricción de la capa de aire que interacciona con la superficie. El viento puede hacer que la superficie sea más rugosa o más lisa y la dirección del viento con respecto a las hileras u otras formas regulares de la superficie puede tener un efecto mayor en el parámetro de rugosidad. Sin embargo, raramente se considera la dependencia de  $z_{0M}$  y  $d$  con la velocidad del viento ya que añade complicaciones innecesarias.

Para superficies con vegetación uniforme, como cultivos agrícolas, se puede obtener el plano de desplazamiento cero y el parámetro de rugosidad a partir del conocimiento de la altura de la vegetación,  $h$ , simplemente. Estas relaciones se obtuvieron de forma empírica hace ya varias décadas, pero han ido mejorando gracias a trabajos como el de Shaw y Pereira (1982) empleando modelos de simulación de la interacción vegetación-atmósfera. Estos autores investigaron los efectos de la densidad de la planta y la distribución de las hojas, junto con la altura en la vegetación, sobre  $z_{0M}$  y  $d$ . A partir de muchos ejemplos se ha comprobado que una forma eficaz y operativa de obtener  $z_{0M}$  y  $d$ , cuando solo conocemos la altura de la vegetación, es a través de las expresiones:

$$d = \frac{2}{3}h \quad (\text{AII.1})$$

$$z_{0M} = \frac{1}{10}h \quad (\text{AII.2})$$

Por su parte, el transporte de calor nunca es tan eficiente como el de momento en las proximidades de los elementos de vegetación (Garratt y Hicks, 1973). Por ello, el parámetro de rugosidad para el calor se estima como una fracción del parámetro de rugosidad para el momento:

$$z_{0H} = \frac{z_{0M}}{7} \quad (\text{AII.3})$$



### *Apéndice III. Funciones de estabilidad/inestabilidad*

La estructura vertical de las turbulencias en la capa atmosférica superficial viene muy bien descrita por las ecuaciones de Monin-Obukhov. De esta forma, la velocidad del viento, viene dada por:

$$u = \frac{u^*}{0,41} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_{0M}} \right) - \psi_M \left( \frac{z-d}{L} \right) + \psi_M \left( \frac{z_{0M}}{L} \right) \right] \quad (\text{AIII.1})$$

donde  $u^*$  es la denominada velocidad de fricción,  $z$  es la altura de referencia,  $d$  es el plano de desplazamiento cero,  $z_{0M}$  es el parámetro de rugosidad para la transferencia de momento,  $\Psi_M$  y  $\Psi_H$  son las *funciones de estabilidad/inestabilidad* para el momento y el calor, respectivamente, y  $L$  es la conocida *longitud de Obukhov*:

$$L = \frac{-u^{*3} \rho}{kg \left[ \left( \frac{H}{T_a C_p} \right) + 0,61E \right]} \quad (\text{AIII.2})$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $k$  es la constante de von Karman,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante,  $T_a$  es la temperatura del aire,  $H$  es el flujo de calor sensible, y  $E$  es la razón de evaporación superficial.

De acuerdo con la teoría de Monin-Obukhov, el perfil de temperaturas en altura se establece como:

$$T(z) = T(d + z_{0H}) - \frac{H}{0,41 \rho C_p u^*} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_{0H}} \right) - \psi_H \left( \frac{z-d}{L} \right) + \psi_H \left( \frac{z_{0H}}{L} \right) \right] \quad (\text{AIII.3})$$

donde  $z_{0H}$  es el parámetro de rugosidad para la transferencia de calor.

Las expresiones más recientes para determinar  $\Psi_M$  y  $\Psi_H$ , fueron dadas por Brutsaert (1999), y son diferentes según que las condiciones sean de estabilidad o de inestabilidad.

A) Condiciones de inestabilidad:

$$\Psi_M(y) = \text{Ln}(a+y) - 3by^{1/3} + \frac{ba^{1/3}}{2} \text{Ln} \left[ \frac{(1+x)^2}{(1-x+x^2)} \right] + 3^{1/2} ba^{1/3} \tan^{-1} \left[ (2x-1)/3^{1/2} \right] + \Psi_0 \quad (\text{AIII.4})$$

$$\Psi_H(y) = [(1-d)/n] \text{Ln} \left[ (c+y^n)/c \right] \quad (\text{AIII.5})$$

donde  $x=(y/a)^{1/3}$ , e  $y=-(z-d)/L$ . El símbolo  $\Psi_0$  denota una constante de integración, dada por  $\Psi_0=(-\text{Ln}(a)+3^{1/2}ba^{1/3}\pi/6)$ . Los parámetros  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ , y  $n$  toman valores constantes de 0,33, 0,41, 0,33, 0,057, y 0,78, respectivamente.

B) Condiciones de estabilidad

$$\Psi_M(y) = \Psi_H(y) = 5y \quad (\text{AIII.6})$$

Como puede apreciarse en el Capítulo 2, para calcular las resistencias aerodinámicas es necesario conocer previamente el valor de las funciones de estabilidad/inestabilidad, y para ello se precisa a su vez de la longitud de Obukhov. En la expresión (AIII.2) se observa como  $H$  y  $E$  son dos parámetros de entrada para calcular dicha  $L$ . Por tanto, en primer lugar hay que realizar un primer cálculo de estas resistencias aerodinámicas asumiendo condiciones de neutralidad atmosférica, es decir, sin tener en cuenta las correcciones de estabilidad/inestabilidad. Una vez se haya completado la estimación de los flujos de calor, se podrán introducir en la ecuación (AIII.2), para de esa forma obtener un nuevo valor de  $L$ , y seguidamente de las funciones  $\Psi_M$  y  $\Psi_H$ , con las que realizar un nuevo cálculo más acertado de las resistencias aerodinámicas. Lo mismo sucede con el cálculo de la velocidad de fricción,  $u^*$ , a partir de la ecuación (AIII.3). Este proceso cíclico debe repetirse varias veces para obtener resultados de flujos lo más precisos posibles.

***Apéndice IV. Artículo “Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations”***

*Este primer trabajo, realizado en colaboración con el Hydrology and Remote Sensing Laboratory, perteneciente al ARS-USDA (USA), y publicado en Remote Sensing of Environment en marzo de 2008, constituye la presentación del modelo Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB). Además de una descripción detallada de las ecuaciones y principales características del modelo, se lleva a cabo la validación del mismo, a partir de los datos recogidos sobre un cultivo de maíz en una zona experimental de Beltsville, Maryland (USA). Finalmente, también se muestra un exhaustivo análisis de sensibilidad del modelo.*

*La revista Remote Sensing of Environment posee un factor de impacto de 3,1 y ocupa la posición relativa I/II, dentro de la categoría Remote Sensing de la base de datos ISI Web of Knowledge.*



## Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations

J.M. Sánchez<sup>a,\*</sup>, W.P. Kustas<sup>a</sup>, V. Caselles<sup>b</sup>, M.C. Anderson<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Hydrology and Remote Sensing Laboratory, USDA-ARS, Bldg. 007, BARC West, Beltsville, MD 20750, United States

<sup>b</sup> Earth Physics and Thermodynamics Department, University of Valencia, C/Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, Valencia, Spain

Received 13 March 2007; received in revised form 18 July 2007; accepted 21 July 2007

### Abstract

Models estimating surface energy fluxes over partial canopy cover with thermal remote sensing must account for significant differences between the radiometric temperatures and turbulent exchange rates associated with the soil and canopy components of the thermal pixel scene. Recent progress in separating soil and canopy temperatures from dual angle composite radiometric temperature measurements has encouraged the development of two-source (soil and canopy) approaches to estimating surface energy fluxes given observations of component soil and canopy temperatures. A Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB) model has been developed using a “patch” treatment of the surface flux sources, which does not allow interaction between the soil and vegetation canopy components. A simple algorithm to predict the net radiation partitioning between the soil and vegetation is introduced as part of the STSEB patch modelling scheme. The feasibility of the STSEB approach under a full range in fractional vegetation cover conditions is explored using data collected over a maize (corn) crop in Beltsville Maryland, USA during the 2004 summer growing season. Measurements of soil and canopy component temperatures as well as the effective composite temperature were collected over the course of the growing season from crop emergence to cob development. Comparison with tower flux measurements yielded root-mean-square-difference values between 15 and 50 W m<sup>-2</sup> for the retrieval of the net radiation, soil, sensible and latent heat fluxes. A detailed sensitivity analysis of the STSEB approach to typical uncertainties in the required inputs was also conducted indicating greatest model sensitivity to soil and canopy temperature uncertainties with relative errors reaching ~30% in latent heat flux estimates. With algorithms proposed to infer component temperatures from bi-angular satellite observations, the STSEB model has the capability of being applied operationally. © 2007 Elsevier Inc. All rights reserved.

**Keywords:** STSEB; Soil temperature; Canopy temperature; Sensible heat flux; Latent heat flux

### 1. Introduction

The estimation of surface energy fluxes using remote sensing techniques has been widely studied in recent years. Despite some early criticisms suggesting that thermal infrared satellite observations are not sufficiently accurate for energy balance modelling (eg., Hall et al., 1992; Sellers et al., 1995), a wide variety of field experiments and associated studies have clearly shown the feasibility of using thermal remote sensing in the retrieval of surface fluxes (Anderson et al., 1997).

The development of two-source (soil+vegetation) layer models to accommodate partial canopy cover conditions

considers energy exchange between soil and canopy components, and hence interaction between soil and canopy elements (Choudhury & Monteith, 1988; Shuttleworth & Wallace, 1985). Another type of two-source model formulation is the so-called patch model where it is assumed that all the fluxes act vertically and that there is no interaction between soil and canopy components (i.e., a complete energy balance between the atmosphere and each element; Blyth & Harding, 1995; Lhomme & Chehbouni, 1999).

Norman et al. (1995) introduced a remote sensing-based two-source layer modelling framework for computing surface fluxes using directional brightness temperature observations. The Two-Source Energy Balance model (TSEB) was developed to require minimal inputs, similar to single-source models. Since typically only composite brightness temperature observations

\* Corresponding author.

E-mail address: [Juan.M.Sanchez@uv.es](mailto:Juan.M.Sanchez@uv.es) (J.M. Sánchez).

are available, an additional assumption is required for obtaining initial estimates of soil and vegetation canopy component temperatures and energy fluxes. For the TSEB scheme, the Priestley–Taylor (PT) equation applied to the vegetated canopy is used to obtain an initial solution. Although the TSEB uses the Priestley–Taylor approximation as an initial estimate for the canopy transpiration flux, the model has a built-in mechanism for throttling the PT coefficient,  $\alpha_{PT}$ , back from its potential value ( $\sim 1.3$ ) when conditions of vegetation stress are detected (Kustas et al., 2004). The TSEB model has been widely applied, validated and modified to deal with unique landscapes over the past several years (French et al., 2003, 2005; Kustas & Norman, 1999a, 2000; Li et al., 2005; Schmugge et al., 1998).

Alternatively, if the partitioning of composite land-surface temperature into soil and canopy temperatures is known a priori, e.g., through dual angle Thermal InfraRed (TIR) decomposition (e.g., François, 2002; Otterman et al., 1992), the soil and canopy latent heat rates can be computed directly as a residual to the component energy budgets. In this case, the PT formulation is no longer required in the TSEB scheme (Kustas & Norman, 1997, 1999b).

In this paper a Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB) model is developed, based on a patch representation of the energy exchange from soil and canopy, which permits estimation of surface fluxes under partial canopy cover conditions directly from component soil and canopy temperatures. A simple algorithm to predict the net radiation partitioning between soil and vegetation is also developed as part of the STSEB model.

Reliable measurements of the soil and canopy temperatures are required as inputs in the STSEB. These temperatures are not readily available from most satellite systems. Otterman et al. (1992) proposed one of the first models for inferring canopy and underlying soil temperatures from multi-directional measurements. Further studies on the angular effects on the brightness surface temperature for a variety of canopies (e.g., Chehbouni et al., 2001a; Lagouarde et al., 1995, 2000) were followed by new models to obtain soil and canopy temperatures from dual angle radiometric temperatures (François, 2002; François et al., 1997). Experiments using these dual angle observations of radiative surface temperature, in conjunction with energy balance models, to derive heat fluxes over partially vegetated surfaces have been conducted with varying degrees of success (Chehbouni et al., 2001b; Jia et al., 2003a; Kustas & Norman, 1997, 1999b; Merlin & Chehbouni, 2004). The Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR) on board the EOS-Terra satellite is currently able to provide quasi-simultaneous multispectral measurements at two view angles (approximately  $0^\circ$  and  $53^\circ$  at surface). Jia et al. (2003b) developed an operational algorithm to retrieve soil and canopy temperature over heterogeneous land surface based on the analysis of dual-angle and multi-channels observations made by the previous version of the AATSR, the second Along-Track Scanning Radiometer (ATSR-2).

The limitations and uncertainties in retrieving these component temperatures from the ATSR-2 observations indicate that the algorithm for retrieving the soil and canopy component temperatures, required as inputs in the STSEB

model, may be acceptable for operational applications using satellite observations. Kimes (1983) presented a strategy for obtaining component temperatures in a cotton row crop using multi-angle TIR measurements. He obtained root mean square deviation (RMSD) values of  $1^\circ\text{C}$  for the vegetation temperature and of  $2^\circ\text{C}$  for the soil temperature with respect to observed component temperatures. Chehbouni et al. (2001a,b) measured radiative temperature, over a grassland site, at two viewing angles mimicking nadir and forward observations of the AATSR. These authors concluded that an error of  $1^\circ\text{C}$  in measured directional radiative temperature leads to an error of about  $1^\circ\text{C}$  in the inverted component temperatures. Similar errors were obtained by Merlin and Chehbouni (2004). These authors inverted soil and canopy temperatures from simulations of directional temperature observations, yielding estimation errors in the range  $1$ – $2^\circ\text{C}$ .

The objective of this paper is to validate the STSEB model under conditions of variable vegetation cover, as well as to explore its sensitivity to the input uncertainties likely to typically occur at regional scales. Ground and tower-based remote sensing, vegetation cover and micrometeorological data from maize (corn) crop in an experimental field site in Beltsville Maryland, USA during the 2004 summer growing season were used.

This paper is organized as follows. Section 2 provides the framework and details of the proposed STSEB model. A description of the study site and data used in this study are described in Section 3. An analysis of the radiometric temperatures and the energy balance measurements are given in Section 4. In Section 5, the results of a comparison between the surface energy balance components from the STSEB model and the observations as well as a STSEB–TSEB model inter-comparison are discussed. In addition, a sensitivity analysis of the STSEB model to uncertainties in key inputs is provided and the dependence on the fractional vegetation cover is also presented. Finally, conclusions are given in Section 6.

## 2. Model description

The net energy balance of soil–canopy–atmosphere system is given by (neglecting photosynthesis and advection):

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

where  $R_n$  is the net radiation flux ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $H$  is the sensible heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $G$  is the soil heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ), and  $F$  is the rate of change of heat storage in the canopy layer ( $\text{W m}^{-2}$ ). For short canopies,  $F$  can be neglected since its contribution to energy balance is usually quite small and difficult to reliably estimate with standard micrometeorological measurements (Meyers & Hollinger, 2004; Wilson et al., 2002). The effective radiometric surface temperature in the same system,  $T_R$  (K), can be obtained as a weighted composite of the soil temperature,  $T_s$  (K), and the canopy temperature,  $T_c$  (K):

$$T_R = \left[ \frac{P_v(\theta)\epsilon_c T_c^4 + (1 - P_v(\theta))\epsilon_s T_s^4}{\epsilon} \right]^{1/4} \quad (2)$$

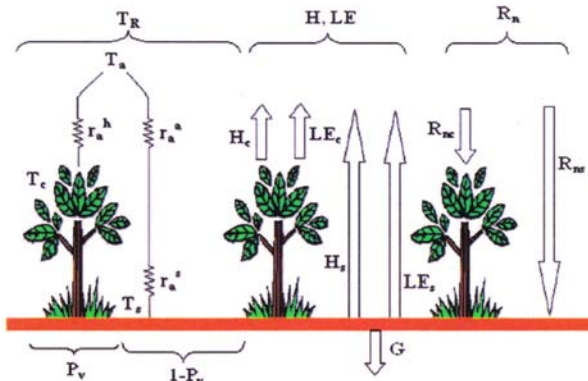


Fig. 1. Scheme of resistances and flux partitioning between soil and canopy, corresponding to the STSEB approach. Symbols are defined in the text.

where  $\epsilon_c$ , and  $\epsilon_s$ , are the canopy and soil emissivities, respectively,  $\epsilon$  is the effective surface emissivity, and  $P_v(\theta)$  is the fractional vegetation cover for the viewing angle  $\theta$ . Note that Eq. (2) is based on the Stefan–Boltzmann law. Also, interaction between soil and canopy components (cavity effect) is not accounted for since preliminary calculations showed that it could be neglected for this work.

The angular vegetation cover fraction  $P_v(\theta)$  can be estimated from the measurements of Leaf Area Index (LAI) via:

$$P_v(\theta) = 1 - \exp\left(\frac{-0.5\Omega(\theta)LAI}{\cos(\theta)}\right) \quad (3)$$

where  $\Omega(\theta)$  is a clumping factor to characterize the heterogeneity of the surface (Anderson et al., 2005). This factor makes it possible to extend the typical equations for random canopies to heterogeneous cases. Lower values of  $\Omega$  indicate stronger clumping, while  $\Omega=1$  for a homogeneous canopy with a random dispersion of leaf area, and  $\Omega>1$  indicates more regularized distributions. The clumping factor typically varies with the viewing angle, attaining a minimum value at nadir view ( $\Omega_0$ ). For a description of how to estimate  $\Omega_0$  from ground measurements of LAI, and the fractional amount of inter-row spacing covered by the crop canopy, see Li et al. (2005). The dependence of the clumping factor on  $\theta$  can be estimated with:

$$\Omega(\theta) = \frac{\Omega_0\Omega_{\max}}{\Omega_0 + (\Omega_{\max} - \Omega_0)\exp(k\theta^p)} \quad (4)$$

where  $\Omega_{\max}$  approaches unity for an azimuth view perpendicular to the crop row,  $p=3.8-0.46D$ ,  $D$  is the ratio between the canopy height and the nominal clump width, and  $k$  depends on stand architecture (Campbell & Norman, 1998). For azimuthal views perpendicular to the row,  $k$  can be obtained by the expression,  $k=[0.3+(1.7\Omega_0)^{14}]$  (Anderson et al., 2005). Note that in row crops and other anisotropic stands, the clumping factor, and consequently the vegetation cover, will also vary azimuthally through the parameters  $k$  and  $\Omega_{\max}$ . Anderson et al.

(2005) provides algorithms for estimating the expected variation of these parameters with azimuth angle.

The partitioning of the different fluxes into soil and canopy components was accomplished according to the scheme shown in Fig. 1. In the patch approach, an analogy between Ohm's law and the heat transfer equation shows that the magnitude corresponding to  $H$  is the current density (intensity per unit area). Therefore, according to this configuration, the addition between the soil and canopy contributions (values per unit area of component) to the total sensible heat flux,  $H_s$  and  $H_c$ , respectively, are weighted by their respective partial areas as follows (Lhomme & Chehbouni, 1999):

$$H = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \quad (5)$$

where  $P_v$  (without a view angle argument) refers to the cover fraction at nadir view (i.e.  $\theta=0^\circ$ ). In Eq. (5),  $H_s$  and  $H_c$  are expressed as:

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^h} \quad (6a)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^s + r_a^h} \quad (6b)$$

where  $\rho C_p$  is the volumetric heat capacity of air ( $J K^{-1} m^{-3}$ ),  $T_a$  is the air temperature at a reference height (K),  $r_a^h$  is the aerodynamic resistance to heat transfer between the canopy and the reference height at which the atmospheric data are measured ( $m s^{-1}$ ),  $r_a^s$  is the aerodynamic resistance to heat transfer between the point  $z_{OM}+d$  ( $z_{OM}$ : canopy roughness length for momentum,  $d$ : displacement height) and the reference height ( $m s^{-1}$ ),  $r_a^s$  is the aerodynamic resistance to heat flow in the boundary layer immediately above the soil surface ( $m s^{-1}$ ). A summary of the expressions to estimate these resistances is shown in the Appendix. Eqs. (6a) and (6b) are taken from the parallel configuration of the TSEB model (Li et al., 2005;

Norman et al., 1995), modified to take into account the distinction between  $r_n^b$  and  $r_n^a$ .

To be consistent with the patch model configuration, a partitioning of the net radiation flux,  $R_n$ , between the soil and canopy is proposed as follows:

$$R_n = P_v R_{nc} + (1 - P_v) R_{ns} \quad (7)$$

where  $R_{nc}$  and  $R_{ns}$  are the contributions (values per unit area of component) of the canopy and soil, respectively, to the total net radiation flux. They are estimated by establishing a balance between the long-wave and the short-wave radiation separately for each component:

$$R_{nc} = (1 - \alpha_c) S + \epsilon_c L_{sky} - \epsilon_c \sigma T_c^4 \quad (8a)$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha_s) S + \epsilon_s L_{sky} - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (8b)$$

where  $S$  is the solar global radiation ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $\alpha_s$  and  $\alpha_c$  are soil and canopy albedos, respectively,  $\sigma$  is the Stefan–Boltzmann constant, and  $L_{sky}$  is the incident long-wave radiation ( $\text{W m}^{-2}$ ).

A similar expression to Eq. (5) is used to combine the soil and canopy contributions,  $LE_s$  and  $LE_c$ , respectively, to the total latent heat flux:

$$LE = P_v LE_c + (1 - P_v) LE_s \quad (9)$$

According to this framework, a complete and independent energy balance between the atmosphere and each component of the surface is established, from the assumption that all the fluxes act vertically. In this way, the component fluxes to the total latent heat flux can be written as:

$$LE_c = R_{nc} - H_c \quad (10a)$$

$$LE_s = R_{ns} - H_s - \frac{G}{(1 - P_v)} \quad (10b)$$

Finally,  $G$  can be estimated as a fraction ( $C_G$ ) of the soil contribution to the net radiation (Choudhury et al., 1987):

$$G = C_G (1 - P_v) R_{ns} \quad (11)$$

where  $C_G$  can vary in a range of 0.2–0.5 depending on the soil type and moisture. Recent studies have also expressed  $C_G$  as a function of time to accommodate temporal variation in this fraction (Santanello & Friedl, 2003).

The STSEB scheme is similar to a patch approach in that there is a real weighting of the soil and canopy elements and no direct coupling is allowed between soil and vegetation. Moreover, the current formulation for estimating the net radiation for soil and canopy is quite different from the common Beer's Law representation or the more physically-based two-stream layered approach proposed by Kustas and Norman (2000). The STSEB net radiation model does not consider attenuation of the downwelling sky and upwelling soil emission by an intervening canopy layer.

If  $T_s$  and  $T_c$  can be estimated from directional measurements of  $T_R$ , or directly observed from appropriate measurements of the soil and canopy components, the system of equations in the STSEB can be solved without using the Priestley–Taylor approach to provide an initial estimate of  $LE_c$ . This proposed simplified approach (STSEB) is similar to a version of the TSEB model which also was modified to use directional radiometric temperature observations without the use of the PT assumption (Kustas & Norman, 1997, 1999b).

### 3. Study site and measurements

This work is based on the data registered in a corn crop field associated with the Optimizing Production Inputs for Economic and Environmental Enhancement (OPE3) program, located at the USDA-ARS Beltsville Agricultural Research Center, Beltsville, Maryland ( $39^\circ 01'00''\text{N}$ ,  $76^\circ 52'00''\text{W}$ , 40 m above sea level). This site has four hydrologically bounded watersheds of approximately 4 ha each, which feed a wooded riparian wetland and first-order stream (Fig. 2a). For more information on the OPE3 experimental site see <http://www.ars.usda.gov/Research/docs.htm%3Fdocid%3D8438>. In this paper we will focus on the experimental campaign carried out in the summer of 2004, encompassing all the stages in the corn growing season, from the beginning of June (plant emergence) to the end of July (cob formation). Corn was planted on May 18th in rows (N–S orientated) of 76-cm spacing.

Starting on June 9th, soil and canopy radiometric temperatures were measured simultaneously using Apogee IRTS-P3 infrared radiometers<sup>1</sup>. This radiometer has a broad thermal band (7–14  $\mu\text{m}$ ) with an accuracy of  $\pm 0.3^\circ\text{C}$ , and  $37^\circ$  field of view. Soil temperature was measured with an Infrared Thermometer (IRT) mounted in the center of a row at an oblique angle ( $\sim 45^\circ$ ) viewing parallel to the row crop. It was placed at a height appropriate to ensure the view of just the soil space between rows. Canopy temperature was sensed with a second IRT placed within the row and oriented horizontally, viewing the plants parallel to the row orientation (Fig. 2b). The horizontal orientation ensured that this IRT was viewing only vegetation. Both temperature components were measured at two separated locations in the corn field, using two pairs of radiometers. Concurrently, the effective composite temperature of the corn+soil system was measured by a fifth IRT placed on a tower at 4.5 m height, viewing the surface at approximately a  $45^\circ$  viewing angle and an azimuth view perpendicular to the row direction. The micro-meteorological and eddy covariance instrumentation were mounted on the same 10-m tower (Fig. 2c).

Net radiation was measured with a Kipp & Zonen CNR-1 net radiometer at 4.5 m above ground level (agl). This net radiometer measures separately the incoming and outgoing shortwave and long-wave radiation components. Six REBS soil heat flow transducers (HTF-1) were buried 6-cm below the soil surface. Soil temperatures were measured at 2 and 4-cm depth by two Type-T soil thermocouples to compute the storage

<sup>1</sup> Trade and company names are given for the benefit of the reader and imply no endorsement by USDA.



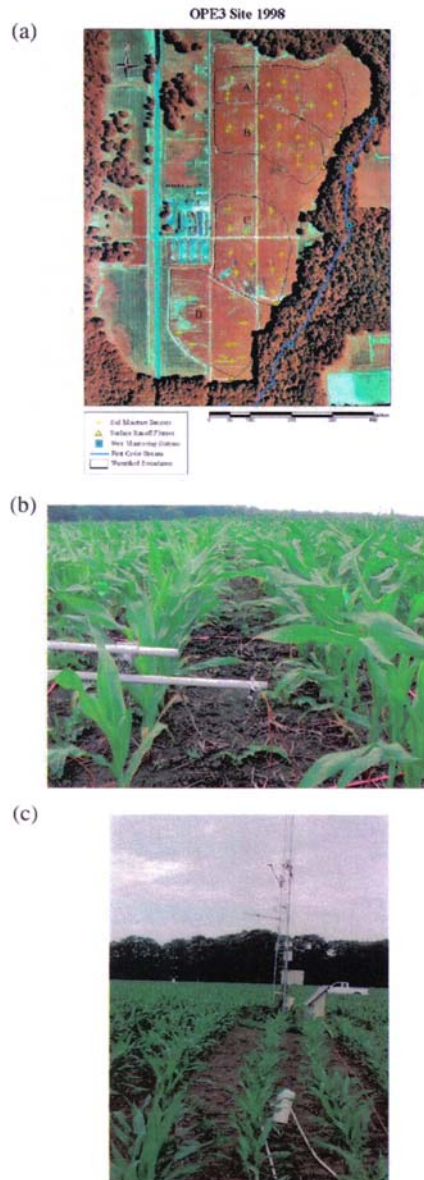


Fig. 2. (a) Aerial picture of the OPE3 study site. (b) Experimental assembly of two Apogee IRTS-P3 infrared radiometers to measure  $T_c$  and  $T_s$ . (c) General view of the target and the micro-meteorological tower on which the instrumentation was mounted.

component of the soil heat flux above the plates. A Campbell Scientific 3-D sonic anemometer and LiCor 7500 water vapour/carbon sensor positioned at 4-m agl was used to measure momentum, sensible heat, latent heat and carbon fluxes, as well as wind speed and direction. The eddy covariance instrumentation was oriented to the southwest, the predominant wind direction during the summer growing season. Unfavourable winds out of the north compromising the sonic measurements were flagged by the sensor system and discarded during post processing. Air temperature and vapour pressure was measured using a CSI HMP 45C sensor at 4-m agl. The sampling frequency was 10 Hz for the eddy covariance and 10 s for the energy balance and meteorological instrumentation. All data were stored as 30-minute averages on Campbell CR5000 and 23× data loggers.

Canopy geometry and LAI were sampled periodically during corn development. Measurements were made at multiple locations surrounding the tower and for the two sites where soil and canopy radiometric temperatures were being measured. Canopy height was sampled weekly, measuring 3 representative plants at each site to the height of the top leaves. The width of the vegetation clump across the row, used to compute the clumping parameter  $p$  in Eq. (4), was inferred from digital pictures taken above the target, using a digital analysis program. The LAI estimates were made using a LiCor LAI 2000 instrument. Finally, soil moisture was also monitored to better understand surface and subsurface soil water dynamics. Capacitance probes (EnvironSCAN, SENTEK), were used to measure volumetric water contents within a 10 cm radius from each sensor's center. The 2004 growing season was fairly wet, with volumetric water content values ranging between 12% and 27%.

#### 4. Model input and validation data

##### 4.1. Radiometric measurements

Ancillary measurements required to reliably estimate several key input variables to the STSEB model (i.e., radiometric soil and canopy temperatures and fractional cover) were analyzed and corrected for known errors.

The  $P_v(\theta)$  values were estimated using Eqs. (3) and (4) as described in Section 2 with the necessary measurements needed to estimate the equation coefficients. A daily LAI value was interpolated from periodic measurements taken over the course of the experiment using a third order regression equation; this reproduced the expected phenological behaviour of LAI through the growth cycle (see Fig. 3a). A similar process was applied for reproducing the behaviour of canopy height from the periodic collected samples (see Fig. 3b). The clumping factor  $\Omega$  ( $45^\circ$ ), associated with the view angle of the tower IRT measurement, was estimated via Eq. (4) using values of  $\Omega_0$  from Li et al. (2005) and Anderson et al. (2005), obtained over corn during the SMACEX-02 campaign in Iowa. Adjusting for the crop growth curves at OPE3 yielded  $\Omega_0$  values of 0.62, 0.70, 0.83, and 0.88 for the days of year 180, 186, 197, and 201, respectively. Daily values of  $\Omega_0$  were linearly interpolated between these values. Fig. 3c shows the time-evolution of the

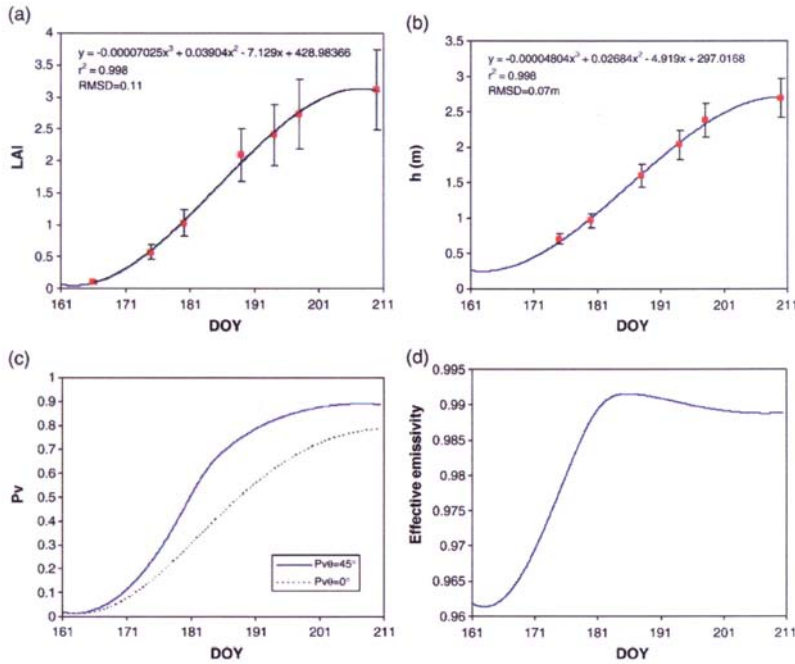


Fig. 3. (a) LAI evolution during the experiment, points correspond to sample measurements with an uncertainty of 20% whereas the line represents the regression of those points. (b) Canopy height evolution during the experiment, points correspond to sample measurements with an uncertainty of 10% whereas the line represents the regression of those points. (c) Evolution of the modelled  $P_v(\theta)$  during the experiment, for both  $\theta=0^\circ$  and  $\theta=45^\circ$ . (d) Evolution of the effective surface emissivity during the experiment.

vegetation cover fraction values,  $P_v(0^\circ)$  and  $P_v(45^\circ)$  during the experiment.

Accurate measurements of both  $T_c$  and  $T_s$ , and the vertical gradients with respect to the reference air temperature are crucial for a correct partitioning of the surface fluxes from soil and canopy components. For the canopy component, these gradients are often less than 1 °C. Consequently, radiometric canopy temperatures must be determined with a relatively high level of accuracy. As a first step, all the Apogee IRT measurements were corrected to add thermal mass, using a sensor body temperature, according to the procedure outlined by Bugbee et al. (1999). Then, the radiometric temperatures were corrected for emissivity and atmospheric effects using the radiative transfer equation, adapted to ground measurements. The remotely measured radiance values in channel  $i$  of a radiometer at an observation angle  $\theta$ ,  $R_i(\theta, h)$ , consist of two main contributions: (1) the radiance at surface level, which is attenuated by the absorption of the atmosphere between the surface and the instrument, characterized by the atmospheric transmittance and (2) the path radiance emitted by the atmosphere in the viewing direction. Due to the short atmospheric path between the surface and the sensor in our cases, the path radiance is negligible and the atmospheric

transmissivity is equal to one. Consequently, the radiance measured by a ground radiometer can be considered directly as:

$$R_i(\theta, h) = \varepsilon_i(\theta)B_i(T) + [1 - \varepsilon_i(\theta)]L_{i \text{ atm hem}}^{\downarrow} \quad (12)$$

where  $B_i(T)$  is the Planck's function for a temperature  $T$ ,  $\varepsilon_i(\theta)$  is the  $i$  channel emissivity and  $L_{i \text{ atm hem}}^{\downarrow}$  is the hemispheric downwelling sky irradiance divided by  $\pi$  (Lambertian reflection assumed).

Atmospheric profiles from radiosoundings launched in an area nearby the study site were used in the MODTRAN 4 code (Berk et al., 1999) to estimate the downwelling sky radiance for the atmospheric correction. Values of  $\varepsilon_c = 0.985 \pm 0.011$  and  $\varepsilon_s = 0.960 \pm 0.013$  were used to estimate  $T_c$  and  $T_s$ , respectively (Rubio et al., 2003). Some authors, such as Mira et al. (in press), have shown that soil emissivity can vary with soil moisture. However, a constant value of  $\varepsilon_s$  was used in this work since the maximum difference calculated in its value (using the relationships derived in Mira et al. (in press)), consequence of the soil moisture variation during the experiment, was very similar to the estimation error of 0.013, obtained by Rubio et al. (2003). To obtain values of  $T_c$  and  $T_s$  that are more representative of the

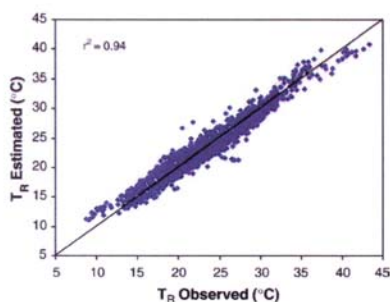


Fig. 4. Linear regression between  $T_R$  estimated by Eq. (2) from the measurements of  $T_c$  and  $T_s$  versus the direct observations from the tower.

whole corn field, averages between the two different measurement locations were used.

From a modelling standpoint, the vegetation–soil system can be described as consisting of five basic components: the top, shaded canopy, shaded soil, sunlit canopy, and sunlit soil. Thus, the radiance reaching a sensor placed at the top of the system is the weighted sum of the radiances coming from the different parts. Caselles et al. (1992) developed a theoretical model describing the relationship between the effective temperature of the radiative vegetation–soil system and the temperature of each component, depending on the proportions of each component, their emissivities, and the crop structure. These authors used an Everest Model 210 broadband radiometer, with an instantaneous field of view (IFOV) of  $2^\circ$ , to validate the proposed model over an orange grove. Model validation was carried out in the case corresponding to vertical observation, yielding a standard error of estimate about  $1^\circ\text{C}$  with an underestimation of  $0.2^\circ\text{C}$ .

For the current experiment, the corn–soil system was reduced to only two components since it was assumed that the wide field of view of the Apogee radiometers ( $\sim 40^\circ$ ), and the deployment configuration, sampled effective values of the soil and canopy temperatures, weighting for the sunlit and shaded portions (Note that the impact of the diurnal variations in the ratio of sunlit/shaded leaves viewed by the canopy IRT cannot be accounted with the measurement design used in the experiment.). The reliability of these soil and canopy temperature components was evaluated by computing an effective surface temperature via Eq. (2) and comparing to the composite target radiometric temperatures measured from the tower. The tower radiometric temperatures were also corrected of atmospheric and emissivity effects. In this case, the emissivity of the target observed by the radiometer depends on the vegetation cover fraction and was estimated as a combination of  $\epsilon_c$ ,  $\epsilon_s$ , and a cavity term accounting for the multiple reflections inside the canopy structure. The method proposed by Valor and Caselles (1996) was used to determine the effective surface emissivity ( $\epsilon = \epsilon_c P_s(\theta) + \epsilon_s(1 - P_s(\theta))(1 - 1.74P_s(\theta)) + 1.7372P_s(\theta)(1 - P_s(\theta))$ ). Fig. 3d shows the evolution of the value of this effective surface emissivity during the campaign.

In Fig. 4  $T_R$  estimated from the measurements of  $T_c$  and  $T_s$  is compared to direct observations from the tower-based radiom-

eter. A standard error of  $\pm 1.4^\circ\text{C}$  and a bias of  $0.02^\circ\text{C}$  were obtained, with a slight tendency to overestimate the low  $T_R$  values and to underestimate the high values. Even though the standard error is greater than that found by Caselles et al. (1992), the agreement is acceptable, particularly if we consider the significant variation in environmental and canopy cover conditions that existed over the two month period of observation. Moreover, the flux tower was located 10s of meters from the radiometers viewing the soil and canopy components. Consequently, slight discrepancies in the effective temperatures, due to differences in the fractional cover and surface soil moisture conditions between the two sites will contribute to the scatter observed. Also, note that  $T_c$  and  $T_s$  were observed parallel to the row crop whereas  $T_R$  was sensed at a perpendicular view, which is likely to affect the level of agreement one could expect from this type of comparison. Given these uncertainties, these results support the assumption that temperature components,  $T_c$  and  $T_s$ , from the radiometric observations are representative of the effective soil and canopy temperatures in the flux footprint area surrounding the tower and thus can be employed with the STSEB model for computing the fluxes. In future field experiments the decomposition of dual-angle IRT measurements for inferring soil and canopy temperature components will be evaluated and resulting flux estimation using the STSEB model will be assessed.

#### 4.2. Flux measurement uncertainty

A lack of the energy balance closure has been observed in numerous eddy covariance studies conducted over different landscapes. Possible causes of observed energy imbalances include instrumental effects, corrections applied when post-processing of the turbulence data, the length of the sampling interval, and the heterogeneity of the landscape (Foken et al., 2006; Lamaud et al., 2001; Laubach & Teichmann, 1999; Meyers & Hollinger, 2004; Wilson et al., 2002). Analysis of the energy balance over corn crops has shown closure ratios around 0.8 (Prueger et al., 2005), although 0.9 is attainable (Meyers & Hollinger, 2004). In Fig. 5 a linear regression between  $R_n$  and the sum  $H+LE+G$  from Eq. (1) for the OPE3 dataset yields a slope  $\sim 0.9$ , which indicates approximately 10% of the estimated available energy is not accounted for, on average.

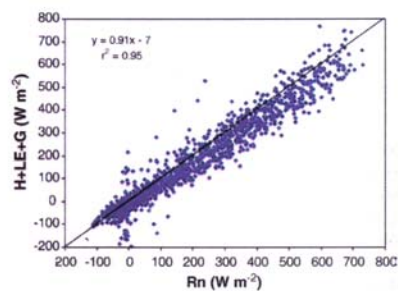


Fig. 5. Linear regression between the two terms of the Energy Balance Equation.

Table 1  
Statistical analysis of the STSEB model performance with the full OPE3-2004 dataset (daytime+nighttime)

Flux	Bias <sup>a</sup> (W m <sup>-2</sup> )	RMSD <sup>b</sup> (W m <sup>-2</sup> )	MAD <sup>c</sup> (W m <sup>-2</sup> )	a <sup>d</sup>	b <sup>e</sup> (W m <sup>-2</sup> )	r <sup>2f</sup>
R <sub>n</sub>	3	13	9	1.02	0.06	0.997
G	20	38	30	0.70	24	0.767
H <sub>EC</sub>	-1.7	19	13	0.77	3	0.749
H <sub>BR</sub>	-8	24	16	0.68	1.5	0.719
LE <sub>EC</sub>	5	61	48	1.20	-15	0.863
LE <sub>RE</sub>	-15	48	40	1.10	-27	0.919
LE <sub>BR</sub>	-7	48	39	1.11	-22	0.914

H<sub>EC</sub> and H<sub>BR</sub> are the sensible heat fluxes measured by eddy-correlation and calculated by conserving the measured Bowen ratio, respectively. LE<sub>EC</sub>, LE<sub>RE</sub> and LE<sub>BR</sub> are the latent heat fluxes measured by eddy-correlation, and obtained using residual method and Bowen ratio method as closure, respectively.

<sup>a</sup> Bias:  $BIAS = \sum (P_i - O_i) / n$ .

<sup>b</sup> Root Mean Square Difference:  $RMSD = \left[ \sum (P_i - O_i)^2 / n \right]^{1/2}$ .

<sup>c</sup> Mean Absolute Difference:  $MAD = \sum |P_i - O_i| / n$ .

<sup>d</sup> Slope of the linear regression:  $P_i = aO_i + b$ .

<sup>e</sup> Intercept of the linear regression:  $P_i = aO_i + b$ .

<sup>f</sup> Determination coefficient.

where P<sub>i</sub> and O<sub>i</sub> are the predicted and observed variables, respectively.

\*Error values are shown with two significant figures in order to allow further analysis and comparisons.

Twine et al. (2000) suggested two methods to enforce the energy balance closure, namely by calculating the latent heat flux as a residual of the energy balance (RE method), and by conserving the measured Bowen ratio (BR method). In the RE method, the direct eddy-covariance measurements of H are assumed reliable and lack of closure is largely due to an under-measurement of LE. In the BR method, it is assumed both turbulent fluxes are under measured with the amount distributed between H and LE based on the Bowen ratio (H/LE), which defines the fraction of available energy going into sensible versus latent heat. Since there is no consensus on how to resolve lack of energy balance closure with eddy covariance, comparison between model estimations and ground observations will be performed without closure, and enforcing closure using both the RE and BR techniques.

5. Results and discussion

5.1. Validation of the STSEB model

Almost 1700 observations, without any exclusion related to time of day or sky conditions, were used to run and evaluate STSEB model output. The statistical results of the model-measurement comparisons for diurnal fluxes are listed in Table 1. The errors deteriorate slightly when only daytime values (when R<sub>n</sub>>0) are considered (Table 2), as modelled nighttime flux estimates are constrained to be near zero. The daytime flux statistics, however, are more descriptive of overall model utility and therefore these are discussed in the text below.

For estimating net radiation, Eqs. (7), (8a) and (8b) were applied using values of α<sub>s</sub>=0.12, α<sub>c</sub>=0.20, ε<sub>s</sub>=0.960, and ε<sub>c</sub>=0.985, characteristic of a corn canopy (Campbell & Norman, 1998). The model reproduces measured net radiation with good accuracy, yielding a bias of 8 W m<sup>-2</sup>, and RMSD=18 W m<sup>-2</sup>

(Fig. 6a). A constant value of C<sub>G</sub>=0.35 was used in Eq. (11), corresponding to the midpoint between its likely limits (Choudhury et al., 1987). Similar values have been assigned to this constant in recent works under similar conditions (Li et al., 2005). Soil heat flux results overestimate measurements by 17 W m<sup>-2</sup> on average, with RMSD=43 W m<sup>-2</sup> (Fig. 6b). Calibration of the C<sub>G</sub> value for this site would improve the agreement; however the purpose of this study was not to tune the model to this specific site but to evaluate its generality.

Tables 1 and 2 list statistics comparing turbulent fluxes estimates of H and LE with the eddy covariance fluxes in their original form (EC), and corrected for closure using the residual (RE) and Bowen ratio (BR) techniques. The RE closure technique, using H<sub>EC</sub> and assigning all closure error to LE (LE<sub>RE</sub>), yields the best agreement between STSEB and measured fluxes. Several studies with the TSEB model have also found optimal agreement using the RE method (e.g., Li et al., 2005).

Model comparisons with H<sub>EC</sub> and LE<sub>RE</sub> are shown in Fig. 6c–d. After correcting the aerodynamic resistances for atmospheric stability, as described in the Appendix, H was estimated via Eqs. (5), (6a), and (6b). Comparisons between modelled and measured H show a negative bias of -3 W m<sup>-2</sup>, and an RMSD of 22 W m<sup>-2</sup> (Fig. 6c). The slope (a) of a linear regression between STSEB H and H<sub>EC</sub> is 0.86, indicating that the bias is multiplicative. The bias is further exacerbated when the Bowen ratio closure technique is applied, yielding a=0.76.

For LE obtained by using Eqs. (9), (10a), and (10b), there is a tendency to overestimate the observed latent heat flux, LE<sub>EC</sub> with a slope of 1.04 and an RMSD=62 W m<sup>-2</sup>. As indicated in Section 4.2, this overestimation may be due in part to an under-measurement problem with the eddy covariance system. The agreement of the LE results improves significantly when the RE closure technique is applied to the observations, decreasing the slope to 0.98 and the RMSD to 51 W m<sup>-2</sup> (see Fig. 6d and Table 2). If energy closure is enforced by the Bowen ratio technique (LE<sub>BR</sub>), a similar slope is obtained (a=1.00), but now with a null bias and an RMSD of 49 W m<sup>-2</sup> (see Table 2).

Under conditions of very low and very high vegetation cover, the scene is relatively homogeneous, and the STSEB model formulation should approximate a single source evaluation. However, under high cover, observations of T<sub>s</sub> will be ill-constrained, whereas T<sub>c</sub> is difficult to measure accurately under near-bare-soil conditions. To assess the performance of the STSEB under these potentially challenging limiting conditions,

Table 2  
Statistical analysis<sup>a</sup> of the STSEB model performance with the daytime OPE3-2004 dataset

Flux	Bias <sup>a</sup> (W m <sup>-2</sup> )	RMSD <sup>b</sup> (W m <sup>-2</sup> )	MAD <sup>c</sup> (W m <sup>-2</sup> )	a <sup>d</sup>	b <sup>e</sup> (W m <sup>-2</sup> )	r <sup>2f</sup>
R <sub>n</sub>	8	18	13	1.01	5	0.992
G	17	43	31	0.66	35	0.620
H <sub>EC</sub>	-3	22	16	0.86	3	0.746
H <sub>BR</sub>	-10	26	19	0.76	2	0.738
LE <sub>EC</sub>	29	62	49	1.04	22	0.820
LE <sub>RE</sub>	-6	51	40	0.98	-2	0.849
LE <sub>BR</sub>	0	49	40	1.00	0.6	0.854

<sup>a</sup> See Table 1 for column definitions.

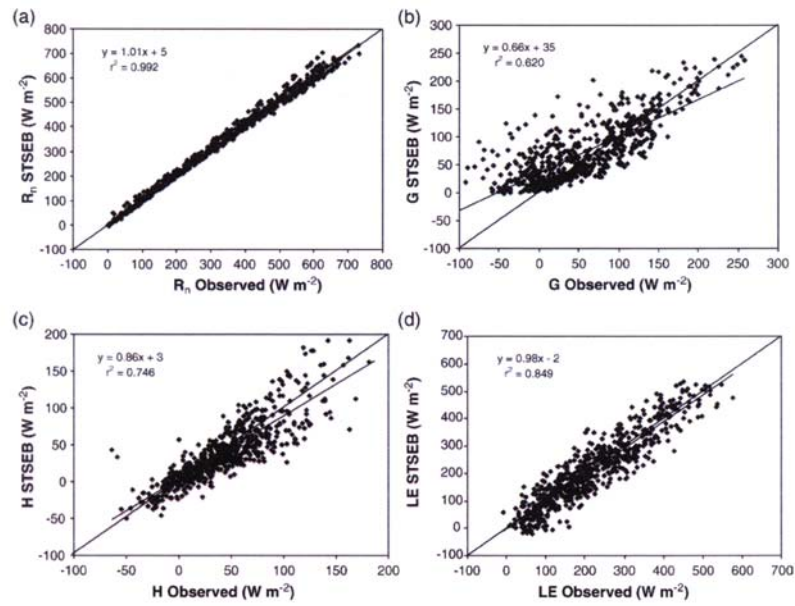


Fig. 6. Linear regressions between the surface energy fluxes estimated by the STSEB model versus their corresponding ground measured values: (a)  $R_n$ , (b)  $G$ , (c),  $H$  (eddy-covariance measurements), (d)  $LE$  (RE technique applied).

the experiment reported above was repeated considering only the period when  $0.05 < P_v < 0.75$ . No significant improvement in the results for the STSEB validation was observed for this restricted time period, suggesting that the performance of the STSEB model does not degrade under low and high vegetation cover conditions.

### 5.2. Comparison with the TSEB model

To assess the impact of the simple patch approach used in the STSEB model in comparison with the layer configuration in the TSEB model, the TSEB was also applied to the OPE3 dataset from 2004. The TSEB was restructured as described by Kustas and Norman (1997) to operate similarly to the STSEB, using observed values of soil and canopy component temperature and thereby eliminating the need for an initial PT approximation for potential canopy transpiration.

Statistics comparing this version of the TSEB (TSEB\_comp) with observed daytime fluxes (corrected for closure using the residual method) are provided in Table 3, and graphical comparisons of flux components estimated by the STSEB and TSEB\_comp models are shown in Fig. 7. In general, there is good agreement between STSEB and TSEB\_comp output (Fig. 7) as well as similar statistical results with the flux observations (cf. Tables 2 and 3). Most notable are the differences in modelled sensible heat flux, shown in Fig. 7c. For low values of  $P_v$ , i.e., when soil component predominates in

the scene, the STSEB model tends to compute higher values of  $H$  compared to TSEB, while it estimates lower  $H$ -values for high vegetation cover conditions (when the predominant component is the vegetation canopy elements). The agreement in model output as well as with flux observations suggests that the simple patch formulation for net radiation contained in the STSEB model, performs almost as well as the more detailed two-stream representation in the TSEB\_comp under this set of conditions. It appears the patch modelling scheme is appropriate under the set of environmental conditions analyzed in this study.

### 5.3. Sensitivity analysis of the STSEB model

In the validation study discussed in Section 5.1, the STSEB model was tested with input data that were acquired in situ, ensuring that these inputs were representative of local

Table 3  
Statistical analysis<sup>a</sup> of the TSEB\_comp model performance with the daytime OPE3-2004 dataset

Flux	Bias <sup>a</sup> ( $W m^{-2}$ )	RMSD <sup>b</sup> ( $W m^{-2}$ )	MAD <sup>c</sup> ( $W m^{-2}$ )	$a^d$	$b^e$ ( $W m^{-2}$ )	$r^{2f}$
$R_n$	-2	11	8	0.97	8	0.997
$G$	17	38	29	0.67	35	0.713
$H_{EC}$	-13	25	19	0.73	-1.7	0.737
$LE_{RE}$	-5	43	34	0.93	9	0.879

<sup>a</sup> See Table 1 for column definitions.

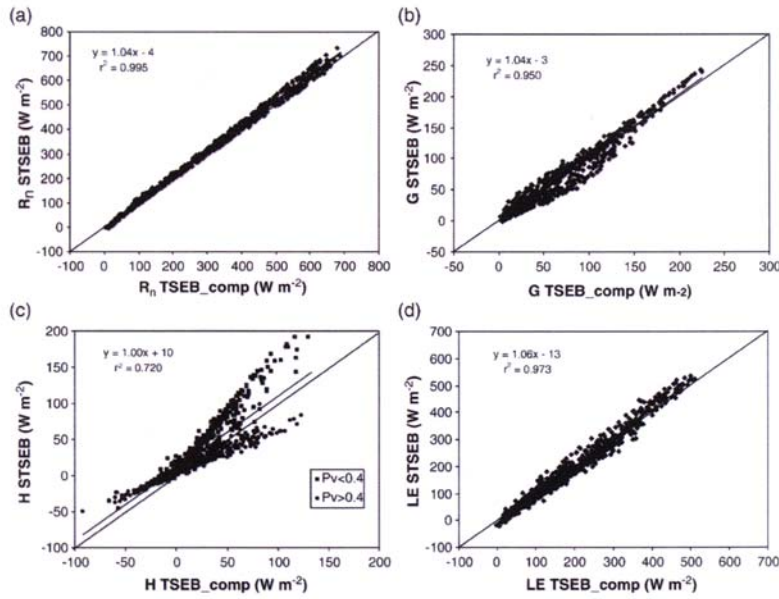


Fig. 7. Linear regressions between the surface energy fluxes estimated by the STSEB model versus the results of the TSEB\_comp model: (a)  $R_n$ , (b)  $G$ , (c),  $H$ , (d)  $LE$ .

conditions. For operational monitoring over regional scales, using satellite-derived inputs and non-local meteorological data, the typical uncertainties in the inputs for STSEB may lead to significant errors in estimated fluxes. To assess the impact of typical errors in remotely derived model inputs, a sensitivity analysis of the STSEB approach was performed following the method suggested by Zhan et al. (1996). The relative sensitivity,  $S_p$ , of a model flux estimate,  $Z$ , to  $X$  uncertainties in a parameter  $p$ , can be expressed as:

$$S_p(X) = \left| \frac{Z_- - Z_+}{Z_0} \right| \quad (13)$$

where  $Z_0$ ,  $Z_+$ , and  $Z_-$  are the fluxes ( $H$ ,  $R_n$ , or  $LE$ ) predicted when  $p$  equals its reference value  $p_0$ , when  $p$  is increased by  $X$  its reference value, and when  $p$  is decreased  $X$  its reference value, respectively, with all other input parameters held constant at their reference values. This type of sensitivity analysis will not address multiple input uncertainties that might cause cumulative errors. In other cases, errors in several of the inputs may tend to cancel out, reducing the overall error in the flux estimates.

Several sensitivity studies have been performed with the TSEB model (Anderson et al., 1997; Kustas & Norman, 1997; Zhan et al., 1996). Each of these studies tested model sensitivity under a single scenario, with one set of input reference values. However, as pointed out by Zhan et al. (1996), the  $S_p$  value

computed for a given input may depend on the choice of the reference value for that input. In this analysis, all hourly daytime data were used as sets of reference values; hence a wide range of input values were considered. For each input variable, the time-series simulation was then performed using perturbed values of that variable, and  $S_p$  was averaged over the entire time series.

A list of all variables and parameters required by the STSEB model, as well as their assigned uncertainties, are provided in Table 4. Typically, a range of variation in the inputs of  $\pm 10\%$  has been assumed in the sensitivity analysis of the two-source models (e.g., Anderson et al., 1997; Zhan et al., 1996). However, this assumed uncertainty might be unrealistic for some inputs such as temperatures or emissivity values (Coll et al., 2003, 2005; Valor & Caselles, 1996), while it might be too conservative for others such as LAI or clumping factor (Anderson et al., 2004). The variation in  $T_s$  was assigned twice the range of uncertainty in relation to  $T_c$  in order to incorporate the typically greater effect of the atmospheric and emissivity correction to the soil component. For air temperature, the uncertainty reflects typical errors associated with spatially interpolating observations from a weather station network. For the solar and incident long-wave radiation the uncertainty was reduced to  $\pm 5\%$  due to the relatively spatial homogeneity these parameters show at a regional scale. Relative sensitivity values,  $S_p$ , estimated for some of these parameters can be artificially high in the case of  $H$ , due to low values of the reference flux. Since a major objective is in

Table 4

Average values of the relative sensitivity,  $S_p$ , of the STSEB model to the uncertainties,  $X$ , in the required inputs for estimating  $H$ ,  $R_n$ , and LE (description of results in italics in the manuscript)

INPUT	$T_c$ (°C)	$T_s$ (°C)	$T_a$ (°C)	$u$ (m s <sup>-1</sup> )	$S$ (W m <sup>-2</sup> )	$L_{sky}$ (W m <sup>-2</sup> )	LAI	$\Omega_0$	$h$ (m)	$z'_0$ (m)	$z'$ (m)	$\alpha_c$	$\alpha_s$	$\epsilon_c$	$\epsilon_s$			
$X$	1 °C	0.5 °C	2 °C	1 °C	0.2 °C	10%	5%	5%	20%	20%	10%	50%	50%	20%	20%	0.02	0.02	
$H$	<b>0.66</b>	<b>0.45</b>	<b>0.86</b>	<b>0.49</b>	<b>1.10</b>	<b>0.28</b>	<b>0.17</b>	0.0018	0.0018	0.08	0.07	<b>0.10</b>	0.03	0.09	<10 <sup>-3</sup>	<10 <sup>-3</sup>	<b>0.24</b>	<b>0.23</b>
$R_n$	0.015	0.008	0.05	0.03	0.0	0	<b>0.12</b>	<b>0.13</b>	0.008	0.008	0	0	0	0.04	0.04	0.003	0.007	
LE	<b>0.10</b>	<b>0.06</b>	<b>0.23</b>	<b>0.11</b>	<b>0.17</b>	<b>0.04</b>	<b>0.14</b>	<b>0.15</b>	0.03	0.03	0.018	0.008	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05	

modelling vegetation stress and water use, the analysis also considered the sensitivity of  $R_n$  and LE to input errors.

Average  $S_p$  values for the whole experimental period are listed in Table 4 for the three fluxes, with values greater than 10% denoted in bold to indicate parameters that have a significant effect on the flux retrieval. Errors in soil, canopy, and air temperatures clearly have the greatest impact on the modelled sensible heat flux. Uncertainty in other parameters such as soil and canopy emissivity values, canopy height, or wind speed also have a measurable effect on  $H$ . For  $R_n$ , incoming shortwave and long-wave radiation are the key inputs that lead to sensitivities greater than 10%. These radiation inputs, together with the soil, canopy and air temperatures, have the greatest effect on LE retrieval. For LE, all inputs have  $S_p$  values below 25% on average. The sensitivity of the STSEB model to  $z'_0$  and  $z'$  is not significant compared to other inputs, despite the high uncertainty values assumed (Sauer et al., 1995).

Sensitivities associated with the local validation experiment reported in Section 5.1 are considerably lower than those expected for remotely driven experiments. In Table 4, entries in italics indicate typical errors associated with input values measured locally, using IRTs and local meteorological towers. For the soil and canopy temperatures, the assigned uncertainties reflect expected errors in atmospheric and emissivity corrections to the observed uncorrected brightness temperatures acquired with ground-based radiometers. With a local meteorological tower, significantly less uncertainty is likely in  $T_a$  (~0.2 °C). Sensitivity values, considering these lower uncertainties in temperature inputs, are also included in Table 4 (in italics).

Fig. 8 shows variations in model sensitivity with fractional vegetation cover condition, a dependence that is rarely reported in the literature. Because the reference data used in this sensitivity analysis were collected over the whole growing season, model uncertainty as a function of  $P_v$  can be investigated. The  $S_p$  data were grouped in eight bins of width 0.1 in  $P_v$ , giving a range from 0.1 to 0.8. Average relative sensitivity values were computed for each  $P_v$  bin. Results for  $H$ ,  $R_n$ , and LE are plotted in Fig. 8a–c, respectively. Inputs with  $S_p$  values lower than 0.03 are not shown.

For model inputs related to the soil ( $T_s$ ,  $\alpha_s$ , and  $\epsilon_s$ ),  $S_p$  decreases as  $P_v$  increases, whereas for those directly related with the canopy, such as  $T_c$ ,  $\alpha_c$ , and  $\epsilon_c$ , an increase in  $S_p$  is observed. For variables related to canopy structure such as LAI, canopy height and clumping, the relative sensitivity also increases as a function of  $P_v$ . Sensitivities to errors in incoming shortwave and long-wave radiation show no significant dependence on  $P_v$ .

For latent heat flux estimation under low vegetation cover conditions ( $P_v < 0.2$ ), the STSEB model is most sensitive to uncertainties in  $T_s$ , and under high vegetation cover conditions

( $P_v > 0.6$ ) to uncertainties in  $T_c$  and  $T_a$  (Fig. 8c). The sensitivity of the STSEB model to any of the assumed uncertainties in the required inputs for the LE retrieval is less than 35% for the whole range of  $P_v$ . The sensitivity is even lower for the fractional vegetation cover range  $0.3 < P_v < 0.6$ , which yields  $S_p$  values less than 20%. Simulations in the estimation of soil and canopy temperatures from directional radiative temperature observations performed by François (2002) covering a wide range of vegetation cover and moisture conditions showed that

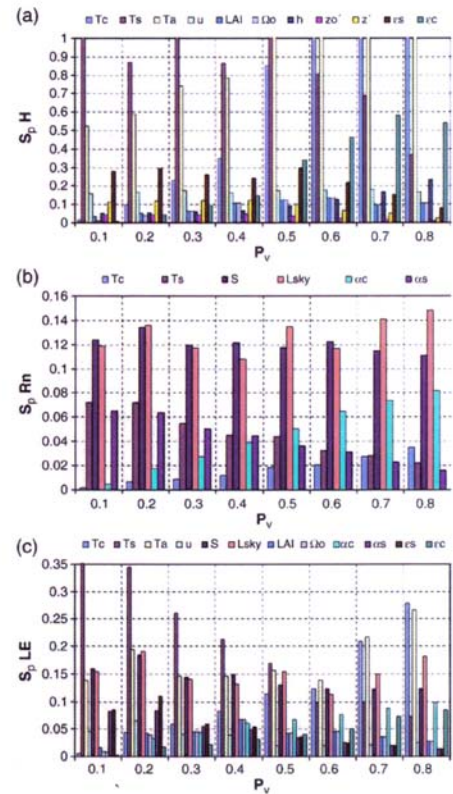


Fig. 8. Evolution of the relative sensitivity of the STSEB model to the different required inputs,  $S_p$ , with the vegetation cover,  $P_v$ , for: (a)  $H$  (Note that  $S_p$  scale has been limited to 1 in order to provide overall clarity), (b)  $R_n$ , (c) LE.

the error on  $T_s$  retrieval increases with increasing LAI, while the error on retrieved  $T_c$  generally decreases. If this behaviour were taken into account, the estimated uncertainties in the flux estimates might be reduced.

## 6. Conclusions

A Simplified Two-Source Energy Balance model (STSEB) has been proposed to estimate surface fluxes over sparse canopies from the radiometric soil and canopy temperatures. The advantage of the present patch modelling approach is that it is a simplified version of the TSEB model, particularly in the way the net radiation is partitioned between the soil and vegetation. On the other hand, the STSEB requires input measurements of canopy and soil temperature, while the TSEB performs an internal decomposition of a bulk surface radiometric temperature observation. The STSEB model has been tested under a full range of crop cover conditions using field data from a corn field at the USDA-ARS OPE3 experimental site in Beltsville Maryland, USA.

Radiometric soil and canopy temperatures were measured separately, and their reliability as representative component temperatures to be used as input to the STSEB model has been evaluated by comparing an independent tower-based radiometric temperature measurement of the effective composite temperature with that estimated from the two components. An RMSD  $\pm 1.4$  °C between these two estimates of the effective composite temperature was observed.

The validation of the STSEB approach, using measurements of daytime surface energy fluxes, yields errors between 15 and 50 W m<sup>-2</sup> for  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ , and LE after correcting the observed fluxes for closure. Reasonable agreement was obtained between the STSEB and a version of the TSEB model constructed to use component temperature data.

The operational capability of the STSEB model has been explored by means of an analysis of the sensitivity of the model flux output to uncertainties in the required inputs. The input temperature data,  $T_c$ ,  $T_s$ , and  $T_a$  are shown to have the greatest impact on the STSEB estimate of the fluxes. Under the conditions considered in this study, much of the available energy was converted to latent heat, LE. As a result, the sensitivity of the STSEB model output in  $H$  to uncertainties in air, soil and canopy temperatures often exceeded 100% of its reference value. On the other hand, sensitivity of the STSEB model output in LE to these temperature uncertainties was generally less than 30% and not strongly a function of the vegetation cover over the range  $0.1 < P_v < 0.8$ .

In summary, these results demonstrate the utility of the STSEB model for a corn crop over a full range in cover conditions when reliable measurements of soil and canopy temperatures are available. Further field studies are needed to assess the utility of the STSEB model over different land cover types, particularly under drier conditions where the sensible heat flux represents a significantly greater proportion of the available energy (i.e., net radiation less soil heat flux). More importantly there is a need to further assess whether the STSEB approach is robust and comparable to the TSEB model and other schemes developed to use dual-angle satellite based

radiometric temperature observations with algorithms such as the one proposed by Jia et al. (2003b) to infer soil and canopy temperature components.

## Acknowledgements

This work was funded by the *Ministerio de Educación y Ciencia* (Project CGL2004-06099-C03-01, co-financed with European Union FEDER funds, *Acciones Complementarias* CGL2005-24207-E/CLI and CGL2006-27067-E/CLI), and the University of Valencia (*V Segles* Research Grant of Mr. J. M. Sánchez). The authors would like to thank the logistical support in operating and maintaining the OPE<sup>3</sup> site as well as data collection and archiving efforts of Drs. Craig Daughtry, Timothy Gish and Greg McCarty of the USDA-ARS Hydrology and Remote Sensing Lab. The micrometeorological tower data and vegetation were made available through the efforts of technician Mr. Andrew Russ of the Hydrology and Remote Sensing Lab and Dr. John Prueger from the USDA-ARS Soil Tilth Lab in Ames, Iowa. Funds from the USDA-ARS Hydrology and Remote Sensing Lab help support Mr. J. M. Sánchez as a visiting scholar.

## Appendix A. Expressions to estimate the aerodynamic resistances in the STSEB approach

The aerodynamic resistances used for this work are based on the general framework described in Norman et al. (1995), Kustas and Norman (1999a) and Li et al. (2005), and adapted to modifications proposed by Brutsaert (1999). The aerodynamic resistance to heat transfer between the canopy and the reference height ( $z$ ),  $r_a^h$ , is expressed as follows:

$$r_a^h = \frac{\left[ \text{Ln} \left( \frac{z_a - d}{z_{0M}} \right) - \Psi_M \left( \frac{z_a - d}{L} \right) + \Psi_M \left( \frac{z_{0M}}{L} \right) \right] \left[ \text{Ln} \left( \frac{z_T - d}{z_{0H}} \right) - \Psi_H \left( \frac{z_T - d}{L} \right) + \Psi_H \left( \frac{z_{0H}}{L} \right) \right]}{k^2 u} \quad (\text{A1})$$

where,  $z_u$  and  $z_T$  are the measurement heights (m) for wind speed,  $u$  (m s<sup>-1</sup>), and air temperature, respectively,  $d$  is displacement height (m),  $z_{0M}$  is the canopy roughness length for momentum (m),  $z_{0H}$  is the canopy roughness length for heat (m), and  $k$  is the Von Karman constant ( $\approx 0.41$ ). The displacement height and the canopy roughness lengths are estimated by simplified expressions as functions of canopy height,  $h$  (m):  $d = 2h/3$ ,  $z_{0M} = h/10$ , and  $z_{0H}$  is taken as a fraction of  $z_{0M}$  ( $z_{0H} = z_{0M}/7$ ) to account for less efficient transport of heat versus momentum near the canopy elements (Garratt & Hicks, 1973). The stability functions for heat,  $\Psi_H$ , and for momentum,  $\Psi_M$ , are obtained from Brutsaert (1999):

A) Unstable conditions:

$$\Psi_M(y) = \text{Ln}(a + y) - 3by^{1/3} + \frac{ba^{1/3}}{2} \text{Ln} \left[ \frac{(1+x)^2}{(1-x+x^2)} \right] + 3^{1/2} ba^{1/3} \tan^{-1}[(2x-1)/3^{1/2}] + \Psi_0 \quad (\text{A2})$$



$$\Psi_H(y) = [(1-d)/n] \ln[(c+y^n)/c] \quad (\text{A3})$$

in which  $x=(y/a)^{1/3}$ , and  $y=-(z-d)/L$ . The symbol  $\Psi_0$  denotes a constant of integration, given by  $\Psi_0=(-\ln(a)+3^{1/2}ba^{1/3}\pi/6)$ . The parameters  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ , and  $n$  are assigned constant values of 0.33, 0.41, 1.0, 0.33, 0.057, and 0.78, respectively (Brutsaert, 1999).

B) Stable conditions:

$$\Psi_M(y) = \Psi_H(y) = 5y \quad (\text{A4})$$

$L$  is the Monin–Obukhov length (m) and is expressed as:

$$L = \frac{-u^* \rho}{\text{kg} \left[ \left( \frac{H}{T_s C_p} \right) + 0.61E \right]} \quad (\text{A5})$$

where  $u^*$  is the friction velocity,  $\rho$  is the air density ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $g$  is the acceleration of gravity ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $C_p$  is the air specific heat at constant pressure ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $H$  is the sensible heat flux, and  $E$  is the rate of surface evaporation ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

The aerodynamic resistance to heat transfer between point  $z_{0M}+d$  and the reference height,  $r_a^a$ , is written as a simplified form of Eq. (A1). Since the transport of heat and momentum is equally efficient, in this case  $z_{0M}=z_{0H}$  (see Kustas & Norman, 1999a,b). Also, in this case  $z_u=z_T$ . Finally,  $r_a^a$  is given by the expression:

$$r_a^a = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z_u-d}{z_{0M}} \right) - \Psi_M \right] \left[ \ln \left( \frac{z_u-d}{z_{0M}} \right) - \Psi_H \right]}{k^2 u} \quad (\text{A6})$$

Finally, the aerodynamic resistance to heat flow in the boundary layer immediately above the soil surface,  $r_a^s$ , is estimated from an empirical expression developed by Sauer et al. (1995) from extensive studies of this soil-surface resistance in a wind tunnel and beneath a corn canopy. This expression was modified and improved later by Kustas and Norman (1999a,b):

$$r_a^s = \frac{1}{0.0025(T_s - T_c)^{1/3} + 0.012u_s} \quad (\text{A7})$$

where  $u_s$  is the wind speed at height above the soil surface where the effect of soil surface roughness on the free wind movement can be neglected,  $z'$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) (Sauer et al., 1995). This wind speed is determined assuming a logarithmic wind profile in the air space above the soil:

$$u_s = u \left[ \frac{\ln \left( \frac{z'}{z'_0} \right)}{\ln \left( \frac{z_s}{z'_0} \right) - \Psi_M} \right] \quad (\text{A8})$$

where  $z'_0$  is the soil roughness length. In this expression the displacement height was zero while stability corrections were really not used because of the close proximity to the soil surface (Sauer et al., 1995). Unlike in two-layer schemes, the exponential wind profile in the canopy air space is not applied in the patch approach.

## References

- Anderson, M. C., Neale, C. M. U., Li, F., Norman, J. M., Kustas, W. P., Jayanthi, H., et al. (2004). Upscaling ground observations of vegetation water content, canopy height, and leaf area index during SMEX02 using aircraft and Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 92, 447–464.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Diak, G. R., Kustas, W. P., & Mecikalski, J. R. (1997). A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 60, 195–216.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Kustas, W. P., Li, F., Prueger, J. H., & Mecikalski, J. R. (2005). Effects of vegetation clumping on two-source model predictions of surface energy fluxes from an agricultural landscape during SMACEX. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 892–909.
- Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Chetwynd, J. H., Bernstein, L. S., Shettle, E. P., et al. (1999). *MODTRAN 4 User's Manual* (Hascom AFB, MA: Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Materiel Command).
- Blyth, E. M., & Harding, R. J. (1995). Application of aggregation models to surface heat flux from the Sahelian tiger bush. *Agricultural and Forest Meteorology*, 72, 213–235.
- Brutsaert, W. (1999). Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under free-convective conditions. *Reviews of Geophysics*, 37(4), 439–451.
- Bugbee, B., Droter, M., Monje, O., & Tanner, B. (1999). Evaluation and modification of commercial infrared-red transducers for leaf temperature measurement. *Advanced Space Resources*, 22, 1425–1434.
- Campbell, G. S., & Norman, J. M. (1998). *An introduction to environmental biophysics*. New York: Springer. 286 pp.
- Caselles, V., Sobrino, J. A., & Coll, C. (1992). A physical model for interpreting the land surface temperature obtained by remote sensors over incomplete canopies. *Remote Sensing of Environment*, 39, 203–211.
- Chehbouni, A., Nouvellon, Y., Kerr, Y. H., Moran, M. S., Watts, C., Prevot, L., et al. (2001). Directional effect on radiative surface temperature measurements over a semiarid grassland site. *Remote Sensing of Environment*, 76, 360–372.
- Chehbouni, A., Nouvellon, Y., Lhomme, J.-P., Watts, C., Boulet, G., Kerr, Y. H., et al. (2001). Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108, 55–65.
- Choudhury, B. J., Idso, S. B., & Reginato, R. J. (1987). Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, 283–297.
- Choudhury, B., & Monteith, J. (1988). A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, 373–398.
- Coll, C., Caselles, V., Galve, J. M., Valor, E., Niclòs, R., Sánchez, J. M., et al. (2005). Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 97, 288–300.
- Coll, C., Valor, E., Caselles, V., & Niclòs, R. (2003). Adjusted Normalized Emissivity Method for surface temperature and emissivity retrieval from optical and thermal infrared remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2003JD003688
- Foken, T., Wimmer, F., Mauder, M., Thomas, C., & Liebethal, C. (2006). Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 4395–4402.
- François, C. (2002). The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 80, 122–133.
- François, C., Ottlé, C., & Prévot, L. (1997). Analytical parameterization of canopy directional emissivity and directional radiance in the thermal infrared. Application on the retrieval of soil and foliage temperatures using two directional measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 18(12), 2587–2621.
- French, A. N., Jacob, F., Anderson, M. C., Kustas, W. P., Timmermans, W., Gieske, A., et al. (2005). Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sensing of Environment*, 99(1–2), 55–65.

- French, A. N., Schmugge, T. J., Kustas, W. P., Brubaker, K. L., & Prueger, J. (2003). Surface energy fluxes over El Reno Oklahoma, using high-resolution remotely sensed data. *Water Resources Research*, 39(6), 1164.
- Garratt, J. R., & Hicks, B. B. (1973). Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99, 680–687.
- Hall, F., Huemmrich, K., Goetz, S., Sellers, P., & Nickerson, J. (1992). Satellite remote sensing of surface energy balance: Success, failures and unresolved issues in FIFE. *Journal of Geophysical Research*, 97, 19061–19089.
- Jia, L., Li, Z. L., Menenti, M., Su, Z., Verhoef, W., & Wan, Z. (2003). A practical algorithm to infer soil and foliage component temperatures from bi-angular ATSR-2 data. *International Journal of Remote Sensing*, 24(23), 4739–4760.
- Jia, L., Su, Z., Van der Hurk, B., Menenti, M., Moene, A., De Bruin, H. A. R., et al. (2003). Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 75–88.
- Kimes, D. S. (1983). Remote sensing of row crop structure and component temperatures using directional radiometric temperatures and inversion techniques. *Remote Sensing of Environment*, 13, 33–55.
- Kustas, W. P., & Norman, J. M. (1997). A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resources Research*, 33(6), 1495–1508.
- Kustas, W. P., & 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, 13–29.
- Kustas, W. P., & Norman, J. M. (1999). Reply to comments about the basic equations of dual-source vegetation-atmosphere models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 275–278.
- Kustas, W. P., & Norman, J. M. (2000). A two-source energy balance approach using directional radiometric temperature observations for sparse canopy covered surfaces. *Agronomy Journal*, 92, 847–854.
- Kustas, W. P., Norman, J. M., Schmugge, T. J., & Anderson, M. C. (2004). Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature. Chapter 7. In D. Quattrochi & J. Luvall (Eds.), *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes* (pp. 205–253). Florida, USA: CRC Press Boca Raton Book Chapter.
- Lagouarde, J. P., Ballans, H., Moreau, P., Guyon, D., & Coraboeuf, D. (2000). Experimental study of brightness surface temperature angular variations of maritime pine (*Pinus pinaster*) stands. *Remote Sensing of Environment*, 72, 17–34.
- Lagouarde, J. P., Kerr, Y. H., & Brunet, Y. (1995). An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 167–190.
- Lamaud, E., Ogée, J., Brunet, Y., & Berbigier, P. (2001). Validation of eddy flux measurements above the understorey of a pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106, 187–203.
- Laubach, J., & Teichmann, U. (1999). Surface energy budget variability: A case study over grass with special regard to minor inhomogeneities in the source area. *Theoretical and Applied Climatology*, 62(1–2), 9–24.
- Lhomme, J. -P., & Chehbouni, A. (1999). Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 269–273.
- Li, F., Kustas, W. P., Prueger, J. H., Neale, C. M. U., & Jackson, J. J. (2005). Utility of remote sensing based two-source energy balance model under low and high vegetation cover conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6), 878–891.
- Merlin, O., & Chehbouni, A. (2004). Different approaches in estimating heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1), 275–289.
- Meyers, T., & Hollinger, P. (2004). An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. *Agricultural and Forest Meteorology*, 125, 105–115.
- Mira, M., Valor, E., Boluda, R., Caselles, V., & Coll, C. (in press). Influence of soil water content on the thermal infrared emissivity of bare soils. Implication for land surface temperature determination. *Journal of Geophysical Research*.
- Norman, J. M., Kustas, W., & Humes, K. (1995). A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 263–293.
- Otterman, J., Brakke, T. W., & Susskind, J. (1992). A model for inferring canopy and underlying soil temperatures from multi-directional measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 61, 81–97.
- Prueger, J. H., Hatfield, J. L., Kustas, W. P., Hipps, L. E., & McPherson, I. (2005). Tower and aircraft eddy covariance measurements of water, energy and carbon fluxes during SMACEX. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6).
- Rubio, E., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., & Sospedra, F. (2003). Thermal infrared emissivities of natural surfaces: Improvements on the experimental set-up and new measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 20(24), 5379–5390.
- Santanello, J. A., & Friedl, M. (2003). Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 851–862.
- Sauer, T. J., Norman, J. M., Tanner, C. B., & Wilson, T. B. (1995). Measurement of heat and vapour transfer coefficients at the soil surface beneath a maize canopy using source plates. *Agricultural and Forest Meteorology*, 75, 161–189.
- Schmugge, T. J., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1998). Monitoring land surface fluxes using ASTER observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5), 1421–1430.
- Sellers, P. J., Meeson, B. W., Hall, F. G., Asrar, G., Murphy, R. E., Schiffer, R. A., et al. (1995). Remote Sensing of the land surface for studies of global change: Models-algorithms-experiments. *Remote Sensing of Environment*, 51, 1–17.
- Shuttleworth, W., & Wallace, J. (1985). Evaporation from sparse crops: An energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 1143–1162.
- Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., et al. (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103(3), 279–300.
- Valor, E., & Caselles, V. (1996). Mapping land surface emissivity from NDVI. Application to European, African and South-American areas. *Remote Sensing of Environment*, 57, 167–184.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., et al. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113, 223–243.
- Zhan, X., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1996). An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 58, 242–256.

***Apéndice V. Artículo “Estimating energy balance fluxes above a boreal forest from radiometric temperature observations”***

*El presente artículo ha sido aceptado para su publicación en Agricultural and Forest Meteorology. En este trabajo se hace uso de la base de datos de la campaña experimental Solar Induced FLuorescent EXperiment (SIFLEX-2002), llevada a cabo en una zona de bosque boreal de Sodankylä (Finlandia), para validar el modelo de estimación de flujos de energía propuesto. De forma paralela, se hace un estudio del cierre del balance energético, y también un análisis de sensibilidad del modelo, bajo las condiciones extremas de estos ecosistemas boreales.*

*La revista Agricultural and Forest Meteorology posee un factor de impacto de 2,9 y ocupa la posición relativa 1/35, dentro de la categoría Forestry de la base de datos ISI Web of Knowledge.*



# Estimating energy balance fluxes above a boreal forest from radiometric temperature observations

J. M. Sánchez <sup>a</sup>, V. Caselles <sup>a</sup>, R. Nicolòs <sup>a</sup>, C. Coll <sup>a</sup>, W. P. Kustas <sup>b</sup>  
E-mail: [Juan.M.Sanchez@uv.es](mailto:Juan.M.Sanchez@uv.es)

<sup>a</sup> Earth Physics and Thermodynamics Department, University of Valencia,  
C/Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, Spain

<sup>b</sup> Hydrology and Remote Sensing Laboratory, USDA-ARS, Bldg. 007, BARC West, Beltsville,  
MD 20705, United States

## ABSTRACT

The great areal extent of boreal forests confers these ecosystems potential to impact on the global surface-atmosphere energy exchange. A modelling approach, based on a simplified two-source energy balance model, was proposed to estimate energy balance fluxes above boreal forests using thermal remote sensing information. Half-hourly data from the Solar Induced Fluorescence Experiment, carried out in a Finnish boreal forest, was used to evaluate the performance of the model. Energy balance closure, determined by linear regression, found all fluxes to underestimate available energy by 9% ( $r^2=0.94$ ). Significance in the energy balance of the heat storage in the air and in the soil terms was also analyzed. Canopy temperatures, measured by a CIMEL Electronique CE 312 radiometer, together with ancillary meteorological variables and vegetation characteristics, were used to run the model. Comparison with ground measurements showed errors lower than  $\pm 15 \text{ W m}^{-2}$  for the retrieval of net radiation, soil heat flux and storage heat flux, and about  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  for the sensible and latent heat fluxes. A sensitivity analysis of the approach to typical operational uncertainties in the required inputs was conducted showing the necessity of accurate measurements of the target radiometric surface temperature.

Keywords: STSEB model, energy fluxes, boreal forest, energy balance closure, canopy temperature.

## 1. INTRODUCTION

An increasing number of studies on energy and mass exchange between forests and the atmosphere have been conducted over the past few years, in order to understand both forest functioning and the role of forests as sinks or sources of atmospheric pollutants.

In particular, the boreal forest is the major biome occupying the circumpolar region between 50° and 70° north. Boreal forest's great areal extent (11% of the terrestrial surface) and its unique biophysical properties confer these ecosystems potential to impact on the Earth's climate. The remote location and harsh climate of boreal forests kept them elusive to first studies on energy exchange and energy balance. Advances in infrastructures and technology allowed subsequent inclusion of these ecosystems in the scientific community focus (Lindroth, 1985; Lafreux, 1992; Baldocchi and Vogel, 1996; Sellers et al., 1995; Baldocchi et al., 1997). A current network of eddy covariance towers measuring long-term carbon and energy fluxes in contrasting ecosystems and climates (FLUXNET, <http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm>) contains an increasing number of boreal forest sites. In this work we will focus on one of these sites: Sodankylä, Finland. An intensive field campaign, the Solar Induced Fluorescence Experiment-2002 (SIFLEX-2002, Davidson et al., 2002), was carried out in this boreal forest area from April to June 2002.

In a forest environment, the surface energy balance is conveniently expressed as:

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

where  $R_n$  is the net radiation flux ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $H$  is the sensible heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $G$  is the soil heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $S$  is the storage heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ), and  $Q$  represents other minor terms such as photosynthesis, ( $\text{W m}^{-2}$ ). Typically,  $Q$  is neglected from equation (1). The importance of  $S$  is expected to be small in short canopies with minimal biomass; however this term must be maintained for tall, forested sites (McCaughey, 1985). Historically, energy balance closure has been accepted as an important test of eddy covariance data. A general concern has been developed within the micrometeorological community because surface energy fluxes ( $LE+H$ ) are frequently underestimated by about 10-30% relative to estimates of available energy ( $R_n-G-S$ ) (Wilson et al., 2002; Twine et al., 2000; Stannard et al., 1994). An energy imbalance has implications on how energy flux measurements should be interpreted and how these estimates should be compared with model simulations. The first objective of this work is to contribute to the existing literature on the energy balance closure with the analysis over a boreal forest.

In general, conifer forests have a greater ability to exchange mass and energy with the atmosphere than other vegetation types. One important difference between the forests and other vegetation surfaces is the presence of an understory, which contributes to the overall exchange of mass and energy. Until recently, forest-atmosphere exchanges have often been modelled using a "big-leaf" approach. However, comparisons between different sites may lead to erroneous interpretations if

existing differences between their understoreys are not taken into account (Lamaud et al., 1996). For this reason, a two-source energy balance model is required to account for the energy exchange from the canopy and the understorey vegetation. The second objective of this work is to test the recently proposed Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB) model (Sánchez et al., 2007a) over the conditions of the boreal forest. Unfortunately, energy fluxes below the forest canopy were not registered during the SIFLEX experiment. This paper is exclusively focused on the energy exchange above the forest canopy.

This paper is organized as follows. Section 2 describes the experimental site and measurements. The modelling approach, as well as the scheme to estimate the component temperatures required, are shown in Section 3. Section 4 contains a study of the energy balance closure in the boreal forest. The results of surface energy fluxes are compared with ground measurements in Section 5. A sensitivity analysis of the model to uncertainties in key inputs is also provided in this section. Finally, the main conclusions of this work are given in Section 6.

## **2. SITE DESCRIPTION AND EXPERIMENTAL SETUP**

### **2.1 Site description**

This work was carried out as part of the SIFLEX-2002 project. The measurement campaign was performed at Sodankylä, in a northern boreal forest area of Finland (Figure 1) from April to June of 2002. The study area was placed at the Arctic Research Center, Finnish Meteorological Institute (FMI) ( $67^{\circ} 21'42.7''\text{N}$   $26^{\circ} 38'16.2''\text{E}$ , 179 m above sea level), 100 km north of the Arctic Circle. Sodankylä site belongs to the Coordinated Enhanced Observing Period (CEOP) reference sites of the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) of the World Climate Research Programme, and to the  $\text{CO}_2$  flux station network of the CARBOEUROPE project.

This site is representative for the northern edge of the boreal zone. Winters normally have temperatures well below freezing with permanent snow and soil frost. This is a boreal forest area, with pines (*Pinus sylvestris* L.) of more than 10 m in height and 100 years old in average, and a tree density of about 2100 trunks per ha. The soil type is fluvial sandy podzol where lichens, cowberry and crowberry are common (see Figure 2a and Table 1).

### **2.2 Measurements**

During the SIFLEX-2002 campaign, solar radiation and surface radiometric temperature measurements were carried out by the University of Valencia. The FMI was in charge of measuring the *LAI* (Leaf Area Index), the meteorological variables and the surface energy fluxes that will be used in this work (Davidson et al., 2002).

The meteorological variables were obtained from a 48-m height micrometeorological mast placed in the site (Figure 2b). Air temperature and humidity were measured at different levels with a Vaisala HMP 45 sensor, with accuracies of  $\pm 0.2$  °C and  $\pm 1\%$ , respectively. Wind speed data was collected by a Vaisala WAA252 anemometer, with an accuracy of  $\pm 0.5$  m/s, placed at a height of 23 m. Other weather parameters such as the fraction of cloud cover or the cloud height were measured manually at the FMI-Artic Research Centre. Besides, atmospheric radiosoundings (Vaisala RS-80) of temperature, humidity and wind were launched twice a day at the study site.

*LAI* measurements were made twice during the campaign at 12 points distributed around the study site. It was measured using a LICOR LAI-2000, which calculates the leaf area from radiation measurements taken with an optical sensor having a field of view of 148°. A time series of soil and canopy albedo values was also registered during the campaign (Table 1).

Thermal radiance measurements of pine trees were performed every 10 minutes by a multi-channel thermal infrared radiometer CIMEL ELECTRONIQUE CE 312. The CIMEL was placed on a tower observing the target from a height of 12 m, to assure a homogeneous view of the canopy (Figure 2c). This radiometer has four spectral channels: one broadband, 8-14  $\mu\text{m}$  (band 1), and three narrow channels, 11.5-12.5  $\mu\text{m}$ , 10.5-11.5  $\mu\text{m}$ , and 8.2-9.2  $\mu\text{m}$  (bands 2, 3, and 4, respectively) (Legrand et al. 2000). Samples of pine branches and understorey vegetation covering the soil below the trees were collected to measure their emissivity by means of the CE-312 radiometer using the Box Method (Rubio et al., 1997 and 2003) (Table 1). Radiosounding data for several days with different atmospheric conditions were introduced into the MODTRAN 4 code (Berk et al., 1999) to get estimates of the atmospheric parameters required to correct the brightness temperatures of atmospheric effects.

Sensible and latent heat fluxes were measured by the FMI with a SATI-3Sx sonic anemometer and a platinum thermal probe by using eddy-covariance methodology with an uncertainty in flux estimation of  $\pm 15\text{-}20\%$  (Brutsaert 1982; Aurela et al., 2001). Measurements were taken at 23 m in height. Global and reflected short wave radiation was measured by a Kipp&Zonen CM11 sensor, and the incoming and outgoing long-wave components were registered by an Eppley Precision infrared radiometer. Net radiation was measured by a REBS Q-7 sensor. All these sensors were mounted at 46 m height. Soil heat flux was measured by a single HFT3 soil heat flux plate at a depth of 7 cm. Soil temperature was measured at 2, 5, 10, 20, 50, and 100 cm depth by using a set of thermocouples, and volumetric soil moisture at 5, 10, 20, 30, and 50 cm through Delta-T TDR-probes. The heat stored in the soil profile above the plate, computed from the temporal change in soil temperature and soil water content, was also considered. Finally, the heat storage in the air profile from the surface to the eddy instruments was also registered. All data were recorded every 30 minutes.

Although the field campaign was conducted from April to June of 2002, this analysis is based on the data taken from the 5th of May in order to avoid additional complexities due to snow cover.



### 3. MODELLING APPROACH

#### 3.1 Surface energy flux estimates

##### 3.1.1 Sensible heat flux

The Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB) model has been recently proposed by Sánchez et al. (2007a). The STSEB approach is based on a patch representation of the energy exchange from soil (understorey vegetation in this case) and canopy with the atmosphere. As a difference with the two-layer models, no direct coupling is allowed between soil and vegetation. According to this configuration, the addition between the soil and canopy contributions to the total sensible heat flux,  $H$ , must be weighted by their respective partial areas as follows:

$$H = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \quad (2)$$

where  $P_v$  is the canopy cover fraction at nadir, and the subscripts  $c$  and  $s$  refer to the canopy and soil components, respectively.

In equation (2),  $H_s$  and  $H_c$  are expressed as:

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^h} \quad (3a)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^a + r_a^s} \quad (3b)$$

where  $\rho C_p$  is the volumetric heat capacity of air ( $\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$ ),  $T_a$  is the air temperature at a reference height (K),  $T_c$  and  $T_s$  are the canopy temperature and the soil temperature, respectively (K),  $r_a^h$  is the aerodynamic resistance to heat transfer between the canopy and the reference height ( $\text{s m}^{-1}$ ),  $r_a^a$  is the aerodynamic resistance to heat transfer between the point  $z_0 + d$  ( $z_0$ : roughness length,  $d$ : displacement height) and the reference height ( $\text{s m}^{-1}$ ),  $r_a^s$  is the aerodynamic resistance to heat flow in the boundary layer immediately above the soil surface ( $\text{s m}^{-1}$ ). (For details about the expressions to estimate these resistances see Sánchez et al. (2007a)).

##### 3.1.2 Net radiation

Net radiation  $R_n$  provides the available radiative energy to be allocated between the terms shown in equation (1). In the current study, the net radiation is expressed as:

$$R_n = (1 - \alpha) R_g + \varepsilon L_{sky} - \varepsilon \sigma T_R^4 \quad (4)$$

where  $R_g$  is the solar global radiation ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $L_{sky}$  is the incident long-wave radiation ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $\alpha$  is the surface albedo,  $\varepsilon$  is the effective surface emissivity (Valor and Caselles, 1996),  $\sigma$  is the Stefan-Boltzmann constant, and  $T_R$  is the effective radiometric surface temperature.

### 3.1.3 Soil heat flux

Commonly,  $G$  is parameterized as a constant proportion of  $R_n$  that is fixed for the entire day or period of interest. Recommended values range typically from 0.15 to 0.40 in the literature (Choudhury 1987; Humes et al. 1994; Kustas and Goodrich 1994). Many empirical studies have shown that  $G$  is neither constant nor negligible on diurnal timescales. Field observations show that  $G/R_n$  can range from 0.05 to 0.50 depending on the time of day and surface conditions (Kustas et al. 1993). In this study, we used the simple function derived by Santanello and Friedl (2003) applied to the boreal forest conditions:

$$\frac{G}{R_n} = A \cos\left[\frac{2\pi t}{B}\right] \quad (5)$$

where  $t$  is time in seconds relative to 10 a.m. in this case. Parameters  $A$  and  $B$ , were estimated using the empirical relationships between them and the amplitude of diurnal variation in surface temperature obtained by Santanello and Friedl (2003). In this study, these parameters resulted  $A=0.20$ , and  $B=90950$  s.

Note that a single heat flux plate was set up due to experimental limitations when it is known that a battery of them is necessary to extract firm conclusions about the soil heat flux estimates. However, the FLUXNET data suggests that inaccuracies in  $G$  have a lower impact on energy balance closure in forests than in agricultural, chaparral and grassland sites (Wilson et al. 2002).

### 3.1.4 Storage heat flux

Wilson et al. (2002) showed that including  $S$  in the regressions of  $H+LE$  against  $R_n-G-S$  in forests, the slope increased by an average of 7%. Therefore, the storage heat flux can not be neglected on an hourly basis as it is usually done on a daily basis (Baldocchi et al. 1997). The sensible heat storage flux in the surface-air space is usually calculated as an addition of the rate of change of the air temperature at several levels in the surface-air layer multiplied by the volumetric heat capacity of the air (McCaughey, 1985). Air column information is then required for a precise estimate of  $S$ . Since the working of this method is quite limited, we suggest a method for estimating the storage term when no proper measurements are available, which is a common situation given the number of sensors required for such a estimation:

$$S = \rho C_p \frac{\Delta T_c}{\Delta t} z \quad (6)$$

where  $T_c$  is assumed as a first approximation of  $T_a$  at the surface level, and  $z$  is the reference height from which sensible and latent heat fluxes were measured.

Oliphant et al. (2004) compared the results of  $S$  obtained using a complete temperature profile with those using a single temperature measurement in a temperate deciduous forest. These authors showed good agreement coming when using the value of the single temperature measured at half the height at which turbulent fluxes were measured.

Other storage terms in the energy balance, such as the biomass heat storage flux, are typically reported to be too small to justify a more intensive effort for its estimate and modelling.

Providing that  $R_n$ ,  $H$ ,  $G$ , and  $S$  are obtained using the aforementioned formulations, latent heat flux  $LE$  can be derived as the residual term of the energy balance equation.

### 3.2 Surface temperature components

The value of the effective radiometric surface temperature at a viewing angle  $\theta$ ,  $T_R(\theta)$  (K), is related to the fraction of the target occupied by soil versus vegetation, but also to the emissivity values of both components:

$$\varepsilon T_R^4(\theta) = P_v(\theta)\varepsilon_c T_c^4 + (1 - P_v(\theta))\varepsilon_s T_s^4 \quad (7)$$

where  $\varepsilon_s$  and  $\varepsilon_c$  are soil and canopy emissivities, respectively. The angular vegetation cover fraction  $P_v(\theta)$  can be estimated from measurements of  $LAI$  via:

$$P_v(\theta) = 1 - \exp\left(\frac{-0.5\Omega(\theta)LAI}{\cos(\theta)}\right) \quad (8)$$

where  $\Omega(\theta)$  is a clumping factor to characterize the heterogeneity of the surface (Anderson et al. 2005). The clumping factor typically varies with the viewing angle, attaining a minimum value at nadir view ( $\Omega_0$ ). An empirical expression can be used to determine  $\Omega_0$  from the  $LAI$  value:  $\Omega_0 = 0.492[1 + \exp(-0.52(LAI - 0.45))]$  (Chen, 1996).

Note that  $T_c$  and  $T_s$  are assumed to represent spatially weighted averages of the sunlit and shaded portions of the canopy and soil, respectively. Even though it is well-known that soil emissivity may be lower than canopy emissivity, and also that the cavity effect tends to increase the value of  $\varepsilon$  under conditions of partial vegetation cover, many authors have used equation (7) with the assumption that  $\varepsilon = \varepsilon_c = \varepsilon_s$ . This simplification may yield significant differences in the retrieval of the component temperatures from dual-angle observation of  $T_R(\theta)$  for example. Also note that equation (7) is based on the Stefan-Boltzmann law, and thus the emissivity values correspond to broadband (3-30 $\mu\text{m}$ ) whereas field thermal radiometers usually work in narrower bands. Also, typical libraries (Salisbury and D'Aria, 1992 or Snyder et al., 1997) span only between 3.3  $\mu\text{m}$  and 14.0  $\mu\text{m}$ , while significant longwave radiation extends to approximately 30  $\mu\text{m}$ . However, some works have dealt with the evaluation of the difference between the narrow band and the broadband emissivity, such as that of Ogawa et al., (2002). These authors analyzed the spectra of the Arizona State University emission spectral library and showed good agreement between the narrow (8-14  $\mu\text{m}$ ) and the broadband emissivity. A root mean square difference (RMSD) of 0.02 was obtained for the whole set of samples analyzed.

As stated in Sánchez et al. (2007a), the main limitation of the STSEB model is that reliable values of the component temperatures are required. This can be achieved with two different viewing angle measurements of the effective temperature over the target (François, 2002; Merlin and Chehbouni, 2004). In this case, special care must be taken with the emplacement of the radiometers in the experimental setup, in order to

make sure that both instruments are viewing exactly the same portion of the target, and that the differences in the radiometric temperatures registered are only due to change in the viewing angle. These experimental problems, especially remarkable in forest ecosystems, can be avoided if  $T_R$  is registered at a single viewing angle, and direct measurements of only one,  $T_c$  or  $T_s$ , are also available. The other temperature component can be inferred using equation (7). Furthermore, the left-hand term in equation (7) corresponds to the outgoing long-wave radiation divided by the Stefan-Boltzmann constant (Brutsaert, 1982). Therefore, direct measurements of this variable can substitute the measurements taken by a thermal radiometer. This technique, together with direct measurements of  $T_c$ , was used in this paper to retrieve  $T_R$  and  $T_s$ , required in equations (4) and (3b), respectively. The strategy used to determine  $T_c$  from ground thermal infrared radiance, measured by the CIMEL CE-312 radiometer, under variable cloudiness conditions, was described in Niclòs et al. (2005).

#### 4. ENERGY BALANCE CLOSURE

Some authors such as Lamaud et al. (2001), Wilson et al. (2002), and Foken et al. (2006) discussed possible causes for the lack of energy balance, including: (i) mismatch in source areas for the terms in (1), (ii) systematic bias in instrumentation, (iii) neglected energy sinks, (iv) the loss of low and/or high frequency contributions to turbulent fluxes, and (v) neglected advection of heat. However, the problem of this energy imbalance remains unexplained.

In this work energy balance closure was evaluated for the two-month dataset. Data were rejected when wind speed was lower than  $1 \text{ m s}^{-1}$  so as to assure a correct working of the sonic instrumentation. Linear regression coefficients (slope and intercept) were derived from the ordinary least squares relationship between the half-hourly measurements of the available energy ( $R_n$ ) against the addition of the rest of the terms considered in the energy balance equation in this work ( $H+LE+G+S$ ). Ideal closure is represented by an intercept of zero and slope of 1. Figure 3a shows the result of this overall closure. A slope of 0.91 and an intercept of  $-1.9 \text{ W m}^{-2}$  were observed. The coefficient of determination ( $r^2$ ) resulted 0.94. Baldocchi et al. (1997) obtained, for a Canadian boreal forest dataset, a slope equal to 0.94, an intercept of  $-8 \text{ W m}^{-2}$ , and a coefficient of determination equal to 0.94. Gustaffson et al. (2003) observed that the sum of turbulent heat fluxes and the soil heat flux constituted in average 86% of the observed net radiation, using data from a boreal forest zone belonging to the NOPEX (Northern Hemisphere Climate-Processes Land-Surface Experiment) experimental site in Sweden. Willson et al. (2002) reported values of slopes and intercepts ranging from 0.53 to 0.99, and from  $-33$  to  $37 \text{ W m}^{-2}$ , respectively. The coefficients of determination ranged from 0.64 to 0.96 for the 22 FLUXNET sites studied.

In order to test the significance of the heat storage in the energy balance of the boreal forest, a new linear regression of  $R_n$  against  $H+LE+G$  was made (see Figure 3b). Neglecting  $S$  in the energy balance decreased the slope of the regression by a 3%, and the intercept increased from  $-1.9$  to  $1.6 \text{ W m}^{-2}$ .

The measured value of soil heat flux,  $G$ , is actually the result of the combination between two terms,  $G=G'+\Delta G$ .  $G'$  corresponds to the value directly registered by the heat flux plate, and  $\Delta G$  is the heat storage in the soil layer from the plate to the surface. This storage term is obtained from the temporal change of the soil temperature above the heat flux plate and the volumetric water content in the soil, as well as the soil properties. The effort required for the estimate of  $\Delta G$  might be thought to be unnecessary. This work showed the importance of this soil heat storage term in the current boreal forest. Figure 3c shows the linear regression of  $R_n$  against  $H+LE+G'$ . Neglecting  $\Delta G$  in the energy balance decreased the slope of the regression by a 9%, and the intercept increased to  $12 \text{ W m}^{-2}$ . The scatter also increased yielding a coefficient of determination of 0.90. Of course, on a 24 hour basis both averages of  $S$  and  $G$  revolve about zero and may be neglected in the energy balance at this time scale (Baldocchi et al. 1997).

These results differ from those estimated by Wilson et al. (2002) in forested sites (conifer and deciduous forests). These authors obtained an average decrease in the slope of the regression of 7% when  $S$  was not included in the energy balance, and only of 3% when the total soil heat flux,  $G$ , was neglected.

## 5. RESULTS AND DISCUSSION

### 5.1 Surface energy fluxes retrieval

The performance of the proposed approach was assessed by considering the daytime data collected during the experiment since daytime flux statistics are more descriptive of overall model utility.

For estimating net radiation, equation (4) was applied using  $T_R$  values extracted from the outgoing long-wave radiation as indicated in section 3.2. Figure 4a shows the results of modelled versus measured values of  $R_n$ . A quantitative analysis of this regression is shown in Table 2. An overestimation of  $3 \text{ W m}^{-2}$ , and a RMSD of  $\pm 4 \text{ W m}^{-2}$  are observed in the total  $R_n$  for the campaign data. Regarding the soil heat flux,  $G$ , an overestimation of  $6 \text{ W m}^{-2}$ , and a RMSD of  $\pm 15 \text{ W m}^{-2}$  for the whole period were obtained (Figure 4b). The storage heat flux,  $S$ , was modelled using equation (6). A negligible biased estimator of  $-0.3 \text{ W m}^{-2}$  was calculated, with a RMSD of  $\pm 7 \text{ W m}^{-2}$  (Figure 4c).

Table 2 lists statistics comparing turbulent fluxes estimates of  $H$  and  $LE$  with the eddy covariance fluxes in their original form (EC), and corrected for closure using the residual (RE) and Bowen ratio (BR) techniques (Twine et al. 2002). For the data studied here, the RE closure technique, using  $H_{EC}$  and assigning all imbalance error to  $LE$  ( $LE_{RE}$ ), yields the best agreement between modelled and measured turbulent fluxes.

Model comparisons with  $H_{EC}$  and  $LE_{RE}$  are shown in Figures 4d-e. After retrieving  $T_s$  values from equation (7), and correcting the aerodynamic resistances for atmospheric stability/instability (Sánchez et al. 2007a),  $H$  was estimated via equations

(2), (3a), and (3b). Comparison between modelled and measured  $H$  shows a negative bias of  $-2 \text{ W m}^{-2}$ , and a RMSD of  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  (Figure 4d).

For  $LE$  obtained as a residual term from equation (1), there is a clear tendency to overestimate the observed latent heat flux,  $LE_{EC}$ , with a slope of 1.10 and  $\text{RMSD}=\pm 70 \text{ W m}^{-2}$ . When the RE closure technique is applied to the eddy observations, the slope of the linear regression decreases to 0.89 and the RMSD decreases by  $20 \text{ W m}^{-2}$  (Figure 4e). If energy closure is enforced by the Bowen ratio technique ( $LE_{BR}$ ) the slope increases more than 30%, and  $\text{RMSD}=\pm 60 \text{ W m}^{-2}$  is now obtained (see Table 2)

An example of the performance of the model is shown in Figure 5. Modelled and measured fluxes are plotted together for a period of 8 days (from 28 May to 4 June). The first 4 days are completely cloud-free, whereas variable cloudiness conditions occurred during the last 4 days. Reasonable good agreement is observed between measured and modelled fluxes also under cloudy skies.

Few studies have dealt with the simulation of surface energy fluxes in boreal forests, and those which have, used to base the modelling on daily averages. On a hourly or half-hourly basis, weaker performance has been always observed. Gustafsson et al. (2003) assessed the performance of the land surface scheme used in the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) in a boreal forest located in the NOPEX experimental site (Sweden). Traits of this forest were different to those in the SIFLEX site, with Scots pines of around 25-m height and  $LAI$  values from 3 to 5. Linear regressions between simulated versus observed surface fluxes, based on daily averages, showed slopes of 0.90, 2.39, 0.73, and 0.80 for  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ , and  $LE$ , respectively. RMSD values ranged between  $\pm 10$  and  $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$  for all fluxes. Wu et al. (2001) used data from the Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS) experiment to compare results from two-layer and single-layer canopy models with Lagrangian and K-theory approaches. Trees in this boreal aspen forest were 21-m tall and maximum  $LAI$  values were 2.3. Comparison of modelled and measured daytime average values of  $LE$  above the forest showed RMSD values of  $\pm 40 \text{ W m}^{-1}$  for the single-layer model,  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  for K-theory two-layer model and  $\pm 40 \text{ W m}^{-2}$  for the Lagrangian two-layer model. The same forest was used by Grant et al. (2006) to test five models included in the Fluxnet-Canada Research Network (FCRN). Regressions of simulated on observed hourly-averaged fluxes showed slopes ranging from 0.70 to 1.30, and RMSD values from  $\pm 20$  to  $\pm 60 \text{ W m}^{-2}$ , depending on the model, for the sensible and latent heat fluxes. Sánchez et al. (2007b) have recently used the SIFLEX dataset to elaborate and explore the applicability of a semi-empirical method with MODIS satellite data. Comparison between modelled and ground-measured fluxes showed RMSD values of about  $\pm 60 \text{ W m}^{-2}$  at an instantaneous scale, whereas at a daily-average scale RMSD values decreased below  $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ .

Sánchez et al. (2007a) tested the STSEB model over maize using radiometric soil and canopy temperature direct observations. For that, data from one summer growing season was used. Note that the STSEB version used in that paper neglected the storage heat flux term. Also a constant proportion of the net radiation, fixed for the entire day and period of interest, was used to estimate the soil heat flux in the maize.

RMSD values of about  $\pm 20$ ,  $\pm 40$ ,  $\pm 20$ , and  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  were obtained for  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ , and  $LE$ , respectively. Comparing these results with those obtained in the boreal forest, it is observed that the error in  $G$  estimations is reduced when introducing the Santanello and Friedl (2003) function in the model. Average error value in  $LE$  estimation in the boreal forest is of the same order as in the maize crop, while the estimation error in  $H$  is significantly higher in the boreal forest than in the maize. However, differences between the two sites in the available energy and its partitioning among all the fluxes must be taken into account at this point. Overall,  $G$  values are lower in the boreal forest than in the maize. More significant is the difference in terms of the turbulent fluxes. For the maize crop, maximum values of  $H$  and  $LE$  reached about 200 and 500  $\text{W m}^{-2}$ , respectively, whereas in the boreal forest these values were about 400 and 200  $\text{W m}^{-2}$ , respectively. Therefore, the energy exchange between the surface and the atmosphere is dominated by the evapotranspiration in the maize, while in the boreal forest the energy transference is basically controlled by the sensible heat flux.

## 5.2 Sensitivity analysis

The uncertainties in the inputs for the proposed model may lead to significant uncertainties in the estimated fluxes. A sensitivity analysis was performed for the current experience following the method suggested by Zhan et al. (1996). According to these authors the relative sensitivity,  $S_p$ , of a model flux estimate,  $Z$ , to  $X$  uncertainties in a parameter  $p$ , can be expressed as:

$$S_p(X) = \left| \frac{Z_- - Z_+}{Z_0} \right| \quad (9)$$

where  $Z_0$ ,  $Z_+$ , and  $Z_-$  are the fluxes ( $H$ ,  $R_n$ , or  $LE$ ) predicted when  $p$  equals its reference value  $p_0$ , when  $p_0$  is increased by  $X$ , and when  $p_0$  is decreased by  $X$ , respectively, with all other input parameters held constant at their reference values. For this study, average values of the inputs were considered as reference, corresponding to a range of 4 hours around solar midday. A list of all the inputs required by the model, as well as their average values and assigned uncertainties, is shown in Table 3. These uncertainties correspond to typical errors expected for operational monitoring over extensive boreal forest areas, assuming horizontal homogeneity, according to the methodology described. Sensitivity results are also listed in Table 3. Effective radiometric surface temperature and air temperature have the greatest impact on  $H$ , showing relative sensitivity values above 25%. Net radiation is mainly affected by  $R_g$  and  $L_{sky}$  inputs, but always showing sensitivity values below 15% for the uncertainties considered. Similar sensitivity results were obtained by Sánchez et al. (2007a) using the maize dataset. The main difference lies in the  $T_c$  input. The model is shown to be much less sensitive to the canopy temperature under the boreal forest conditions. Special care must be taken with  $T_R$  since an uncertainty of 1 °C may lead to an error of almost 50% in  $H$ . Note that this type of sensitivity analysis does not address multiple input uncertainties that might cause cumulative errors, but also may tend to cancel out reducing the overall error in the flux estimates. The highest sensitivity values in  $LE$

estimate were also obtained for  $T_R$  and  $T_a$  inputs. However, relative sensitivity of the model output in  $LE$  to assumed uncertainties in most of the inputs exceeded 30%. This is due to the fact that under the conditions of the boreal forest much of the available energy was converted to sensible heat flux, as mentioned before. As a result, the sensitivity of the model output in  $LE$  to uncertainty in  $T_R$  even exceeded 100% of its reference value.

Sensitivities associated with the local validation experiment reported in previous section are lower than those expected for remotely driven experiments, since typical errors associated with input values measured locally, using infrared radiometers and local meteorological towers, are lower too.

## 6. CONCLUSIONS

The purpose of this paper was to test the recently proposed STSEB model (Sánchez et al. 2007a) under conditions different to those of the maize crop in which it was firstly validated. A boreal forest ecosystem was selected because of its potential to impact the global energy exchange. This paper is based on the SIFLEX-2002 experimental campaign carried out in a FLUXNET site in Sodankylä, Finland, during the spring of 2002. Meteorological variables and fluxes were measured along with the radiometric temperature of pine trees.

The energy balance closure was evaluated. An underestimation of the available energy of 9% has been shown, with a coefficient of determination equal to 0.94, when all fluxes were considered. The significance of the storage terms in the energy balance was checked. Decreases in the closure of 3% and 9% were observed when neglecting the heat storage in the air and in the soil, respectively. This shows the importance of including these storage terms in a study of the energy balance under the conditions of current boreal forest.

An expression to estimate the mentioned storage heat flux in the air from canopy temperature data was introduced in the STSEB scheme. Also, the equation used to estimate the soil heat flux was adapted to account for the diurnal variation of its ratio with the net radiation since it was proved to reproduce better results. A technique to retrieve radiometric soil temperature information (when not directly available), from canopy temperature and outgoing long-wave radiation, was proposed and applied in this work.

The performance of the proposed approach was assessed considering half-hourly daytime data. Errors lower than  $\pm 15 \text{ W m}^{-2}$  for the retrieval of net radiation, soil heat flux and storage heat flux, and about  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  for the sensible and latent heat fluxes, were obtained. Using directly measured  $H$  values and assigning all imbalance errors to  $LE$  yield the best agreement between modelled and measured turbulent fluxes. These results are in agreement with the scarce studies on modelling surface fluxes in boreal forests.

The operational capability of the model was explored by means of an analysis of the sensitivity of the model flux output to uncertainties in the required inputs. The



air temperature and specially the effective radiometric surface temperature were shown to have the greatest impact on the model estimates. Comparing these results in the boreal forest with those obtained by Sánchez et al. (2007a) in the maize crop, lower sensitivities are generally obtained in the  $H$  estimate in the boreal forest. However, relative errors in the  $LE$  retrieval are significantly higher in the boreal forest as a consequence of the low values of  $LE$  registered in this ecosystem.

In summary, these results reinforce the utility of the STSEB model shown in Sánchez et al. (2007a) in a maize crop, once the model was tested under the conditions of a boreal forest, where the sensible heat flux represents a significantly greater proportion of the available energy. Further field experiments and modelling studies are required to continue testing the model over different landscapes.

### Acknowledgements

This work was funded by the *Ministerio de Educación y Ciencia* (Projects CGL2004-06099-C03-01 and CGL2007-64666\_CLI, co-financed with European Union FEDER funds, *Acciones Complementarias* CGL2005-24207-E/CLI and CGL2006-27067-E/CLI, and *Juan de la Cierva* Research Grant of Dr. Niclòs), and the University of Valencia (*V Segles* Research Grant of Mr. J. M. Sánchez). The valuable remarks and suggestions of Dr. E. Valor (University of Valencia), Dr. M. C. Anderson (HydroLab, USDA-ARS), and Dr. T. Laurila (Finnish Meteorological Institute) are also appreciated.

### References

- Anderson, M.C., Norman, J.M., Kustas, W.P., Li, F., Prueger, J.H., and Mecikalski, J.R. (2005). Effects of vegetation clumping on two-source model predictions of surface energy fluxes from an agricultural landscape during SMACEX. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 892-909.
- Aurela, M., Laurila, T., & Tuovinen, J. P. (2001). Seasonal CO<sub>2</sub> balances of a subarctic mire. *Journal of Geophysical Research*, 106, 1623-1638.
- Baldocchi, D. D., and Vogel, C. A. (1996). A comparative study of water vapor, energy and CO<sub>2</sub> flux densities above and below a temperate broadleaf and a boreal pine forest. *Tree Physiology*, 16, 5-16.
- Baldocchi, D. D., Vogel, C. A., and Hall, B. (1997). Seasonal variation of energy and water vapour exchange rates above and below a boreal jack pine forest canopy. *Journal of Geophysical Research*, 102 (D24), 28939-28951.
- Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Chetwynd, J. H., Bernstein, L. S., Shettle, E. P., Matthew, M. W., and Adler-Golden, S. M. (1999). MODTRAN 4 User's Manual (Hascom AFB, MA: Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Materiel Command).
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel, Dordrecht, 299 pp.

- Chen, J. M. (1996). Optically-based methods for measuring seasonal variation of leaf area index in boreal conifer stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 80, 135-163.
- Choudhury, B. J., Idso, S. B., and Reginato, R. J. (1987). Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39, 283-297.
- Davidson, M., Moya, I., Ounis, A., Louis, J., Ducret, J. M., Moreno, J., Caselles, V., Sobrino, J. A., Alonso, J., Pedrós, R., Jiménez, J. C., Gómez-Amo, J. L., Soria, G., Niclòs, R., El-Kharraz, J., Martínez, J. A., Utrillas, M. P. Miller, Laurila, T., and Thurn, T. (2002). The solar Induced Fluorescence Experiment (SIFLEX-2002): Campaign Overview. Proceedings of FLEX Workshop, ESA SP-527, Noodwijk, Holland.
- Foken, T., Wimmer, F., Mauder, M., Thomas, C., and Liebethal, C. (2006). Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmosphere Chemistry Physics*, 6, 4395-4402.
- François, C. (2002). The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 80, 122-133.
- Gustafsson, D., Lewan, E., van der Hurk, B. J. J. M., Viterbo, P., Grelle, A., Lindroth, A., Cienciala, E., Mölder, M., Halldin, S., and Lundin, L. -C. (2003). Boreal forest surface parameterization in the ECMWF Model-1D Test with NOPEX long-term data. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 95-112.
- Humes, K. S., Kustas, W. P., and Moran, M. S. (1994). Use of remote sensing and reference site measurements to estimate instantaneous surface energy balance components over a semiarid rangeland watershed. *Water Resources Research*, 30, 1363-1373.
- Kustas, W. P., and Goodrich, D. C. (1994). Preface. *Water Resources Research*, 30, 1211-1225.
- Kustas, W. P., Daughtry, C. S. T., and van Oevelen, P. J. (1993). Analytical treatment of the relationships between soil flux/net radiation ratio and vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, 46, 319-330.
- Lamaud, E., Brunet, Y., and Berbigier, P. (1996). Radiation and water use efficiencies of two coniferous forest canopies. *Physical Chemistry of the Earth*, 21, 361-365.
- Lamaud, E., Ogée, J., Brunet, Y., and Berbigier, P. (2001). Validation of eddy flux measurements above the understorey of a pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106, 187-203.
- Lafleur, P. M. (1992). Energy balance and evapotranspiration from a subarctic forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58, 163-175.
- Legrand, M., Pietras, C., Brogniez, G., Haeffelin, M., Abuhasan, N. K., and Sicard, M. (2000). A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part I. Characterization of the instrument. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 1203-1214.

- Lindroth, A. (1985). Seasonal and diurnal variation of energy budget components in coniferous forests. *Journal of Hydrology*, 82, 1-15.
- Merlin, O., and Chehbouni, A. (2004). Different approaches in estimating heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25 (1), 275-289.
- McCaughey, J. H. (1985). Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa, Ontario-a case study. *Boundary Layer Meteorology*, 31, 89-101.
- Niclòs, R., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., and Sánchez, J.M. (2005). In situ Surface Temperature Retrieval in a Boreal Forest under Variable Cloudiness Conditions. *International Journal of Remote Sensing*, 26 (18), 3985-4000.
- Oliphant, A. J., Grimmond, C. S. B., Zutter, H. N., Schmid, H. P., Su, H. -B., Scott, S. L., Offerle, B., Randolph, J. C., and Ehman, J. (2004). Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126, 185-201.
- Ogawa, K., Schmugge, T., Jacob, F., and French, A. (2002). Estimation of broadband land surface emissivity from multi-spectral thermal infrared remote sensing. *Agronomie*, 22, 695-696.
- Rubio, E., Caselles, V., and Badenas, C. (1997). Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14  $\mu\text{m}$  wave band: Analysis of two fields methods. *Remote Sensing of Environment*, 59, 490-521.
- Rubio, E., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., and Sospedra, F. (2003). Thermal-infrared emissivities of natural surfaces: improvements on the experimental set-up and new measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 5379-5390.
- Salisbury, J. W., D'Aria, D. M. (1992). Emissivity of terrestrial materials in the 8-14  $\mu\text{m}$  atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, 42, 83-106.
- Sánchez, J. M., Kustas, W. P., Caselles, V., and Anderson, M. C. (2007a). Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, (in press).
- Sánchez, J. M., Caselles, V., Niclòs R., Valor, E., Coll, C., and Laurila, T. (2007b). Evaluation of the B-method for determining actual evapotranspiration in a boreal forest from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, 28 (5-6), 1231-1250.
- Santanello, J. A., and Friedl, M. A. (2003). Diurnal Covariation in Soil Heat Flux and Net Radiation. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 851-862.
- Sellers, P. J., et al. (1995). Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS): An overview and early results from the 1994 field year. *Bulletin of American Meteorological Society*, 76, 1549-1577.
- Snyder, W. C., Wan, Z., Zhang, Y., Feng, Y. (1997). Thermal infrared (3-14  $\mu\text{m}$ ) bi-directional reflectance measurements of sands and soils, *Remote Sensing of Environment*, 60, 101-109.
- Stannard, D. I., Blanford, J. H., Kustas, W. P., Nichols, W. D., Amer, S. A., Schmugge, T. J., and Wertz, M. A. (1994). Interpretation of surface flux measurements in

- heterogeneous terrain during the Monsoon '90 experiment. *Water Resources Research*, 30 (5), 1227-1239.
- Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P.R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., and Wesely, M. L. (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103 (3), 279-300.
- Valor, E., and Caselles, V. (1996). Mapping land surface emissivity from NDVI. Application to European, African and South-American areas. *Remote Sensing of Environment*, 57, 167-184.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., and Verma, S. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113, 223-243.
- Wu, A., Black, A., Versegny, D. L., and Bailey, W. G. (2001). Comparison of two-layer and single-layer canopy models with lagrangian and k-theory approaches in modelling evaporation from forests. *International Journal of Climatology*, 21, 1821-1839.
- Zhan, X., Kustas, W. P., and Humes, K. S. (1996). An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 58, 242-256.

**FIGURE CAPTIONS**

**Figure 1.** Location and target view of the boreal forest site in Sodankylä, Finland, where the SIFLEX-2002 campaign was carried out.

**Figure 2.** (a) Vegetation covering the understorey level below the trees. (b) 48-m height meteorological mast. (c) Thermal radiometer placed in a tower looking at the target.

**Figure 3.** Test for closure of surface energy balance. The independent variable is the net radiation and the dependent variable is in each case: (a)  $H+LE+G+S$ , (b)  $H+LE+G$ , (c)  $H+LE+G'$ .

**Figure 4.** Linear regressions between the surface energy fluxes estimated versus their corresponding ground measured values: (a)  $R_n$ , (b)  $G$ , (c)  $S$ , (d),  $H$  (eddy-covariance measurements), (e)  $LE$  (residual technique applied).

**Figure 5.** Times series of measured (dotted line) and estimated (continuous line) surface energy fluxes for the period from May 28 to June 4.

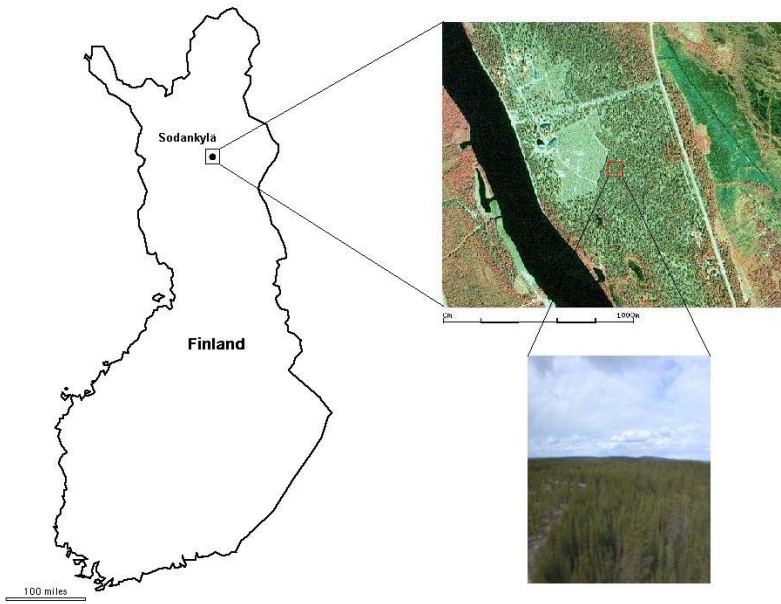


Figure 1

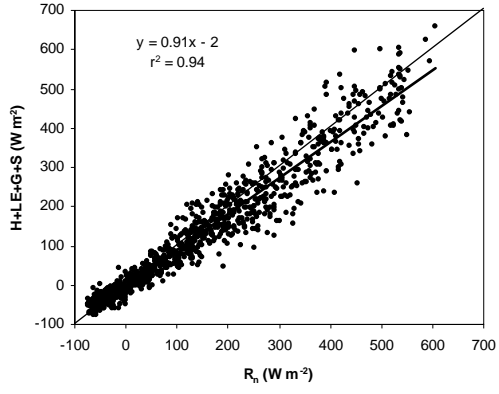


(a)

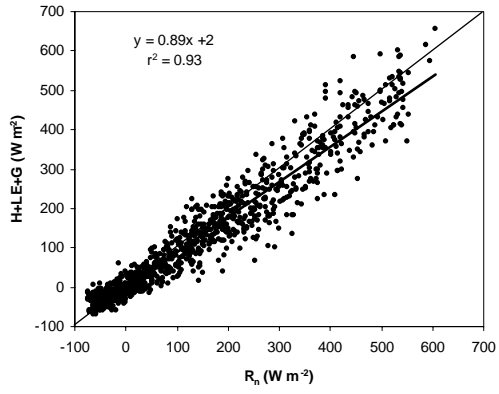
(b)

(c)

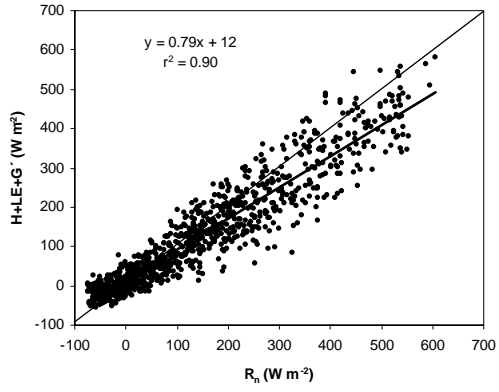
Figure 2



(a)



(b)



(c)

Figure 3

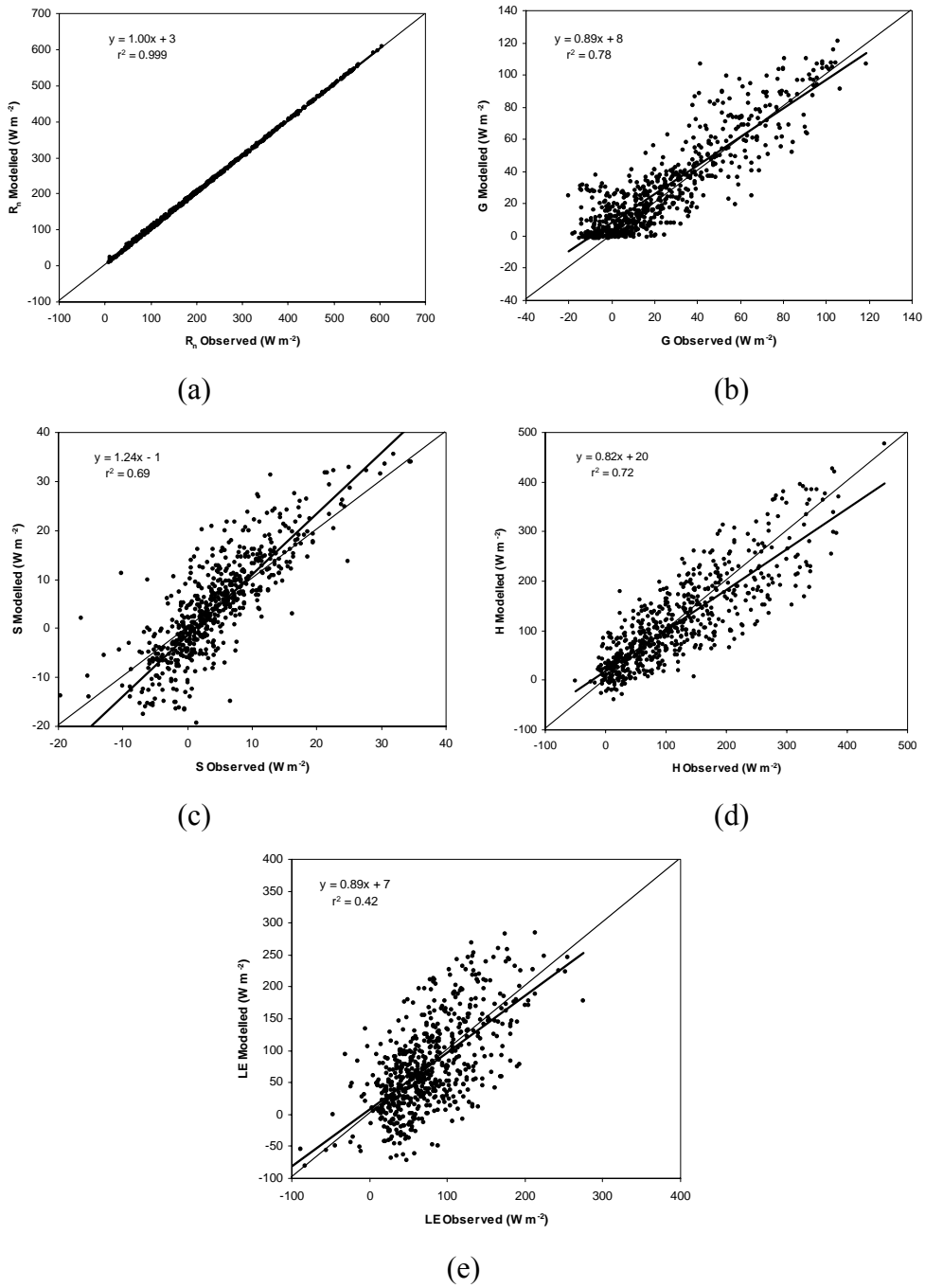


Figure 4



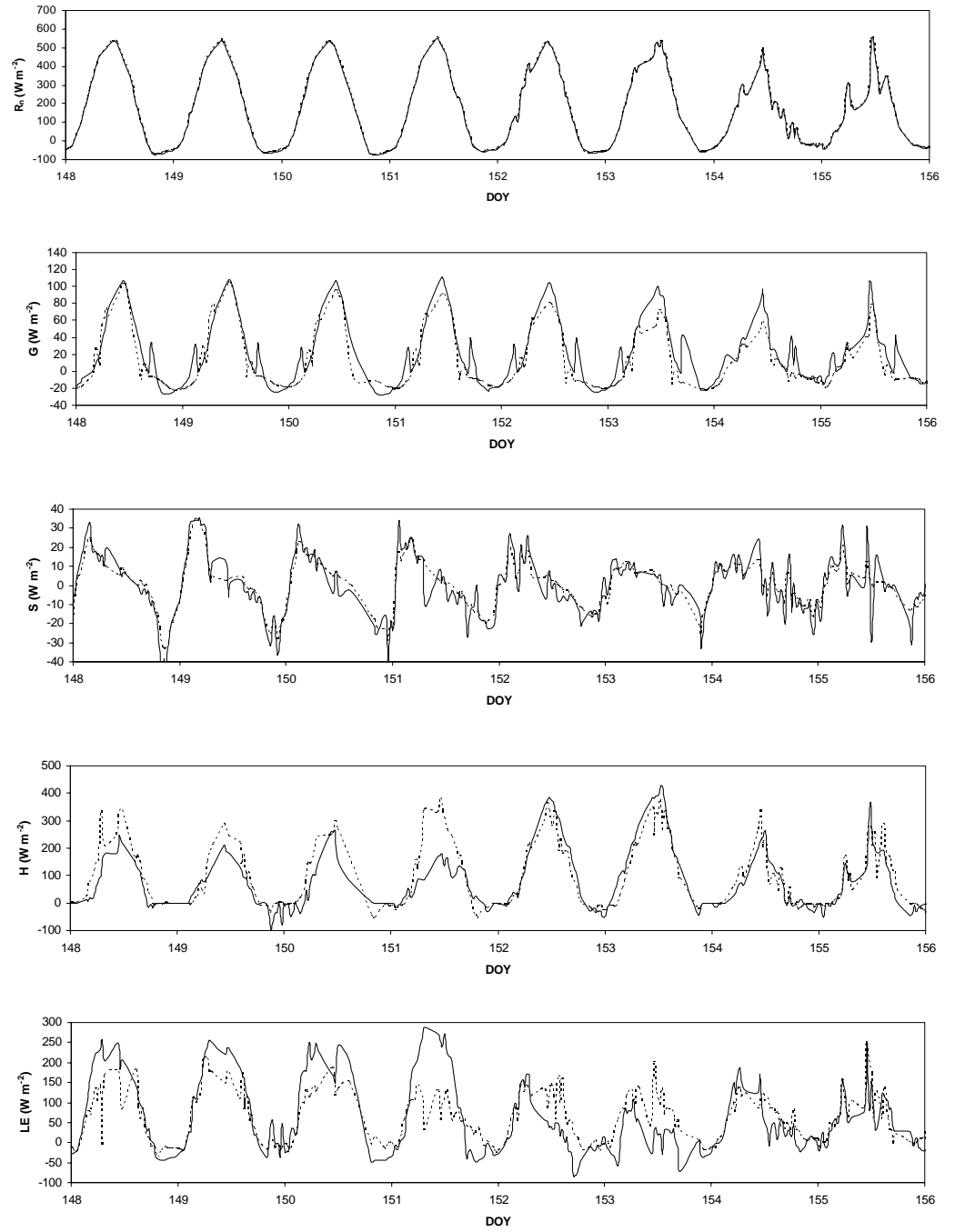


Figure 5

**Table 1.-** Canopy and soil parameters of the boreal forest in Sodankylä, Finland.

<b>Parameters</b>	<b>Value</b>
Tree specie	<i>Pinus sylvestris</i> L.
Tree density	2100 trees ha <sup>-1</sup>
Soil type	Fluvial sandy podzol
Understorey vegetation	Lichens, cowberry and crowberry
Average tree height	11m
Reference height	23m
LAI	1.37
Clumping factor (nadir)	0.84
Vegetation coverage (nadir)	0.44
Albedo (canopy)	0.08
Albedo (soil)	0.13
Effective surface albedo	0.11
Emissivity (canopy)	0.978
Emissivity (soil)	0.953
Effective surface emissivity	0.976
Volumetric soil moisture range	3-15%

**Table 2.-** Statistical analysis of the proposed model performance with the daytime SIFLEX-2002 dataset.  $H_{EC}$  and  $H_{BR}$  are the sensible heat fluxes estimated by eddy-correlation and Bowen ratio, respectively.  $LE_{EC}$ ,  $LE_{RE}$  and  $LE_{BR}$  are the latent heat fluxes measured by eddy-correlation, and obtained using residual method and Bowen ratio method as closure, respectively.

Flux	<b>BIAS<sup>a</sup></b> (W m <sup>-2</sup> )	<b>RMSD<sup>b</sup></b> (W m <sup>-2</sup> )	<b>MAD<sup>c</sup></b> (W m <sup>-2</sup> )	<b>a<sup>d</sup></b>	<b>b<sup>e</sup></b> (W m <sup>-2</sup> )	<b>r<sup>2f</sup></b>
<b>R<sub>n</sub></b>	+3	±4	±3	1.00	3	0.999
<b>G</b>	+6	±15	±11	0.89	8	0.777
<b>S</b>	0	±7	±5	1.24	-1	0.693
<b>H<sub>EC</sub></b>	-2	±50	±40	0.82	20	0.715
<b>H<sub>BR</sub></b>	-17	±60	±50	0.74	17	0.671
<b>LE<sub>EC</sub></b>	+23	±70	±50	1.10	18	0.234
<b>LE<sub>RE</sub></b>	-1	±50	±40	0.89	7	0.418
<b>LE<sub>BR</sub></b>	+15	±60	±50	1.31	-5	0.352

<sup>a</sup> Biased Estimator:  $BIAS = \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) / n$

<sup>b</sup> Root Mean Square Difference:  $RMSD = \left[ \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 / n \right]^{1/2}$

<sup>c</sup> Mean Absolute Difference:  $MAD = \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| / n$

<sup>d</sup> Slope of the linear regression:  $P_i = aO_i + b$

<sup>e</sup> Intercept of the linear regression:  $P_i = aO_i + b$

<sup>f</sup> Coefficient of determination.

where  $P_i$  and  $O_i$  are the predicted and observed variables, respectively.

**Table 3.-** Average values of the relative sensitivity,  $S_p$ , of the model to the uncertainties,  $X$ , in the required inputs,  $p$ , for estimating  $H$ ,  $R_n$ , and  $LE$  ( $H_0=208$  W m<sup>-2</sup>,  $R_{n0}=385$  W m<sup>-2</sup>,  $LE_0=100$  W m<sup>-2</sup>).

INPUT	T <sub>c</sub> (°C)	T <sub>R</sub> (°C)	T <sub>a</sub> (°C)	u (m s <sup>-1</sup> )	R <sub>g</sub> (W m <sup>2</sup> )	L <sub>sky</sub> (W m <sup>2</sup> )	LAI	Ω <sub>0</sub>	h (m)	α	ε <sub>c</sub>	ε <sub>s</sub>
P <sub>0</sub>	14.3	13.7	11.0	4.0	499	314	1.37	0.84	11	0.11	0.978	0.95
X	1 °C	1 °C	0.5 °C	0.5 ms <sup>-1</sup>	5%	5%	20%	20%	10%	20%	0.01	0.01
H	0.15	<b>0.48</b>	<b>0.32</b>	0.18	0.0019	0.0013	0.04	0.04	0.14	<10 <sup>-3</sup>	0.17	0.22
R <sub>n</sub>	0	0.03	0	0	0.12	0.08	0.008	0.008	0	0.06	0.009	0.01
LE	<b>0.32</b>	<b>1.08</b>	<b>0.67</b>	<b>0.37</b>	<b>0.36</b>	<b>0.25</b>	0.06	0.06	<b>0.30</b>	0.18	<b>0.33</b>	<b>0.41</b>



***Apéndice VI. Artículo “Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM y ETM+ data: Application to the Basilicata region”***

*Este trabajo, realizado en colaboración con el Departamento de Ingeniería y Física Ambiental de la Universidad de Basilicata (Italia), y publicado en Journal of Hydrology en marzo de 2008, muestra la metodología a seguir para extender el modelo de estimación de flujos de energía de escala local a una escala regional, a partir de imágenes de satélite y de redes de estaciones agro-meteorológicas. En concreto, el estudio se centra en el cálculo de la evapotranspiración diaria sobre la región de La Basilicata, situada al sur de Italia, haciendo uso de imágenes de los sensores TM y ETM+ del satélite Landsat.*

*La revista Journal of Hydrology posee un factor de impacto de 2,1 y ocupa la posición relativa 2/57, dentro de la categoría Water Resources de la base de datos ISI Web of Knowledge.*





## Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region

J.M. Sánchez <sup>a,\*</sup>, G. Scavone <sup>b</sup>, V. Caselles <sup>a</sup>, E. Valor <sup>a</sup>, V.A. Copertino <sup>b</sup>, V. Telesca <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Earth Physics and Thermodynamics Department, Faculty of Physics, University of Valencia, 50 Dr. Moliner, 46100 Burjassot, Spain

<sup>b</sup> Department of Engineering and Environmental Physics, University of Basilicata, Potenza, Italy

Received 1 June 2007; received in revised form 4 October 2007; accepted 19 November 2007

### KEYWORDS

Evapotranspiration;  
Sensible heat flux;  
Net radiation;  
STSEB;  
Landsat

**Summary** The increasing interest of hydrological, climatic and meteorological models in the different components of the surface energy balance has encouraged the development of operational methods for estimating surface energy fluxes at a regional scale. In this paper, a sequence of three high-resolution satellite-based surface energy fluxes images are analyzed over an extensive area with a large variety of land uses. Two images from Landsat 7-ETM+ (1999, 2002) and one from Landsat 5-TM (2004) are collected covering the whole Basilicata region (Southern Italy). A Simplified version of a Two-Source Energy Balance (STSEB) model is used to retrieve the surface sensible heat flux. A balance between the long-wave and short-wave radiation is applied to extract the net radiation flux. The evapotranspiration (*LE*) is obtained as a residual term of the energy balance equation. The different croplands are characterized from the CORINE Land Cover maps, and the required meteorological variables are obtained by interpolating the data of a network of agro-meteorological stations distributed within the region. Atmospheric profiles from radiosoundings are used in the radiative transfer model MODTRAN 4.0 to correct the satellite data. Maps of the different fluxes are produced. Daily *LE* results are compared with some ground measurements, and an analysis is made taking the land use classification as a basis. An accuracy close to  $1 \text{ mm day}^{-1}$  is obtained. This value is in agreement with the typical uncertainties reported in the literature.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

\* Corresponding author. Tel.: +34 963543249.  
E-mail address: [juan.m.sanchez@uv.es](mailto:juan.m.sanchez@uv.es) (J.M. Sánchez).

## Introduction

The physical characterization of the hydrological processes plays a very important role in the framework of the activities for the management of the hydrological resources. Particularly, the soil–vegetation–atmosphere energy exchanges are the basis of an appropriate hydrological balance, and thus, of an appropriate planning of the hydrological resources.

The fusion of physical models for estimating the hydrological balance, and particularly the evapotranspiration ( $LE$ ), with technological advances for the characterization of hydrological, hydro-geological, and atmospheric issues, is of great utility. Although there are several surface-based methods that can accurately measure surface heat fluxes at point locations, it is not feasible to use a network of these systems to create spatially distributed flux maps because of the high variability of real landscapes. As stated by Scott et al. (2000), micrometeorological approaches can only realistically provide measurements representative of a particular type of vegetation cover when there is a reasonably extensive, uniform area of that vegetation immediately upwind of the instruments. The use of remote sensing techniques supplies the frequent lack of ground-measured variables and parameters required to apply the local models at a regional scale. Modelling evapotranspiration is very sensitive to the surface features and conditions. For this reason, a regional model must account for the surface variability. In this context, satellite remote sensing has become a basic tool since it allows us the regular monitoring of extensive areas. Different surface variables and parameters can be extracted from the combination of the multi-spectral information contained in a satellite image. The surface can be characterized with a detail depending on the spatial resolution of the sensor used.

Inoue and Moran (1997) proposed a simple method to estimate daily values of actual canopy transpiration. The method utilizes instantaneous differences of canopy and air temperature around mid-day as a major input. Results were found to be well correlated to those measured by steam-flow heat balance method in soybean canopies. Anderson et al. (1997) presented an operational two-source (soil + vegetation) model for evaluating the surface energy balance given measurements of the time rate of change in radiometric surface temperature during morning hours. Using this model, the need for ancillary measurements of near-surface air temperature is eliminated. The performance of this model was evaluated in comparison with data collected during the first International Satellite Land Surface Climatology Project field experiment, in Kansas, and the Monsoon'90 experiment, conducted in southern Arizona. Comparisons yielded uncertainties comparable to measurement errors typical of standard micrometeorological methods for flux estimation. Chehbouni et al. (2001) used dual angle observations of radiative surface temperature in conjunction with a two-layer model to derive sensible heat flux over the Semi Arid Land Surface Atmosphere program (SALSA) in Mexico. The average error was about 23%. Moran et al. (1994) introduced a water deficit index for evaluating evapotranspiration rates of both full cover and partially vegetated sites. This index can be computed using remotely sensed measurements of surface tempera-

ture and reflectance with limited on-site meteorological data. Comparison with simulations of a two-source energy balance model showed accurate estimates of field evapotranspiration rates. French et al. (2005) used data from ASTER collected over an experimental site in central Iowa, in the framework of the Soil moisture Atmosphere Coupling Experiment (SMACEX), to retrieve surface energy fluxes. Two different approaches, designed to account for the spatial variability, were considered: the Two-Source Energy Balance model (TSEB) and the Surface Energy Balance Algorithm for Land model (SEBAL). Comparison of the results with eddy-covariance measurements showed better agreement using the TSEB model with average deviations lower than  $20 \text{ W m}^{-2}$ . These results were also supported by Li et al. (2005). These authors compared local model output using two different versions of the TSEB (series and parallel) with tower-based flux observations. Root mean square differences ranged from  $20\text{--}50 \text{ W m}^{-2}$ . In this case, land surface temperatures were derived from high-resolution Landsat Thematic Mapper (TM) and Enhanced Thematic Mapper (ETM+) scenes and aircraft imagery. Su et al. (2005) used also SMACEX data to evaluate the Surface Energy Balance System (SEBS) model using both high-quality local scale data and high-resolution remote sensing data from the Landsat ETM+.

Several authors such as Moran et al. (1997), Kustas et al. (2004) or McCabe and Wood (2006) have studied the effect of the satellite spatial resolution on the surface energy fluxes retrieval. Moran et al. (1997) compared remotely sensed variables and energy balance components calculated in two ways: first, calculated at the pixel resolution and averaged to the coarser resolution; and second, calculated directly at the coarse resolution by aggregating the fine-resolution data to the coarse scale. These authors concluded that knowledge of the surface heterogeneity is essential for minimizing error in aggregation of surface fluxes. Kustas et al. (2004) examined the effect of sensor resolution on model output using Landsat data collected during SMACEX. The pixel resolution of the remote sensing inputs were varied from 60 m to 120 m, 240m, and 960 m. Comparison of the results with tower and aircraft-based flux measurements indicated that when the input resolution is lower than the length scale defining agricultural field boundaries across the landscape, variation in fluxes between different crop fields is not feasible. These results were also supported by McCabe and Wood (2006). These authors used data from Landsat ETM+, ASTER, and MODIS to independently estimate evapotranspiration during SMACEX. They observed a high degree of consistency between the retrievals from Landsat ETM+ and ASTER, as well as the utility of MODIS for regional scale evapotranspiration estimation.

Despite the wide variety of remote sensing-based works and proposed models on evapotranspiration retrieval, there is not a generalized agreement about the most appropriate model depending on the application area. In this paper, we present a methodology focused on the daily evapotranspiration retrieval ( $LE_d$ ) from high-resolution satellite data. The bases of this method are the energy balance equation and a Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB) model proposed by Sánchez et al. (2007a) for estimating instantaneous surface fluxes. This model was validated over a



variety of surface conditions with good results. An exhaustive analysis of sensitivity to typical uncertainties (assumed for a regional variability) in the required inputs was performed by these authors.

The proposed method was applied to the Basilicata region, in the South of Italy. This is a challenging region since it covers an extensive area with a large variety of land uses. The different surface features were characterized from the CORINE Land Cover land use maps (APAT, 2005), and the required meteorological variables were obtained by interpolating the data of about forty agro-meteorological stations distributed within the region. Atmospheric profiles from radiosoundings were used in the radiative transfer model MODTRAN 4.0 (Berk et al., 1999) to correct the satellite data. Three satellite images were selected for this work, two from the Landsat 7-ETM+ (September 26th 1999 and June 14th 2002), and one from the Landsat 5-TM (May 26th 2004).

The goal of this study is the inclusion of a new approach to estimate the sensible heat flux, part of the STSEB model, in the traditional relationship of Seguin and Itier (1983). The result of this combination is a new methodology to retrieve daily evapotranspiration at a regional scale from remote sensing and meteorological data. In this paper, we focus on the application of this methodology to Landsat imagery but it could be extended to other high-resolution sensors.

This paper is organized as follows. The section "Methodology" provides the framework of the method and a summary of the STSEB model, as well as details of the retrieval of the model inputs. The study region and data used in this study are described in the section "Study site and measurements". In the section "Results and discussion", the results of  $LE_d$  are discussed and compared with ground measurements. Finally, conclusions are given in the section "Conclusions".

## Methodology

The governing equation is the Energy Balance Equation (EBE) of the land surface, which models a system formed by vegetation, surrounding soil, and atmosphere:

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

where  $R_n$  is the net radiation flux ( $W m^{-2}$ ),  $G$  is the soil heat flux ( $W m^{-2}$ ),  $H$  is the sensible heat flux ( $W m^{-2}$ ) and  $LE$  is the latent heat flux in the atmosphere boundary layer ( $W m^{-2}$ ). According to Seguin and Itier (1983)

$$\frac{H_d}{R_{nd}} = \frac{H_i}{R_{ni}} \quad (2)$$

where the subscripts  $i$  and  $d$  refer to instantaneous and daily fluxes, respectively.

On diurnal timescales,  $G$  can constitute an important contribution to the EBE (Choudhury et al., 1987; Santanello and Friedl, 2003). However, at a daily scale  $G$  can be neglected in Eq. (1) (Seguin and Itier, 1983; Lagouarde and McAneney, 1992; Sánchez et al., 2007b), and  $LE$  can be obtained from Eqs. (1) and (2) as

$$LE_d = \frac{R_{nd}}{R_{ni}} (R_{ni} - H_i) \quad (3)$$

Using Eq. (3),  $LE_d$  can be obtained from the instantaneous values of  $R_n$  and  $H$  at a particular time of day, and the relative net radiation contribution at that time when global radiative exchange is integrated,  $R_{nd}/R_{ni}$ .

The net radiation is estimated by establishing a balance between the long-wave and the short-wave radiation

$$R_n = (1 - \alpha)S + \varepsilon L_{sky} - \varepsilon \sigma T_{rad}^4 \quad (4)$$

where  $S$  is the solar global radiation ( $W m^{-2}$ ),  $T_{rad}$  is the radiometric land surface temperature,  $\alpha$  is the surface albedo,  $\varepsilon$  is the surface effective emissivity, and  $\sigma$  is the Stefan–Boltzmann constant.  $L_{sky}$  is the incident long-wave radiation ( $W m^{-2}$ ).

In the STSEB approach proposed in Sánchez et al. (2007a), the ground surface is divided in two components, canopy and soil surrounding. According to this configuration, the total sensible heat flux is obtained by the addition between the soil and canopy contributions,  $H_s$  and  $H_c$ , respectively:

$$H = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \quad (5)$$

In this equation,  $H_s$  and  $H_c$  are expressed as

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^h} \quad (6a)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^s + r_a^d} \quad (6b)$$

where  $\rho C_p$  is the volumetric heat capacity of air ( $J K^{-1} m^{-3}$ ),  $T_a$  is the air temperature at a reference height (K),  $T_c$  and  $T_s$  are the canopy and soil radiometric temperatures, respectively,  $r_a^h$  is the aerodynamic resistance to heat transfer between the canopy and the reference height ( $s m^{-1}$ ),  $r_a^s$  is the aerodynamic resistance to heat transfer between the point  $z_0+d$  ( $z_0$ : roughness length,  $d$ : displacement height) and the reference height ( $s m^{-1}$ ),  $r_a^d$  is the aerodynamic resistance to heat flow in the boundary layer immediately above the soil surface ( $s m^{-1}$ ). A summary of the expressions to estimate these resistances, and more details about the STSEB model can be seen in Sánchez et al. (2007a). A scheme of the methodology proposed in this paper is shown in Fig. 1.

## Surface temperature and emissivity

Landsat-TM and ETM+ sensors possess a unique thermal band with a spectral range of 10.4–12.5  $\mu m$ , and an effective wavelength of 11.457  $\mu m$ . This limitation does not allow to apply split-window methods neither Temperature/Emissivity Separation (TES) methods. Therefore, a single-channel method, based on the radiative transfer equation, was used. The remotely measured channel radiance,  $R_i$ , consist of two main contributions: (1) the radiance at surface level, which is attenuated by the absorption of the atmosphere between the surface and the instrument, characterized by the atmospheric transmittance,  $\tau_i$ , and (2) the upwelling sky radiance emitted by the atmosphere in the viewing direction,  $L_{i,atm}^{\uparrow}(\theta)$ , so that  $R_i$ , in agreement with the radiative transfer equation, is stated as

$$R_i = [\varepsilon_i B_i(T_{rad}) + [1 - \varepsilon_i] L_{i,atm, hem}^{\downarrow}] \tau_i + L_{i,atm}^{\uparrow} \quad (7)$$

where  $B_i(T_{rad})$  is Planck's function for a temperature  $T_{rad}$ ,  $\varepsilon_i$  is the surface emissivity and  $L_{i,atm, hem}^{\downarrow}$  is the hemispheric downwelling sky irradiance divided by  $\pi$  (Lambertian

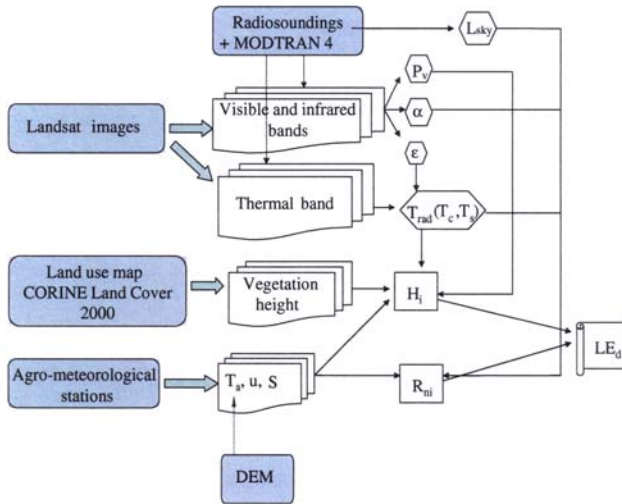


Figure 1 Scheme of the methodology proposed to retrieve actual daily evapotranspiration at a regional scale.

reflection assumed). Radiosounding data were introduced into the MODTRAN 4.0 code (Berk et al., 1999) to get estimates of  $\tau_i$ ,  $L_{i\text{atm}}^\uparrow(\theta)$  and  $L_{i\text{atm}}^\downarrow(\theta)$ . Although Eq. (7) depends on the observation angle ( $\theta$ ), the nadir view provides good results for Landsat-TM and ETM+. A simple and operational equation proposed by Valor and Caselles (2005) was used to estimate the surface emissivity from the knowledge of the vegetation cover,  $P_v$ , and the emissivities of the soil and canopy components,  $\epsilon_s$  and  $\epsilon_c$ , respectively.

$$\epsilon = \epsilon_c P_v + \epsilon_s (1 - P_v) (1 - 1.74 P_v) + 1.7372 P_v (1 - P_v) \quad (8)$$

Eq. (8) includes the effect of the geometrical distribution of the vegetated surface and also the internal reflections. Typical emissivity values can be assumed for  $\epsilon_c$  and  $\epsilon_s$ .

#### Vegetation cover

Bands 3 (0.63–0.69  $\mu\text{m}$ ) and 4 (0.76–0.90  $\mu\text{m}$ ) of TM and ETM+ were used to estimate NDVI. Previously, visible and near-infrared bands were corrected of atmospheric effects using the radiosounding data and the MODTRAN 4.0 code. For this purpose, the at-surface channel reflectivity,  $\rho_i$ , is calculated with the following equation:

$$\rho_i = \frac{\pi(R_i - L_{i\text{atm}}^\uparrow)d^2}{\tau_i(ESUN_i \cos(\alpha)\tau(\alpha) + L_{i\text{atm}}^\downarrow)} \quad (9)$$

where  $\tau(\alpha)$  is the atmospheric transmissivity between the sun and the surface,  $\alpha$  is the zenithal solar angle,  $ESUN_i$  is the spectral solar irradiance on the top of the atmosphere, and  $d$  is the Earth–Sun distance.

Vegetation cover was obtained through the expression (Valor and Caselles, 1996):

$$P_v = \frac{(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s})}{(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s}) - K(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s})} \quad (10)$$

where the coefficient  $K$  is obtained by

$$K = \frac{R_{\text{NIR}_v} - R_{\text{RED}_v}}{R_{\text{NIR}_s} - R_{\text{RED}_s}} \quad (11)$$

where  $R_{\text{NIR}}$  is the near-infrared reflectivity, and  $R_{\text{RED}}$  is the red visible reflectivity. The subscript v and s correspond to completely vegetated and unvegetated areas, respectively, selected by looking at the spectral contrast among bands 3–5. These selected areas were also used to estimate  $T_c$  and  $T_s$ , required in Eqs. (6a) and (6b), respectively, from the land surface temperature maps generated.

#### Albedo

Some authors such as Dubayah (1992), Duguay (1992), etc. divided the spectral region from 0.3 to 3.0  $\mu\text{m}$  into 10 spectral bands to estimate surface albedo. Each band has a different integrating weight according to the typical vegetation spectral reflectance pattern. In this paper, the surface albedo is integrated by using the equation (Dubayah, 1992):

$$\alpha = 0.221\rho_1 + 0.162\rho_2 + 0.102\rho_3 + 0.354\rho_4 + 0.059\rho_5 + 0.0195\rho_7 \quad (12)$$

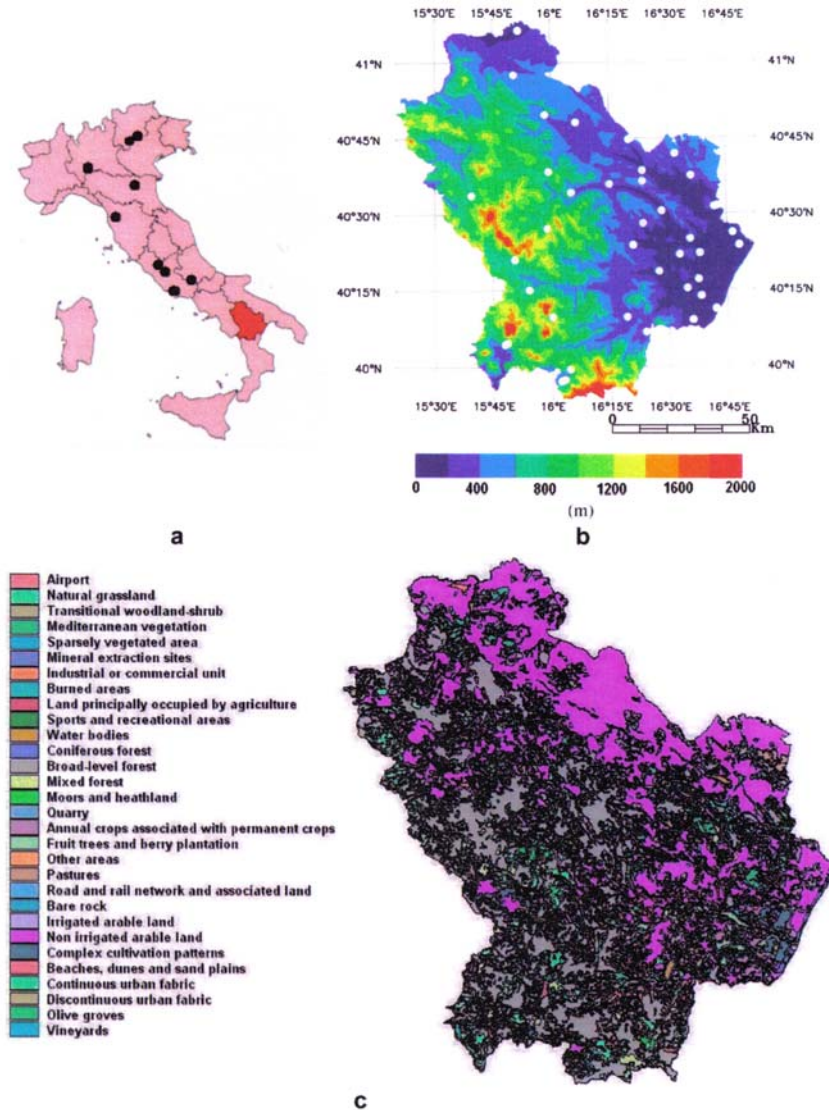
where  $\rho_i$  is the corrected reflectivity for the  $i$  band of TM or ETM+. The average error of the calculated surface net radiation, using Eq. (12) for estimating the albedo, is around 2% when comparing to field measurements (Dubayah, 1992).

#### Meteorological variables

Ancillary meteorological data are required to complete the set of variables and parameters involved in the previously shown scheme of equations. Air temperature,  $T_a$ , is necessary in Eqs. (6a) and (6b) to estimate the exchange of sen-

sible heat flux between the surface and the atmospheric boundary layer. Wind speed,  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ), is required in the expressions to calculate the aerodynamic and soil resistances taking part in the STSEB model (Sánchez et al., 2007a). The global solar radiation,  $S$ , and the incident long-wave radiation,  $L_{\text{sky}}$ , are necessary in the net radiation balance (Eq. (4)). Since all these variables, except  $L_{\text{sky}}$ , are

continuously registered in typical agro-meteorological stations, regional maps can be created by interpolating the data registered in a network of stations distributed within the study area. Regarding  $L_{\text{sky}}$ , due to its known spatial homogeneity across a relative extensive area (Humes et al., 2002), a single value of this variable can be used for each image, and it can be obtained from launched radiosoundings.



**Figure 2** (a) Location of the Basilicata region (in red colour) and the CarboEurope flux towers (black dots) within Italy, (b) Digital elevation model of the Basilicata region. The white dots indicate the exact location of the agro-meteorological stations used and (c) Land use map of the Basilicata region (CORINE Land Cover 2000 project).

In this paper, a geostatistical technique (kriging) was used to interpolate the data of a regional network of agro-meteorological stations, and elaborate wind speed and global solar radiation maps. Sánchez et al. (2007a) showed that particular care must be taken with the air temperature when the STSEB model is applied since an uncertainty in  $T_a$  can lead to a significant error in the evapotranspiration retrieval. For this reason a Digital Elevation Model (DEM) was considered and the relationship between the air temperature and the altitude above sea level was established in order to obtain more reliable maps of this meteorological variable.

## Study site and measurements

### The Basilicata region

Placed in the South of Italy, Basilicata is a 9992 km<sup>2</sup> region (Fig. 2a), divided in two provinces: Potenza and Matera. It is a prevalently mountainous region. In fact, mountains take up the 47% of the territory (areas above 700 m a.s.l.), hills take up the 45% (areas between 201 and 700 m a.s.l.) and plains just the 8% (areas below 200 m a.s.l.). The western mountainous part of the region can be distinguished from the coastal and the hilly central ones, which extends as far as the arid *Murgia* of Matera. Fig. 2b shows the DEM, obtained from MODIS, used in this work.

The wide variety of land uses in this region makes it appropriate for an analysis of the method performance in evapotranspiration retrieval under different surface conditions. A land use map from the CORINE Land Cover project (Fig. 2c) was used to characterize the surface with nominal values of canopy height for each land use. Analysing the peculiarities of the vegetation, strongly influenced by climatic conditions of the zone, the region can be considered divided in two parts. The Western part, along the strip of the Apenine, is characterized by highly vegetated soils, with many woods and fields under cultivation of vines and olive. The Eastern part of the region, instead, is characterized by bare and arid soils, with poor vegetation, except some irrigated zones with cultivations of oranges, peaches, strawberries, etc.

### Ground measurements

A network of 38 agro-meteorological stations distributed within the region (Fig. 2b) and managed by ALSIA (Agenzia Lucana di Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura – Agriculture Development and Innovation Agency of Lucania) are equipped with instruments for automatic and continuous measurements of various meteorological parameters, such as air temperature, relative humidity, global solar radiation, soil temperature, speed and direction of wind, precipitation and potential evapotranspiration. Air temperature is measured by PT100 thermo-resistances with a precision of  $\pm 0.1$  °C. Solar radiation is measured through pyranometers working in the range 0.3–2.5  $\mu\text{m}$  with an accuracy of  $\pm 2\%$ . The instruments used for the survey of the horizontal component of the wind speed are classic cup-anemometers, with an accuracy of  $\pm 0.5$  m s<sup>-1</sup>.

Finally, two weighing lysimeters placed at two different cropland sites, Lavello (41°6'6"N, 15°50'55"E) and Policoro

(40°10'15"N, 16°38'53"E), registered actual  $LE_d$  values. These weighing lysimeters consist of a filled in cultivation tank, with an area of 2 m  $\times$  2 m and a depth of 1.30 m, isolated from any external structure. Water consumptions and daily evapotranspiration are obtained directly by the difference in weight between two subsequent readings. The resolution of this system is about 0.06 mm. Experimental Demonstrative Farm of Gaudio – Lavello (PZ) provided us with *in situ* lysimeter data, collected by the University of Basilicata, corresponding to: September 26th 1999 and June 14th 2002, on an aubergine and tomato growing, respectively. Evapotranspiration data corresponding to September 26th 1999, on a radish growing, and June 14th 2002, on a tomato growing, were provided by the Food Production Science Institute of Bari, which is responsible for collecting data coming from Experimental Farm "E. Pantanelli" of Policoro (MT).

### The Landsat images

Three cloud-free Landsat images were selected for this work, one corresponding to the TM sensor, on-board Landsat 5, (hereafter referred to as L5-TM) (May 26th 2004), and two corresponding to the ETM+ sensor, on-board Landsat 7 (hereafter referred to as L7-ETM+) (September 26th 1999 and June 14th 2002). The high spatial resolution of these sensors (30-m in visible and near-infrared bands, and 60-m for L7-ETM+ or 120-m for L5-TM in the thermal band) allows a detailed monitoring of the surface features, required in the methodology described, for the whole Basilicata region.

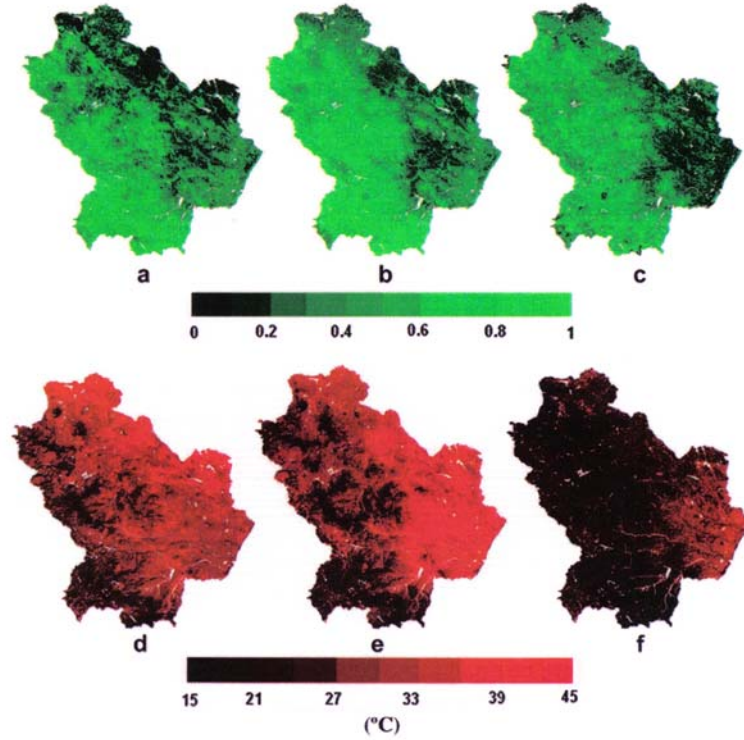
## Results and discussion

In this section, we present the application of the methodology given in the section "Methodology" for retrieving  $LE_d$  from Landsat imagery. At the end of the section, results will be compared with some *in situ* measurements.

Atmospheric profiles, from radiosoundings launched in a nearby area were processed for each date using the MODTRAN 4.0 code. As explained in the Section "Vegetation cover", visible and near-infrared bands were corrected, and a NDVI map was elaborated from each Landsat image. A careful searching process was carried out, based on the contrast shown in bands 3 and 4, and on the obtained NDVI, so as to identify completely vegetated and completely bare pixels. Several samples of each class were selected distributed around the whole region in order to account for the spatial variability within the area. Average values of these samples were used for the soil and canopy parameters in Eqs. (10) and (11) (see Table 1). Fig. 3a–c shows the vegetation cover maps obtained from the three images. Note that the image corresponding to June 2002 shows the highest  $P_v$  values overall. Also, the highest  $P_v$  values are easily identified with forested areas looking at Fig. 2c. As explained in the section "Surface temperature and emissivity", emissivity maps were obtained by applying Eq. (8) assuming nominal values of  $\epsilon_c = 0.985$  and  $\epsilon_s = 0.960$ . Table 1 summarizes the atmospheric parameters obtained from radiosounding data for each date, required in the radiative transfer equation. Fig. 3d–f shows the produced maps of land surface temperature. Some authors such as Sobrino

**Table 1** Atmospheric parameters estimated from radiosounding data and the MODTRAN 4.0 code, and soil and canopy parameters used in Eqs. (10) and (11)

Image	$\tau_1$	$L_{\text{atm}}^{\uparrow}$ ( $\text{W m}^{-2}\text{Sr } \mu\text{m}$ )	$L_{\text{atm hem}}^{\uparrow}$ ( $\text{W m}^{-2}\text{Sr } \mu\text{m}$ )	$L_{\text{sky}}$ ( $\text{W m}^{-2}$ )	$R_{\text{NIR}_v}$	$R_{\text{NIR}_h}$	$R_{\text{RED}_v}$	$R_{\text{RED}_h}$	$\text{NDVI}_v$	$\text{NDVI}_s$
L7-ETM+ (09/26/1999)	0.735	2.088	3.142	337	0.521	0.319	0.059	0.309	0.794	0.020
L7-ETM+ (06/14/2002)	0.811	1.433	2.198	332	0.689	0.397	0.010	0.227	0.980	0.274
L5-TM (05/26/2004)	0.813	1.325	2.019	312	0.570	0.190	0.043	0.103	0.861	0.307



**Figure 3** Vegetation cover,  $P_v$ , maps obtained by applying Eqs. (10) and (11) to the NDVI map; (a) 09/26/1999, (b) 06/14/2002, (c) 05/26/2004, and Land surface temperature,  $T_{\text{rad}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), maps obtained by applying Eq. (7); (d) 09/26/1999, (e) 06/14/2002, and (f) 05/26/2004.

et al. (2004) and Li et al. (2005) have shown the validity of the Land Surface Temperature (LST) obtained from Landsat 5-TM and Landsat 7-ETM+, respectively, using the radiative transfer equation, with errors lower than  $1^{\circ}\text{C}$ . This uncertainty is acceptable for the accuracy in  $LE$  of the STSEB model as shown in Sánchez et al. (2007a), where the sensitivity of the model was studied assuming uncertainties of  $1^{\circ}\text{C}$  and  $2^{\circ}\text{C}$  for the canopy and soil temperatures, respectively.

A list of the agro-meteorological stations used in this work is shown in Table 2 (see also Fig. 2b). The air temperature maps were obtained by extrapolating the relationship

deduced between the stations  $T_a$  and altitude above sea level data to the whole region from the DEM information. Root Mean Square Difference (RMSD) values close to  $1^{\circ}\text{C}$  were obtained in all cases. This is also the uncertainty assumed by Sánchez et al. (2007a) for studying the sensitivity of the STSEB model to the  $T_a$  input. A kriging interpolation was used to elaborate wind speed and global solar radiation maps as stated in the section "Meteorological variables".

The integrated surface albedo was estimated using Eq. (12). Previous emissivity results using Eq. (8) were also used in Eq. (4) since some authors such as Ogawa et al. (2002) showed that emissivity in the range  $8\text{--}14 \mu\text{m}$  is well-repre-

**Table 2** List of the agro-meteorological stations distributed around the Basilicata region

No.	Station	Altitude a.s.l. (m)	Lat N	Lon E
1	GE1	320	40°47'57"	16°05'39"
2	MO6	92	40°15'07"	16°34'00"
3	LAU	938	40°27'03"	15°58'07"
4	BG1	595	40°20'58"	15°49'43"
5	ACE	420	40°49'32"	15°57'36"
6	ME3	68	40°26'02"	16°45'40"
7	GR1	190	40°35'49"	16°14'11"
8	GRU	520	40°36'20"	16°22'37"
9	GRD	191	40°38'24"	16°22'38"
10	MO4	154	40°16'52"	16°36'53"
11	SMF	450	40°27'59"	16°22'47"
12	FER	314	40°30'25"	16°27'34"
13	CRP	51	40°21'48"	16°32'08"
14	SGL	455	40°06'37"	16°23'16"
15	CMP	824	40°34'08"	16°04'17"
16	NS3	152	40°08'52"	16°35'21"
17	PI1	192	40°21'52"	16°37'13"
18	PI3	52	40°24'52"	16°34'47"
19	PO1	117	40°13'33"	16°37'32"
20	MTP	262	40°41'41"	16°31'06"
21	PO3	6	40°11'00"	16°41'17"
22	NEM	500	40°04'30"	15°47'48"
23	BRM	820	40°38'20"	15°58'25"
24	STI	240	40°23'42"	16°20'03"
25	MTS	45	40°31'23"	16°41'50"
26	VIG	616	39°59'15"	16°03'45"
27	CSR	1010	40°09'37"	15°59'25"
28	ROT	640	39°57'14"	16°02'14"
29	SAR	662	40°14'56"	15°53'22"
30	SMI	450	40°44'52"	16°19'53"
31	LAV	180	41°06'06"	15°50'55"
32	ALI	190	40°18'28"	16°26'48"
33	MTQ	200	40°37'22"	16°35'05"
34	SAT	700	40°33'34"	15°38'34"
35	SEN	270	40°09'36"	16°18'27"
36	ROS	635	39°57'14"	16°02'24"
37	PAN	24	40°23'28"	16°47'25"
38	VEN	415	40°57'21"	15°49'38"

Their location on the map can be observed in Fig. 2b.

sentative of the total emissivity value. Table 1 includes the values of  $L_{sky}$  used in the long-wave radiation balance. Finally, Fig. 4a–c shows the net radiation maps. Comparing Figs. 4 and 3, it can be seen that the highest  $R_{net}$  values are obtained for the most vegetated areas, and the lowest for the bare areas. After estimating the values of  $T_c$  and  $T_s$  according to the aforesaid procedure, maps of sensible heat flux were produced (Fig. 4d–f). At the Landsat overpass times,  $T_{rad}$  is typically higher than  $T_a$  for most landscapes (positive  $H$ ) (Moran et al., 1997). It is possible that under some particular surface conditions  $T_a$  is slightly higher than  $T_{rad}$ , yielding slightly negative values of  $H$ . However, the produced maps of air temperature and wind speed, inputs in the retrieval of the sensible heat flux, may contain spatial uncertainties that might lead to excessive and unrealistic negative values of  $H$ . For this reason, regions showing

$H < -50 \text{ W m}^{-2}$  have been masked out and not considered in the current analysis.  $R_{nd}/R_{ni}$  values in Eq. (3) were calculated for each date from the ground-collected data. Since the ratio  $R_{nd}/R_{ni}$  has been shown to vary with the time, date, or the site latitude, but not with the vegetation type (Sobrino et al., 2005; Sánchez et al., 2007b), a constant value was used for each image: 0.365, 0.378, and 0.351 for the images L7\_99, L7\_02, and L5\_04, respectively. Finally, Fig. 4g–i shows the produced  $LE_d$  maps ( $\text{mm day}^{-1}$ ). As a consequence of the aforementioned uncertainties in the meteorological variables, some unrealistic negative values of daily evapotranspiration were obtained, provoked by excessive and unrealistic high values of  $H$ . Those correspond to areas above approximately 1500 m altitude, according to the DEM. This portion of pixels has been also masked out in Fig. 4d–i. Overall, it can be seen that the highest  $LE_d$  values were obtained for the most vegetated areas, while the lowest for the bare areas. However, there is also a small portion of pixels with high  $P_v$  values and low  $LE_d$  values. Those correspond to high elevation areas with cooler  $T_a$ , resulting in high values of  $H$ . For a quantitative analysis of the regional  $LE_d$  results, average values of all pixels within each land use have been calculated. Table 3 shows a list of these results for the main land uses. Coniferous and broad-leaf forests, together with fruit trees and agriculture areas, show generally the highest values. Meanwhile, sparsely vegetated areas, arable lands, or pastures show the lowest  $LE_d$  values. Overall, daily evapotranspiration values in May 2004 are the highest, and those in September 1999 are the lowest. The mean  $LE_d$  values for the whole region result 4.5, 4.0, and  $3.1 \text{ mm day}^{-1}$  for May 2004, June 2002, and September 1999, respectively.

Histograms of  $LE_d$  results were elaborated for three of the most dominant land uses within the Basilicata region (Fig. 5a–c). Fig. 5a shows the histogram corresponding to arable lands. Mean values with their standard deviations result in  $2.4 \pm 1.0 \text{ mm day}^{-1}$ ,  $3.6 \pm 1.4 \text{ mm day}^{-1}$ , and  $4.6 \pm 1.0 \text{ mm day}^{-1}$ , for September 1999, June 2002, and May 2004, respectively. Note that the maximum values of the distributions are clearly separated, and that the standard deviation for June 2002 is greater than for the other dates. Fig. 5b shows the histogram corresponding to broad-leaf forest. Now, the mean values are  $4.2 \pm 1.3 \text{ mm day}^{-1}$ ,  $4.8 \pm 1.8 \text{ mm day}^{-1}$ , and  $4.5 \pm 1.6 \text{ mm day}^{-1}$ , for September 1999, June 2002, and May 2004, respectively. This time mean values are close and the standard deviation for June 2002 is again the greatest one. Finally, the histogram corresponding to natural grasslands is shown in Fig. 5c. The mean values result in  $3.4 \pm 1.0 \text{ mm day}^{-1}$ ,  $4.2 \pm 1.3 \text{ mm day}^{-1}$ , and  $4.8 \pm 1.0 \text{ mm day}^{-1}$ , for September 1999, June 2002, and May 2004, respectively. Once again, the greatest standard deviation is obtained for June 2002. This is the expected behaviour attending to the phenological stage of the vegetation if we make the assumption that environmental conditions for the three years are comparable. Typically, crops planted in the arable lands tend to suffer significant changes in their phenological stage from May (end of the spring) to September (beginning of the autumn). However, forested areas remain almost unchanged. Natural grasslands are in an intermediate situation. This explains the differences observed between the mean values of  $LE_d$  for different dates, but the greater value of standard devi-

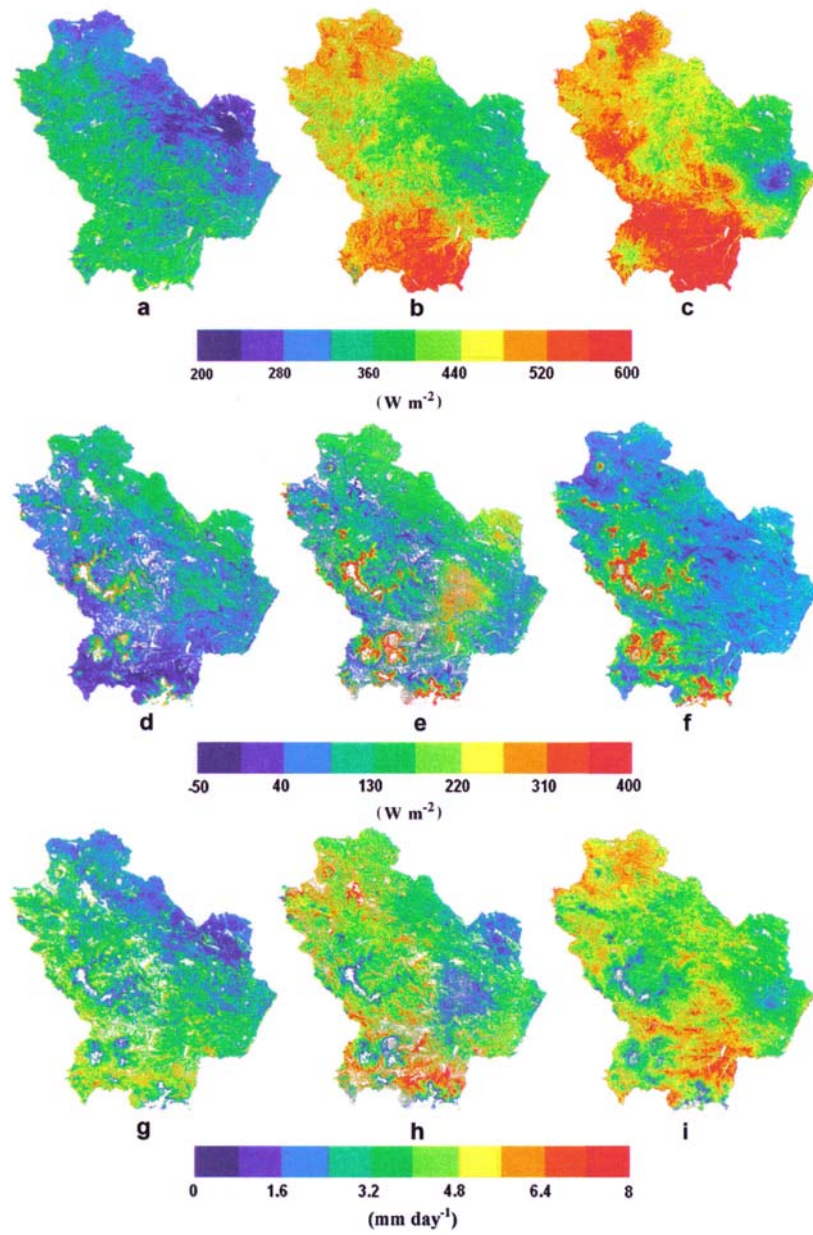


Figure 4 Instantaneous net radiation flux,  $R_n$  ( $\text{W m}^{-2}$ ), maps obtained through Eq. (4); (a) 09/26/1999, (b) 06/14/2002, (c) 05/26/2004, Instantaneous sensible heat flux,  $H_i$  ( $\text{W m}^{-2}$ ), maps obtained through Eqs. (5), (6a) and (6b); (d) 09/26/1999, (e) 06/14/2002, (f) 05/26/2004, and Actual daily evapotranspiration,  $LE_d$  ( $\text{mm day}^{-1}$ ), maps obtained by applying Eq. (3); (g) 09/26/1999, (h) 06/14/2002, and (i) 05/26/2004.

**Table 3** Average values of  $LE_d$  ( $\text{mm day}^{-1}$ ) for the main land uses

Land use	L7-ETM+ (09/26/1999)	L7-ETM+ (06/14/2002)	L5-TM (05/26/2004)
Pastures	2.9	3.3	4.1
Natural grassland	3.4	4.2	4.8
Fruit trees	3.8	4.5	4.3
Olives	3.3	4.0	4.1
Vineyards	3.4	4.4	4.4
Moors and heathland	3.3	3.9	4.1
Sparsely vegetated areas	2.8	2.7	3.7
Arable lands	2.4	3.6	4.6
Land princ. occup. by agriculture	3.6	4.4	4.8
Annual crops	3.3	4.1	4.5
Complex cultivation patterns	3.4	4.0	4.3
Coniferous forests	4.3	4.8	5.2
Broad-leaf forests	4.2	4.8	4.5
Mixed forests	3.7	4.1	3.8
Whole region	3.1	4.0	4.5

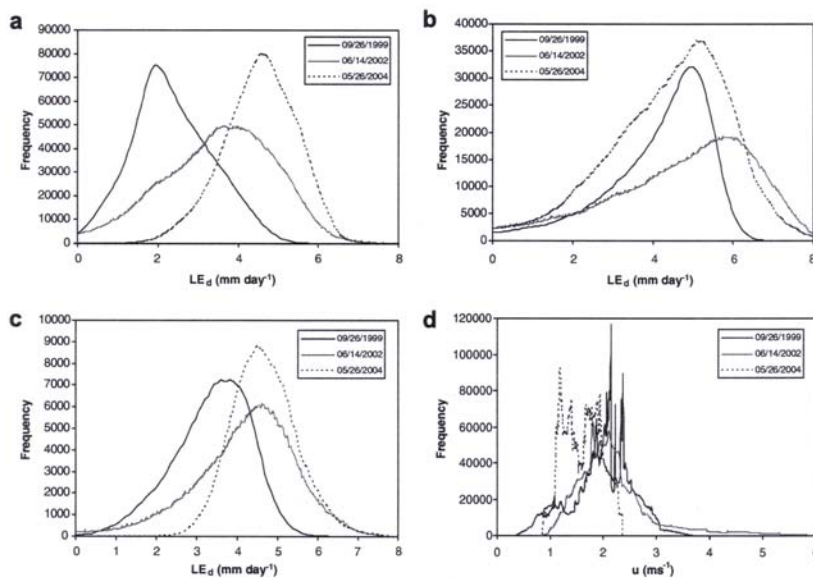
ation for June 2002 is still unexplained. With this aim, an additional plot showing the histogram of the wind speed values for the whole area was produced (Fig. 5d). The mean values result in  $2.0 \pm 0.6 \text{ m s}^{-1}$ ,  $2.3 \pm 1.1 \text{ m s}^{-1}$ , and  $1.6 \pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$  for September 1999, June 2002, and May 2004, respectively. An important variability of the wind speed around the whole region is observed for June 2002, against a relative homogeneity for September 1999 and May 2004. These results explain the wider distribution, and consequently, higher standard deviation value of the  $LE_d$  histograms corresponding to June 2002 for the three vegetation types analyzed. Similar discussions could be established for other land uses included in Table 4.

Note the low variability in  $LE_d$  results of the different land uses for the L5-TM image compared with the other two L7-ETM+ cases. The 120-m spatial resolution in the

**Table 4** Comparison between lysimeter measurements of  $LE_d$  ( $\text{mm day}^{-1}$ ) and results extracted from Fig. 4g–i, for the particular locations of the instruments

Date	Lysimeter	Measured	Estimated	Difference
September 26th 1999	Lavello	—	3.01	—
	Policoro	1.93	2.13	0.20
June 14th 2002	Lavello	2.17	3.22	1.05
	Policoro	2.87	3.01	0.14

Lavello datum for September 26th 1999 was not reliable, and no lysimeter data were available for May 26th 2004.



**Figure 5** Histograms to illustrate the variability of  $LE_d$  ( $\text{mm day}^{-1}$ ) for the three dates and the following land uses: (a) Arable land, (b) Broad-Level forest, (c) Natural grassland. (d) Histogram to illustrate the variability of  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) for the three dates and the whole Basilicata region.



thermal band of TM, compared with the 60-m of ETM+, can be significant for this fact.

To assess the performance of the described methodology,  $LE_d$  results were compared with some punctual lysimeter measurements. Table 4 shows the comparison between these measurements and the results obtained in Fig. 4 for the particular location of the two lysimeters. A RMSD value of  $\pm 0.7 \text{ mm day}^{-1}$  was obtained, with a maximum difference of  $1.05 \text{ mm day}^{-1}$ . To reinforce this assessment at a wider scale, data from the CarboEurope project dataset have been used. This is an international project which main objective is the study of the carbon dioxide exchanges between the surface and the atmosphere. For this aim, a network of towers, equipped with the instruments required for the direct measurement of the surface fluxes, has been distributed around Europe (see Table 5 and Fig. 2a). Ground-measured  $LE_d$  values from these towers were used to test the average values obtained using the land use classification over the Basilicata region. A RMSD value of  $\pm 1.0 \text{ mm day}^{-1}$  is obtained with an overestimation of  $0.5 \text{ mm day}^{-1}$ . Even though a more complete network of  $LE_d$  ground-measured values, spatially distributed around the study region and representative of the different land uses, would be desirable for a robust validation, the results obtained give some confidence on the proposed methodology to evaluate daily evapotranspiration at a regional scale.

Nagler et al. (2005) proposed a multivariate regression equation for predicting  $LE_d$  from EVI (Enhanced Vegetation Index) and  $T_a$ . Comparison with  $LE_d$  values measured by eddy-covariance method (Cleverly et al., 2002), over cottonwood and saltcedar along the Middle Rio Grande river corridor in New Mexico, showed estimation errors of about  $1.1 \text{ mm day}^{-1}$ . Gómez et al. (2005) assessed the potential

of the S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) method for estimating daily evapotranspiration. The method was implemented using data collected with two airborne sensors over the Alpillés ReSeDA (Remote Sensing Data Assimilation) experimental area. The validation showed an estimation error of  $1 \text{ mm day}^{-1}$ . A similar accuracy of  $1 \text{ mm day}^{-1}$  was obtained by Sobrino et al. (2005) when applying the S-SEBI model over the Barrax test site in Spain, in the framework of DAISEX (Digital Airborne Imaging Spectrometer Experiment) campaign. Ground values of  $LE_d$  were measured with two lysimeters placed on festuca and barley. Recently, Nagler et al. (2007) showed that cottonwood  $LE_d$  can be monitored by remote sensing methods calibrated with ground measurements with an accuracy or uncertainty of 20–30% in riparian corridors of western US rivers. Validation was established by comparison with sap flow measurements.

Note that the main aim of the present work is to show a feasible and, at the same time simple methodology, that allows us to retrieve  $LE_d$  at a regional scale assembling remote sensing and ground-measured data. More complicated techniques, involving a greater number of variables and parameters, and/or more tedious computation processes could have been introduced. However, the operability of the method would have been significantly reduced. Further work will deal with the study of the effect of possible improvements to the described methodology on the final  $LE_d$  results. For example:

- More sophisticated methods that incorporate geographical information, such as co-kriging and elevation-detrended kriging techniques can be applied to elaborate maps of the meteorological variables required. Also, a

**Table 5** Comparison between ground-measured values of  $LE_d$  ( $\text{mm day}^{-1}$ ) (eddy-correlation or Bowen ratio systems) in the CarboEurope Italian sites and results obtained for similar land uses over the Basilicata region

Site/date	Land cover	Lat./Long.	$LE_d$ measured	$LE_d$ estimated	Difference
Collelongo 09/26/1999	Mixed forest	41°50'58"N 13°35'17"E	2.0	3.7	1.7
San Rossore 06/14/2002	Coniferous forest	43°43'47"N 10°17'13"E	4.7	4.8	0.1
Roccaresp. 1 06/14/2002	Broad-leaf forest	42°24'29"N 11°55'48"E	4.4	4.8	0.4
Roccaresp. 2 06/14/2002	Broad-leaf forest	42°23'25"N 11°55'15"E	4.2	4.8	0.6
Castelpoliziano 06/14/2002	Natural grassland	41°42'19"N 12°22'34"E	2.8	4.2	1.4
Nonantola 06/14/2002	Cropland	44°41'23"N 11°5'19"E	5.4	4.4	-1.0
Lavarone 05/26/2004	Coniferous forest	45°57'19"N 11°16'52"E	3.4	5.2	1.8
Parco Ticino 05/26/2004	Broad-level forest	45°12'3"N 9°3'40"E	5.0	4.5	-0.5
Monte Bond. 05/26/2004	Mixed forest	46°1'47"N 11°4'59"E	3.9	3.8	-0.1
				Bias	0.5
				$\sigma$	$\pm 1.0$
				RMSD	$\pm 1.0$

Locations of the flux towers, as well as information about the vegetation type over which they are located, are also included.

digital elevation model with a higher spatial resolution can be introduced to reduce errors in the interpolation of the air temperature.

- Recent works have dealt with the effects of subpixel heterogeneity on the fluxes estimation, and a disaggregation procedure has been proposed for estimating subpixel variations in radiometric surface temperature (Kustas et al., 2003). This technique can be applied to Landsat images and derive  $T_{rad}$  at the NDVI pixel resolution (30 m). Particular interest has the application of this procedure to L5-TM images because of the low contrast shown in the  $LE_d$  results.
- Specific values of soil and canopy emissivities could be assigned to the different land use classes. In this way, emissivity values more representative of the real local vegetation and conditions could be used in the emissivity correction of the radiometric temperature. Also, unique values of  $T_c$  and  $T_s$  have been used for the whole region in the sensible heat fluxes retrieval. An estimation of these values for the different land uses could account for possible differences.

## Conclusions

In this work, a new methodology to estimate actual daily evapotranspiration at a regional scale, assembling remote sensing techniques and ground-measured data, is presented. The traditional relation of Seguin and Itier (1983) is combined with both a balance between the long-wave and the short-wave radiation, to infer the net radiation, and the recently proposed STSEB model, to estimate the sensible heat flux, with the aim of retrieving  $LE_d$  values from single information at a particular day time. The method is applied to the Basilicata region, in the South of Italy. Even though the methodology proposed could be expanded to other satellite sensors, this work is focused on Landsat imagery. Three images acquired in different dates are used in this work, two from Landsat 7-ETM+, and one from Landsat 5-TM. The CORINE Land Cover map and a complete network of agro-meteorological stations provide the set of ground variables and parameters required to apply the methodology. Maps of the different surface fluxes are built up. An analysis of the  $LE_d$  results is made taking the land use classification as a basis, and differences between the different types of vegetation and dates are stated. Overall, the highest  $LE_d$  values correspond to the most vegetated areas. The performance of the method at both local and regional scale is assessed by comparing the results with some ground measurements. An estimation error close to  $1 \text{ mm day}^{-1}$  is finally obtained, in good agreement with other accuracy results shown in the recent literature.

## Acknowledgements

This work was funded by the *Ministerio de Educación y Ciencia* (Project CGL2004-06099-C03-01, co-financed with European Union FEDER funds, *Acciones Complementarias* CGL2005-24207-E/CLI and CGL2006-27067-E/CLI), and the University of Valencia (V Segles Research Grant of Mr.

J.M. Sánchez). The authors express their gratitude to ALSIA (*Agenzia Lucana per lo Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura*) for providing field data, to IMAA (*Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale*) of CNR (*Consiglio Nazionale delle Ricerche*), and Tito Scalo (PZ) for providing the base elaborations of satellite images, to the *Azienda Agricola Sperimentale Dimostrativa Gaudiano-Lavello* (PZ) and the *Istituto di Scienze delle Produzioni Alimentari di Bari* for providing lysimeters data.

## References

- Anderson, M.C., Norman, J.M., Diak, G.R., Kustas, W.P., Mecikalski, J.R., 1997. A two-source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 60, 195–216.
- APAT, 2005. The project IMAGE & CORINE Land Cover 2000 in Italy. Final report, April 2005.
- Berk, A., Anderson, G.P., Acharya, P.K., Chetwynd, J.H., Bernstein, L.S., Shettle, E.P., Matthew, M.W., Adler-Golden, S.M., 1999. "MODTRAN 4 user's manual". Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate (Hascom AFB, MA: Air Force Materiel Command).
- Chehbouni, A., Nouvellon, Y., Lhomme, J.-P., Watts, C., Boulet, G., Kerr, Y.H., Moran, M.S., Goodrich, D.C., 2001. Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* 108, 55–65.
- Choudhury, B.J., Idso, S.B., Reginato, R.J., 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology* 39, 283–297.
- Cleverly, J., Dahm, C., Thibault, J., Gilroy, D., Coonrod, J., 2002. Seasonal estimates of actual evapotranspiration from Tamarix ramosissima stands using three-dimensional eddy covariance. *Journal of Arid Environments* 52, 181–197.
- Dubayah, R., 1992. Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data. *Water Resource Research* 28, 2469–2484.
- Duguay, C.R., 1992. Estimating surface reflectance and albedo from Landsat-5 thematic Mapper over rugged terrain. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 58, 551–558.
- French, A.N., Jacob, F., Anderson, M.C., Kustas, W.P., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Su, H., McCabe, M.F., Li, F., Prueger, J., Brunzell, N., 2005. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sensing of Environment* 99 (1-2), 55–65.
- Gómez, M., Olioso, A., Sobrino, J.A., Jacob, F., 2005. Retrieval of evapotranspiration over the Alpillés/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment* 96, 399–408.
- Humes, K., Ardi, R., Kustas, W.P., Prueger, J., Starks, P., 2002. High Spatial Resolution Mapping of Surface Energy Balance Components with Remotely Sensed Data Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes. CRC Press, New York, pp. 110–132.
- Inoue, Y., Moran, M.S., 1997. A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration – a case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopies. *International Journal of Remote Sensing* 18 (1), 139–152.
- Kustas, W.P., Norman, J.M., Anderson, M., French, A., 2003. Estimating subpixel temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment* 82, 429–440.

- Kustas, W.P., Li, F., Jackson, T.J., Prueger, J.H., MacPherson, J.I., Wolde, M., 2004. Effects of remote sensing pixel resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa. *Remote Sensing of Environment* 92, 535–547.
- Lagouarde, J.-P., McAneney, K.J., 1992. Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Boundary-Layer Meteorology* 59, 341–362.
- Li, F., Kustas, W.P., Prueger, J.H., Neale, C.M.U., Jackson, T.J., 2005. Utility of Remote Sensing based two-source energy balance model under low and high vegetation cover conditions. *Journal of Hydrometeorology* 6 (6), 878–891.
- McCabe, M.F., Wood, E.F., 2006. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sensing of Environment* 105, 271–285.
- Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y., Vidal, A., 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment* 49, 246–263.
- Moran, M.S., Humes, K.S., Pinter, P.J., 1997. The scaling characteristics of remotely sensed variables for sparsely vegetated heterogeneous landscapes. *Journal of Hydrology* 190, 337–362.
- Nagler, P., Cleverly, J., Glenn, E., Lampkin, D., Huete, A., Wan, Z., 2005. Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. *Remote Sensing of Environment* 94, 17–30.
- Nagler, P., Jetton, A., Fleming, J., Didan, K., Glenn, E., Erker, J., Morino, K., Milliken, J., Gloss, S., 2007. Evapotranspiration in a cottonwood (*Populus fremontii*) restoration plantation estimated by sap flow and remote sensing methods. *Agricultural and Forest Meteorology* 144, 95–110.
- Ogawa, K., Schmugge, T., Jacob, F., French, A., 2002. Estimation of broadband land surface emissivity from multi-spectral thermal infrared remote sensing. *Agronomie* 22, 695–696.
- Sánchez, J.M., Kustas, W.P., Caselles, V., Anderson, M., 2007a. Modelling surface energy fluxes over maize using radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*. doi:10.1016/j.rse.2007.07.018.
- Sánchez, J.M., Caselles, V., Niclòs, R., Valor, E., Coll, C., Laurila, T., 2007b. Evaluation of the B-method for determining actual evapotranspiration in a boreal forest from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing* 28 (5–6), 1231–1250.
- Santanello, J.A., Friedl, M.A., 2003. Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. *Journal of Applied Meteorology* 42, 851–862.
- Scott, R.L., Shuttleworth, W.J., Goodrich, D.C., Maddock III, T., 2000. The water use of two dominant vegetation communities in a semiarid riparian ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology* 105, 241–256.
- Seguin, B., Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing* 4 (2), 371–383.
- Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., Paolini, L., 2004. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment* 90, 434–440.
- Sobrino, J.A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J.C., Oliso, A., Chehbouni, G., 2005. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology* 315, 117–125.
- Su, H., McCabe, M.F., Wood, E.F., Su, Z., Prueger, J.H., 2005. Modelling evapotranspiration during SMACEX02: comparing two approaches for local and regional scale prediction. *Journal of Hydrometeorology* 6 (6), 910–922.
- Valor, E., Caselles, V., 1996. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: application to European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment* 57, 167–184.
- Valor, E., Caselles, V., 2005. Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation. *Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing*. Kerala (India), Research Signpost, pp. 1–20.



## **Bibliografía**



- 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* no. 56, Rome, pp. 300.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Diak, G. R., Kustas, W. P., y Mecikalski, J. R. (1997). A Two-Source Time-Integrated Model for Estimating Surface Fluxes Using Thermal Infrared Remote Sensing. *Remote Sensing of Environment*, **60**, 195-216.
- Anderson, M. C., Neale, C. M. U., Li, F., Norman, J. M., Kustas, W. P., Jayanthi, H., y Chavez, J. (2004). Upscaling ground observations of vegetation water content, canopy height, and leaf area index during SMEX02 using aircraft and Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, **92**, 447-464.
- Anderson, M.C., Norman, J.M., Kustas, W.P., Li, F., Prueger, J.H., y Mecikalski, J.R. (2005). Effects of vegetation clumping on two-source model predictions of surface energy fluxes from an agricultural landscape during SMACEX. *Journal of Hydrometeorology*, **6**, 892-909.
- Aurela, M., Laurila, T., y Tuovinen, J. P. (2001). Seasonal CO<sub>2</sub> balances of a subarctic mire. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 1623-1638.
- Baldocchi, D. D., Vogel, C. A., y Hall, B. (1997). Seasonal variation of energy and water vapour exchange rates above and below a boreal jack pine forest canopy. *Journal of Geophysical Research*, **102** (D24), 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 (Hascom AFB, MA: Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Materiel Command).
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel, Dordrecht, 299 pp.
- Brutsaert, W. (1999). Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under free-convective conditions. *Reviews of Geophysics*, **37** (4), 439-451.

- Campbell, G. S., y Norman, J. M. (1998). *An introduction to Environmental Biophysics*, New York, Springer, pp. 286.
- Caselles, V., Artigao, M., Hurtado, E., Coll, C. y Brasa, A. (1998). Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*, **63**, 1-10.
- Chen, J. M. (1996). Optically-based methods for measuring seasonal variation of leaf area index in boreal conifer stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, **80**, 135-163.
- Choudhury, B. J., Idso, S. B., y Reginato, R. J. (1987). Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, **39**, 283-297.
- Choudhury, B., y Monteith, J. (1988). A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 373-398.
- Cleverly, J., Dahm, C., Thibault, J., Gilroy, D., y Coonrod, J. (2002). Seasonal estimates of actual evapotranspiration from *Tamarix ramosissima* stands using three-dimensional eddy covariance. *Journal of Arid Environments*, **52**, 181-197.
- Coll, C., Valor, E., Caselles, V., y Niclòs, R. (2003). Adjusted Normalized Emissivity Method for surface temperature and emissivity retrieval from optical and thermal infrared remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi: 10.1029/2003JD003688.
- Davidson, M., Moya, I., Ounis, A., Louis, J., Ducret, J. M., Moreno, J., Caselles, V., Sobrino, J. A., Alonso, J., Pedrós, R., Jiménez, J. C., Gómez-Amo, J. L., Soria, G., Niclòs, R., El-Kharraz, J., Martínez, J. A., Utrillas, M. P. Miller, Laurila, T., y Thurn, T. (2002). The solar Induced Fluorescence Experiment (SIFLEX-2002) : Campaign Overview. Proceedings of FLEX Workshop, ESA SP-527, Noordwijk, Holland.



- Dubayah, R. (1992). Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data. *Water Resource Research*, **28**, 2469-2484.
- François, C. (2002). The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sensing of Environment*, **80**, 122-133.
- French, A. N., Schmugge, T. J., Kustas, W. P., Brubaker, K. L., y Prueger, J. (2003). Surface energy fluxes over El Reno Oklahoma, using high-resolution remotely sensed data. *Water Resources Research*, **39** (6), 1164.
- French, A. N., Jacob, F., Anderson, M. C., Kustas, W. P., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Su, H., McCabe, M. F., Li, F., Prueger, J., y Brunsell, N. (2005). Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sensing of Environment*, **99** (1-2), 55-65.
- Garratt, J. R., y Hicks, B. B. (1973). Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **99**, 680-687.
- Grant, R. F., Zhang, Y., Yuan, F., Wang, S., Hanson, P. J., Gaumont-Guay, D., Chen, J., Black, T. A., Barr, A., Baldocchi, D. D., y Arain, A. (2006). Intercomparison of techniques to model water stress effects on CO<sub>2</sub> and energy exchange in temperate and boreal deciduous forests. *Ecological Modelling*, **196**, 289-312.
- Gómez, M., Oliosio, A., Sobrino, J. A., y Jacob, F. (2005). Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDa experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, **96**, 399-408.
- Gustafsson, D., Lewan, E., van der Hurk, B. J. J. M., Viterbo, P., Grelle, A., Lindroth, A., Cienciala, E., Mölder, M., Halldin, S., y Lundin, L. -C. (2003). Boreal forest surface parameterization in the ECMWF Model-1D Test with NOPEX long-term data. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 95-112.

- Hall, F., Huemmrich, K., Goetz, S., Sellers, P., y Nickerson, J. (1992). Satellite remote sensing of surface energy balance: Success, failures and unresolved issues in FIFE. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19061-19089.
- Humes, K., Ardí, R., Kustas, W.P., Prueger, J. y Starks, P. (2002). "High spatial resolution mapping of surface energy balance components with remotely sensed data": *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*. New York, CRC Press. pp. 110-132.
- Jensen, M. E., Burman, R. D., y Allen, R. G. (1990). *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*, ASCE manual no. 70, New York, American Society of Civil Engineers.
- Kustas, W. P., y Norman, J. M. (1997). A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resources Research*, **33** (6), 1495-1508.
- Kustas, W. P., y Norman, J. M. (1999a). 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**, 13-29.
- Kustas, W. P., y Norman, J. M. (1999b). Reply to comments about the basic equations of dual-source vegetation-atmosphere models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **94**, 275-278.
- Kustas, W. P., y Norman, J. M. (2000). A Two-Source Energy Balance Approach Using Directional Radiometric Temperature Observations for Sparse Canopy Covered Surfaces. *Agronomie Journal*, **92**, 847-854.
- Legrand, M., Pietras, C., Brogniez, G., Haeffelin, M., Abuhasan, N. K., y Sicard, M. (2000). A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part I. Characterization of the instrument. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 1203-1214.
- Lhomme, J.-P., y Chehbouni, A. (1999). Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **94**, 269-273.

- Li, F., Kustas, W. P., Prueger, J. H., Neale, C. M. U., y Jackson, J. J. (2005). Utility of Remote Sensing Based Two-Source Energy Balance Model Under Low and High Vegetation Cover Conditions. *Journal of Hydrometeorology*, **6** (6), 878-891.
- Meyers, T. P, y Hollinger, S. E. (2004). An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. *Agricultural and Forest Meteorology*, **125**, 105-115.
- Mira, M., Valor, E., Boluda, R., Caselles, V., y Coll, C. (2007). Influence of soil water content on the thermal infrared emissivity of bare soils. Implication for land surface temperature determination. *Journal of Geophysical Research*, **112**, doi: 10.1029/2007JF000749.
- Monteith, J. L. (1973). *Principles of Environmental Physics*, London, Edward Arnold.
- Nagler, P., Cleverly, J., Glenn, E., Lampkin, D., Huete, A., y Wan, Z. (2005). Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, **94**, 17-30.
- 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*, **26** (18), 3985-4000.
- Norman, J. M., Kustas, W., y Humes, K. (1995). A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, **77**, 263-293.
- Ogawa, K., Schmugge, T., Jacob, F., y French, A. (2002). Estimation of broadband land surface emissivity from multi-spectral thermal infrared remote sensing. *Agronomie*, **22**, 695-696.
- Prueger, J. H., Hatfield, J. L., Kustas, W. P., Hipps, L. E., y McPherson, I. (2005). Tower and aircraft eddy covariance measurements of water, energy and carbon fluxes during SMACEX. *Journal of Hydrometeorology*, **6** (6),

- Reginato, R. J., Jackson, R. D. y Printer, P. J. (1985). Evapotranspiration Calculated from Remote Multispectral and Ground Station Meteorological Data. *Remote Sensing of Environment*, **18**, 75-89.
- Rubio, E., Caselles, V., y Badenas, C. (1997). Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14  $\mu\text{m}$  wave band: Analysis of two fields methods. *Remote Sensing of Environment*, **59**, 490-521.
- Rubio, E., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., y Sospedra, F. (2003). Thermal infrared emissivities of natural surfaces: improvements on the experimental set-up and new measurements. *International Journal of Remote Sensing*, **20** (24), 5379-5390.
- Sánchez, J. M., Caselles, V., Niclòs R., Valor, E., Coll, C., y Laurila, T. (2007). Evaluation of the B-method for determining actual evapotranspiration in a boreal forest from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, **28** (5-6), 1231-1250.
- Sánchez, J. M., Caselles, V., Valor, E., y Coll, C. (2008). Combining a two-source patch model with satellite data to monitor daily evapotranspiration at a regional scale. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, (en revision).
- Santanello, J. A., y Friedl, M. (2003). Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 851-862.
- Sauer, T. J., Norman, J. M., Tanner, C. B., y Wilson, T. B. (1995). Measurement of heat and vapour transfer coefficients at the soil surface beneath a maize canopy using source plates. *Agricultural and Forest Meteorology*, **75**, 161-189.
- Schmugge, T. J., Kustas, W. P., y Humes, K. S. (1998). Monitoring Land Surface Fluxes Using ASTER Observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36** (5), 1421-1430.
- Seguin, B. y Itier, B., (1983). Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, **4** (2), 371-383.

- Shaw, R. H., y Pereira, A. R. (1982). Aerodynamic roughness of a plant Canopy: a numerical experiment. *Agricultural and Forest Meteorology*, **26**, 51-65.
- Shuttleworth, W., y Wallace, J. (1985). Evaporation from sparse crops: an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**, 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**, 497-519.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz J. C., y Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, **90**, 434-440.
- Sobrino, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J. C., Oliso, A., y Chehbouni, G., (2005). A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology*, **315**, 117-125.
- Stewart, J., Kustas, W., Humes, K., Nichols, W., Moran, M. y DeBruin, H. (1994). Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for 8 semi-arid sites. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 1110-1117.
- Szeicz, G., y Endrödi, G. (1969). Aerodynamic and Surface Factors in Evaporation. *Water Resources Research*, **5** (2), 380-394.
- Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P.R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., y Wesely, M. L. (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **103** (3), 279-300.
- 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**, 167-184.
- Valor, E. y Caselles, V. (2005). Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation. *Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing*, Research Signpost, Kerala, 1-20.

- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., y Verma, S. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**, 223-243.
- Willmott, C. J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorologic Society*, **11**, 1309-1313.
- Wu, A., Black, A., Verseghy, D. L., y Bailey, W. G. (2001). Comparison of two-layer and single-layer canopy models with lagrangian and k-theory approaches in modelling evaporation from forests. *International Journal of Climatology*, **21**, 1821-1839.
- Zhan, X., Kustas, W. P., y Humes, K. S. (1996). An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, **58**, 242-256.