



**Universitat de les
Illes Balears**

Facultat de Ciències

Memòria del Treball de Fi de Grau

ANÁLISIS DE LA ECUACIÓN DE BALANCE DE ENERGÍA EN SUPERFÍCIE Y ESTIMACIÓN DEL FLUJO DE CALOR LATENTE CON DATOS DE MALLORCA

Ivan Fernández

Grado de Física

Any acadèmic 2013-14

DNI de l'alumne: 43211381Q

Treball tutelat per Joan Cuxart Rodamilans
Departament de Física



S'autoritza la Universitat a incloure el meu treball en el Repositori Institucional per a la seva consulta en accés obert i difusió en línea, amb finalitats exclusivament acadèmiques i d'investigació

Paraules clau del treball:

Balance de energía, flujos turbulentos, flujo de calor latente.

ANÁLISIS DE LA ECUACIÓN DE BALANCE DE ENERGÍA EN SUPERFICIE Y ESTIMACIÓN DEL FLUJO DE CALOR LATENTE CON DATOS DE MALLORCA

IVAN FERNÁNDEZ

Resumen. En el presente trabajo se introducirá el problema del residuo y se cuantificarán los términos de la ecuación de balance de energía en superficie con datos recogidos en Mallorca durante el 2012 y el 2013. Debido a que no se tienen datos del flujo de calor latente λE , se discutirá un método propuesto para su estimación. Por último, se compararán los resultados promediados con una estación situada en Lleida y se propondrán mejoras al modelo propuesto de λE .

1. Introducción

La energía debe conservarse en la superficie terrestre. Un hecho fundamental es que esta afirmación se utiliza en todos los modelos meteorológicos y climáticos. Los términos principales que participan en la ecuación de balance de flujos energéticos en superficie (SEB, por sus siglas en inglés) son: la densidad de flujo de radiación neta R_n como combinación tanto de flujos de onda corta como de onda larga ascendentes y descendentes; la densidad de flujo de calor sensible H que tiene en cuenta los intercambios de calor entre la superficie y la atmósfera; la densidad de flujo de calor latente, λE , como producto de la evaporación de agua superficial por el calor latente de vaporización λ ; y la densidad de flujo de calor en el suelo, G . Todas las densidades de los flujos se expresan como la energía por unidad de tiempo que pasa a través de la unidad de superficie (W/m^2).

En ausencia de vegetación, en condición de homogeneidad espacial y suponiendo que los flujos son verticales, la separación atmósfera-superficie queda bien definida y la conservación de energía en la separación, tanto instantánea como en promedio temporal, requiere que se cumpla la ecuación (Garratt, 1992):

$$R_n - G = H + \lambda E$$

Como se ha dicho, esta ecuación se viene utilizando en modelos tanto de predicción climática como meteorológica (Williams et al, 2009), en desarrollos de mapas globales de flujos de agua y CO₂ (Jung et al, 2009), o incluso hasta en aplicaciones agrícolas (Sánchez et al, 2006). Otras veces, se utiliza para estimar alguno de los términos de la ecuación que queda como residuo.

Sin embargo, durante la década de los 80, se volvió una obviedad el hecho de que, con datos experimentales, la SEB no estaba cerrada, es decir que la energía disponible (lado izquierdo de la ecuación) es mucho más grande que la suma de flujos turbulentos de calor sensible y latente, haciendo aparecer un término residual, Res, del orden del 20% de la suma de todos los términos que aparecen en la ecuación (Wilson et al, 2002). Es decir,

$$R_n - G - H - \lambda E = \text{Res} \quad [1]$$

Con anterioridad, el problema del residuo en la ecuación [1] fue atribuido a la sensibilidad de los sensores y a los errores de medición, pues los sensores se encuentran a una cierta altura de la superficie del suelo y observan diferentes influencias físicas. Por ejemplo, al medir el flujo de calor en el suelo, el calor almacenado en el estrato entre la superficie y el aparato de medida contribuyen significativamente a las imprecisiones (Foken, 2008).

En el verano del 2000 en California (USA) tuvo lugar un experimento diseñado para investigar el problema, EBEX-2000 que consiguió reducir la contribución del residuo a un 10% (Oncley et al, 2007). En el experimento se tuvieron en cuenta influencias de almacenamiento de flujos de calor en el suelo, en el aire y en la biomasa (efecto de fotosíntesis y transpiración). También se tuvieron en cuenta errores en la medición de los flujos turbulentos (que utilizan métodos de covariancia), y errores asociados a los términos de advección horizontal que llegaban a contribuir unos 30 W/m². Por tanto, tanto los errores de medida de cada término de la SEB como los términos de almacenamiento no pueden explicar por si mismos el problema del residuo.

A día de hoy, el problema del residuo es tratado como un problema de escala y tan solo se ha conseguido resolver en escalas pequeñas de terrenos homogéneos donde los flujos turbulentos que interactúan con los pequeños *eddys* son corregidos por métodos estadísticos de covariancia, mientras que desaparecen los *eddies* de gran escala debido a la homogeneidad espacial (Foken, 2008).

Este trabajo pretende ser una reproducción de un artículo en vías de publicación en donde se analiza la SEB en el valle del Ebro, en Lleida (Cuxart, et al., *enviado*). Sin embargo, mientras que en Lleida se tienen sensores para medir el flujo de calor latente, en este trabajo no se tienen. Por tanto, la originalidad del informe reside en proponer un método para estimar λE en el término Res+ λE .

En la Estación de recerca al Campus de la UIB (ECU) se han almacenado a lo largo de casi dos años datos que permiten hacer una estimación de los términos que participan en la SEB. Este trabajo pretende ser un informe del estado de los datos, teniendo como objetivo describirlos y compararlos con los datos recogidos en la estación de Lleida.

En resumen, una vez presentado el problema del residuo de la ecuación del SEB, se analizará cada uno de los términos que aparecen en la ecuación a partir de datos experimentales, se compararán para diferentes escalas de tiempo, se interpretarán los principales procesos físicos que intervienen y se propondrá una estimación del flujo de calor latente en el residuo $Res+\lambda E$ conocido.

2. Localización y análisis experimental

Los datos de los que se disponen han sido recogidos en dataloggers Campbell Scientific (dos CR1000 y un CR200). El primer CR1000 almacena los datos de dos sensores de radiación neta (RN-Lite2), un sensor para monitorizar el contenido de agua en el suelo (CS650), una sonda termopar para la temperatura del suelo (TCAV), una placa que mide el flujo de temperatura en el suelo (HFP01SC) y un sensor de temperatura superficial infrarrojos (IR120), entre otros. En cambio, el segundo CR1000 guarda datos de un anemómetro que mide la velocidad del viento en las tres coordenadas y temperatura (81000). Por último, el CR200 recoge las mediciones de un sensor de temperatura y humedad relativa (HMP45C) y un sensor de presión barométrico (CS100), entre otros.

En la figura 1 se observa como los sensores dejaron de funcionar en algunos periodos de tiempo. La curva debería ser lineal si el tiempo en el que operan los sensores es continuo. Los sensores almacenaban los datos cada minuto, a excepción del anemómetro que los guardaba cada cinco minutos —estaba programado para calcular la covariancia de la velocidad vertical del viento con la temperatura. Por tanto, la serie temporal a analizar empieza el 30 de Enero de 2012 a las 10:00:00 y termina el 12 de Diciembre de 2013 a las 10:00:00.

El CR1000 estaba localizado en la superficie del suelo (la sonda TCAV estaba colocada diagonalmente desde 1.5 a 5 cm de la superficie, y el HFP01SC estaba enterrado a unos 5 cm de la superficie del suelo), mientras que el CR200 estaba a unos dos metros del suelo.

3. Fundamento teórico

Para el propósito del trabajo, se han recogido de la ECU los siguientes datos: radiación neta, R_n (W/m^2), flujo de calor en el suelo, G (W/m^2), temperatura superficial, T_s ($^{\circ}C$),

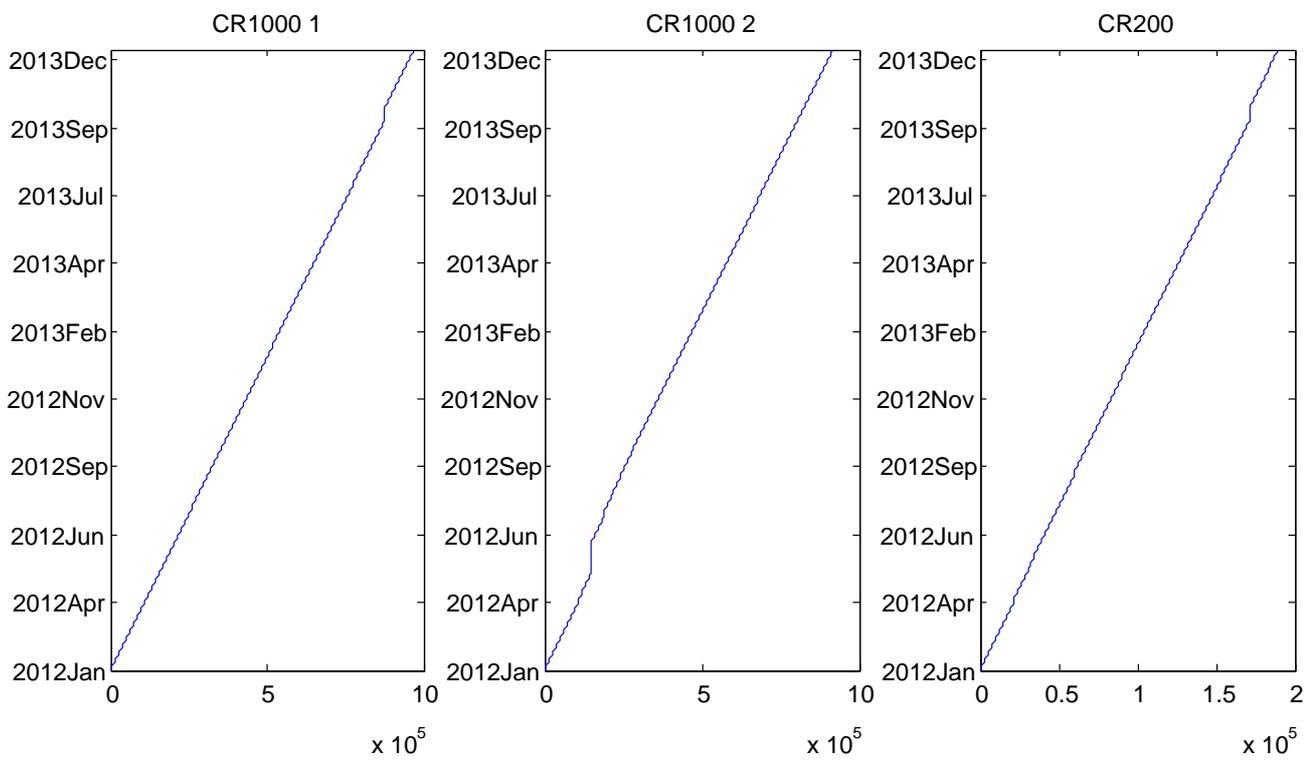


Figura 1. Serie temporal de los datos almacenados para cada datalogger. El eje x representa el número de dato almacenado mientras que el eje y representa el tiempo del cual se tiene el dato. Los saltos indican cuando se dejó de almacenar datos.

temperatura en el suelo, T_d (°C), contenido volumétrico de agua en el suelo, VW (%), temperatura a dos metros, T_{2m} (°C), humedad relativa a dos metros, H_r (%), presión a dos metros, P (hPa) y la covariancia, $\overline{w'T'}$ (°C·m/s).

Los flujos de calor sensible y latente en el suelo se definen como,

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \approx -\rho c_p K_H \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta z}$$

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'} \approx -\lambda \rho K_w \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta z}$$

donde ρ es la densidad del aire, c_p es el calor específico del aire a presión constante y λ es el calor latente de vaporización ($\rho = 1.2254 \text{ kg/m}^3$, $c_p = 1005 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, $\lambda = 2.501 \cdot 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$). w' , T' y q' son las fluctuaciones turbulentas instantáneas de velocidad vertical $w' \equiv \bar{w} - w$, temperatura $T' \equiv \bar{T} - T$ y humedad específica $q' \equiv \bar{q} - q$. Por último, K_H es el coeficiente de difusividad térmica turbulenta y K_w el coeficiente de difusividad turbulenta de vapor de agua. Los términos de la derecha han sido construidos a partir de la relación flujo-gradiente¹ que requieren valores de temperatura y humedad específica a dos niveles de altura distintos.

Con los datos que se tienen de la ECU, estas expresiones permiten estimar la contribución del flujo de calor sensible pero no la contribución del flujo de calor latente, que requiere ciertos cálculos y suposiciones adicionales.

3.1 Coeficientes de difusividad

La razón entre los flujos turbulentos se conoce como la razón de flujo de Bowen ($\beta_g \equiv H/\lambda E$), mientras que la diferencia de la razón del gradiente de Bowen se define como,

$$\beta_g = \frac{c_p \partial \bar{T} / \partial z}{\lambda \partial \bar{q} / \partial z}$$

De donde se deduce que la proporción de los coeficientes de difusividad para la temperatura y la humedad específica son iguales si la proporción de las razones de Bowen son equivalentes ($K_H/K_w = \beta_f/\beta_g$). Los resultados experimentales diseñados para estudiar esta proporción confirman que el término de difusividad térmica es un 10% más grande que el término de difusividad de vapor de agua (Laubach et al., 2000).

¹ Las ecuaciones han sido expresadas en términos de incrementos y no de derivadas ya que lo que se pretende es dar una estimación del orden de magnitud del flujo de calor latente.

En este trabajo se asumirá que ambos coeficientes son iguales $K = K_H = K_W$ y se utilizará la expresión de la covariancia para determinar K :

$$K = \frac{\overline{w'T'}}{(T_s - T_{2m}) / \Delta z} \quad [2]$$

Sin embargo, la difusividad turbulenta no es una propiedad del fluido sino una parametrización local, conocida como *K-theory*, que depende del producto de varias cantidades, incluyendo posición y velocidad del flujo (Garratt, 1998). En su deducción, se ha asumido que el flujo turbulento se puede escribir como una relación flujo-gradiente, suposición que deja de ser cierta cuando el gradiente de temperatura es nulo, es decir en la puesta y en la salida del sol (Fig. 2a) –el modelo también es cuestionable cuando el signo del flujo y del gradiente es el mismo ($K < 0$).

En este trabajo se propone modular la constante de difusividad turbulenta como una función de transición entre los mínimos de K promediados en las primeras y últimas horas del día y el máximo de K promediado a lo largo del día. Para los intervalos de tiempo donde la difusividad diverge, se ha ajustado una función lineal entre el mínimo y el máximo promediado. En la figura 2, se observa como la pendiente es más pronunciada en la mañana que en el atardecer. Por la noche, los valores son muy pequeños, lo que evidencia una clara reducción de los flujos turbulentos.

3.2 Humedad específica

La humedad específica se define como la relación entre la masa de vapor de agua m_v y la masa de la muestra que contiene el vapor de agua,

$$q \equiv \frac{m_v}{m_v + m_d}$$

donde m_d es la masa de aire seco.

En cambio, la humedad relativa se define como la relación entre la presión de vapor y la presión de vapor saturante (Wallace and Hobbs, 2005),

$$Hr \equiv 100 \frac{e}{e_s(T_{2m})}$$

La presión de vapor saturante representa el valor máximo de presión de vapor a una temperatura específica. Bolton propuso la siguiente expresión para su cálculo,

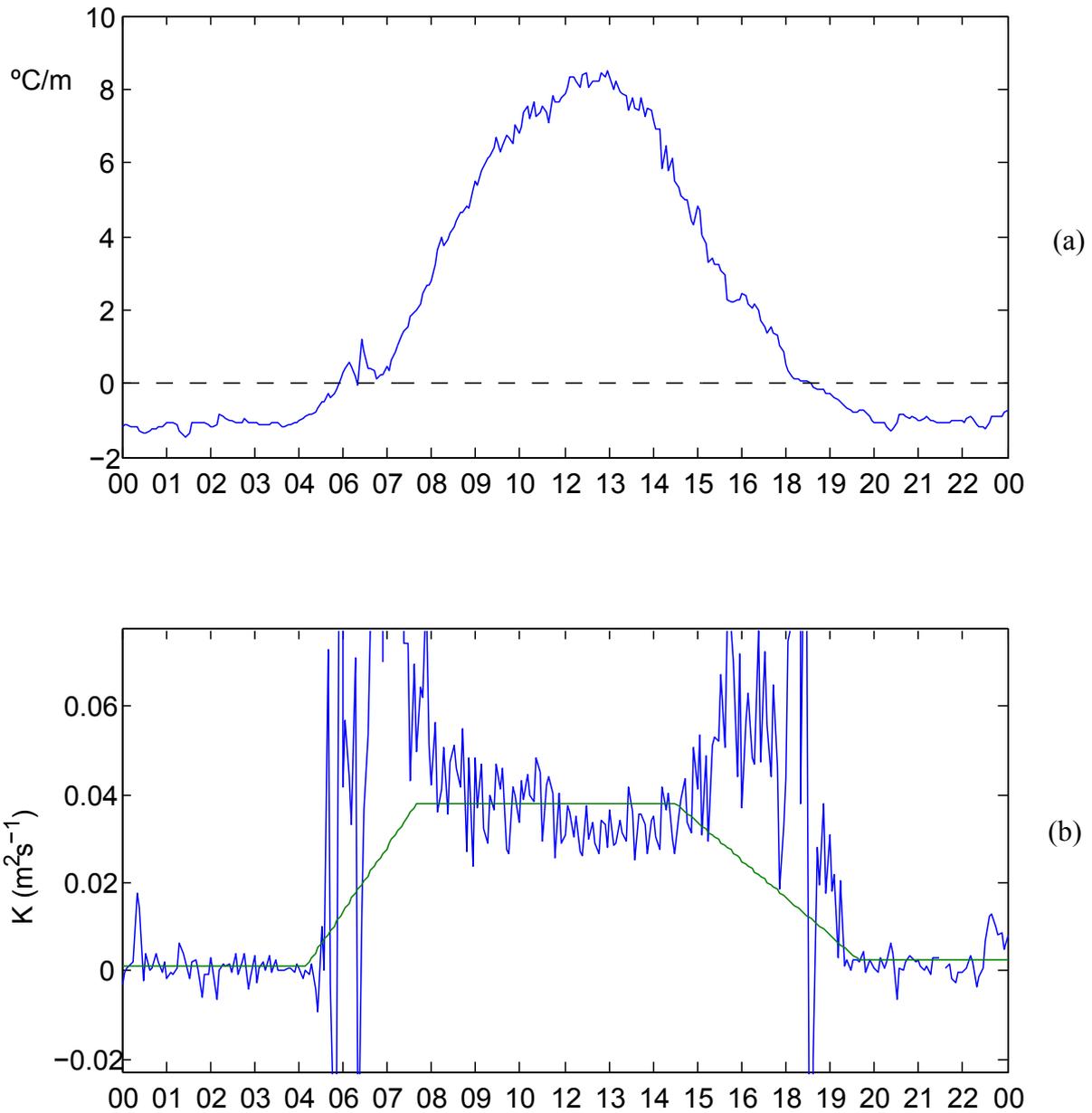


Figura 2. Para el 15 de Julio. (a) Evolución diaria de la diferencia entre temperatura superficial y temperatura a 2m del suelo, dividido por la diferencia de altura (2 m). (b) Evolución diaria del coeficiente de difusividad turbulenta calculado a partir de la teoría-K (línea azul) y modulado (línea verde). Se han realizado tres promedios: mañana (00:00-05:00 UTC), mediodía (07:30-14:30 UTC) y noche (19:30-00:00 UTC). Para los intervalos de tiempo donde la difusividad diverge, se ha hecho un ajuste lineal entre los mínimos y máximos de cada promedio.

$$e_s(T) = 6.112 \exp\left(\frac{17.67T}{T + 243.5}\right)$$

donde T es la temperatura en °C y e_s es la presión de vapor saturante en hPa. La expresión es precisa en rangos de temperatura de entre -35 y 35 °C (Bolton, 1980).

Tanto el vapor de agua como la porción del aire seco de la muestra, que ejercen presiones parciales e y $p-e$ respectivamente, cumplen la ecuación de gases ideales,

$$e = \frac{m_v}{V} R_v T_{2m} \quad , \quad P - e = \frac{m_d}{V} R_d T_{2m}$$

donde R_v y R_d son las constantes de gas específicas de vapor de agua y de aire seco, respectivamente ($R_v = 461.50 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, $R_d = 287.04 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), P es la presión a dos metros del suelo y V es el volumen de la muestra.

Combinando ambas expresiones junto con la definición de humedad específica, y teniendo en cuenta que en un rango de temperaturas y presiones atmosféricas se cumple que $e \ll P$, se obtiene

$$q = \varepsilon \frac{e}{P - e(1 - \varepsilon)} \cong \varepsilon \frac{e}{P}$$

donde $\varepsilon = R_d/R_v$. En consecuencia, a dos metros del suelo la humedad específica vale:

$$q_{2m} \cong 100 \frac{q_{\text{sat}}(T_{2m})}{Hr} \quad \text{con} \quad q_{\text{sat}}(T_{2m}) = \varepsilon \frac{e_s(T_{2m})}{P}$$

Para la superficie del suelo, en cambio no se han encontrado datos en la ECU que permitan obtener una expresión para la humedad específica. Sin embargo, se propone estimar esta cantidad a partir $q_{\text{sat}}(T_s)$ ponderada por una función peso φ que dependa tanto del contenido de agua en el suelo, como de los valores máximos y mínimos de toda la serie de datos. Es decir:

$$\varphi = \frac{VW - VW_{\min}}{VW_{\max} - VW_{\min}}$$

De esta forma se corrigen los valores de humedad específica en los días más secos, ya que si VW tiende a sus mínimos VW_{\min} , la humedad específica no contribuye. Por tanto, la humedad específica en superficie se escribe como,

$$q_s = q_{\text{sat}}(T_s)\varphi$$

y el flujo de calor latente toma la expresión,

$$\lambda E \approx -\lambda \rho K \frac{q_{2m} - q_s}{\Delta z} \quad [3]$$

4. Resultados

En esta sección se presentan los resultados obtenidos para diferentes series temporales. Se seleccionarán promedios para intervalos de tres horas tanto para el día (12-15 UTC) como para la noche (00-03 UTC), lo que permite que los resultados puedan ser comparados con los valores de Lleida (que utilizan el mismo intervalo de tiempo). Por otro lado, los signos positivo y negativo se utilizan en los cálculos de balance y transferencia para indicar la dirección del flujo de energía hacia o desde la superficie. Cualquier flujo hacia una superficie añade energía y por tanto se considerará positiva, mientras que cualquier flujo hacia fuera de la superficie extrae energía y se considerará negativa.

4.1 Promedio mensual y evolución interanual

Los datos recogidos por la ECU proporcionan una buena estimación para los términos que juegan en la SEB, principalmente R_n , G y H . Con tal de comprender como juegan estas variables anualmente y estacionalmente se han expuesto los resultados junto con los de Lleida en la tabla 1 y 2. Por otro lado, se ha promediado mensualmente las variables en los intervalos definidos del día y de la noche a lo largo de toda la serie de datos, véanse las figuras 3 y 4.

La radiación neta es el término más importante para los datos del mediodía con claras evidencias de ciclo interanual. El valor máximo se tiene en primavera y el mínimo en otoño. Menos evidente es el ciclo interanual en la medianoche, con valor máximo en verano y mínimo en otoño.

Por otro lado, el flujo de calor sensible, que representa anualmente un 40% de la radiación neta al mediodía y un 15% a la medianoche, muestra evidencias de ciclo interanual en el mediodía con máximos en verano y mínimos en otoño, mientras que en la medianoche los máximos se tienen en invierno y los mínimos en verano.

Al mediodía, el flujo de calor en el suelo es el cuarto término por importancia de la SEB, pues tan solo vale, en promedio, un 10% de la radiación neta. No obstante, a la medianoche, llega a ser el segundo término en magnitud. Su comportamiento interanual es muy similar al del flujo de calor sensible en el mediodía, pero no en la medianoche —donde no se distinguen máximos pero sí mínimos en primavera.

Por último, el $Res + \lambda E$ es el segundo término más grande observado al mediodía, su contribución oscila entre un máximo de 65% en invierno y un mínimo del 34% en verano. En cambio, a la medianoche, su contribución se reduce llegando a valer el 30%

Datos 2012-2013		Rn	H	G	Res+λE
12-15 UTC	Anuales	399.7	-159.8	-41.3	-198.6
12-15 UTC	Invierno	339.3	-83.9	-36.3	-219.1
12-15 UTC	Primavera	576.1	-222.9	-45.8	-307.4
12-15 UTC	Verano	523.1	-281.6	-59.1	-182.4
12-15 UTC	Otoño	207.5	-71.5	-24.3	-111.7
00-03 UTC	Anuales	-54.7	8.5	29.1	17.1
00-03 UTC	Invierno	-51.8	16.1	29.5	6.2
00-03 UTC	Primavera	-56.8	7.1	26.2	23.5
00-03 UTC	Verano	-61.3	0.9	29.9	30.5
00-03 UTC	Otoño	-49.7	8.8	29.9	11.0

Tabla 1. Valores procesados y promediados de la base de datos de la ECU para los años 2012 y 2013. Los valores positivos indican que la dirección del flujo es hacia la superficie mientras que valores negativos indican que el flujo es hacia la atmósfera. Todas las unidades están en SI (W/m^2).

Datos 2009-2010		Rn	H	G	λE	Res
12-15 UTC	Anuales	365.8	-64.7	-36.6	-155.9	-104.0
12-15 UTC	Invierno	180.1	-50.8	-23.2	-50.4	-59.4
12-15 UTC	Primavera	435.4	-84.8	-47.1	-185.8	-116.3
12-15 UTC	Verano	555.9	-65.2	-57.1	-284.5	-142.5
12-15 UTC	Otoño	293.3	-56.4	-22.7	-104.8	-105.2
00-03 UTC	Anuales	-40.2	14.3	23.0	-7.5	11.7
00-03 UTC	Invierno	-33.5	11.0	19.2	-4.3	8.0
00-03 UTC	Primavera	-41.8	15.3	22.0	-9.2	14.6
00-03 UTC	Verano	-47.6	21.2	27.3	-14.0	15.4
00-03 UTC	Otoño	-38.1	9.9	23.3	-2.5	8.9

Tabla 2. Promedios de la SEB observados entre 2009 y 2010 en la estación de Lleida. El residuo es el promedio de los residuos individual. Los valores positivos indican que la dirección del flujo es hacia la superficie mientras que valores negativos indican que el flujo es hacia la atmósfera. Todas las unidades están en SI (W/m^2).

Mediodía (12–15 UTC)

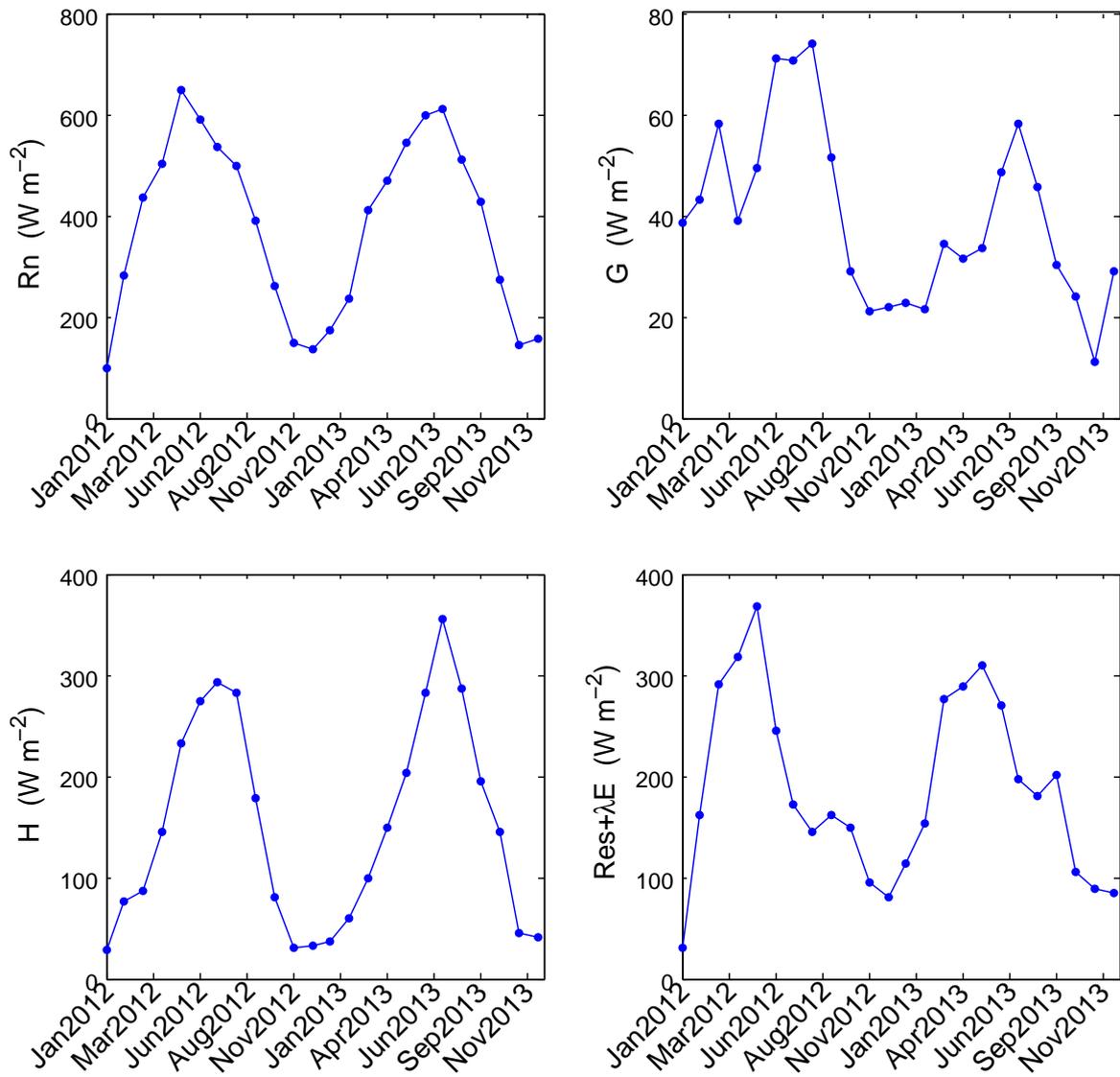


Figura 3. Evolución de los promedios mensuales de los diferentes términos del balance de energía en superficie para el mediodía (12-15 UTC).

Medianoche (00–03 UTC)

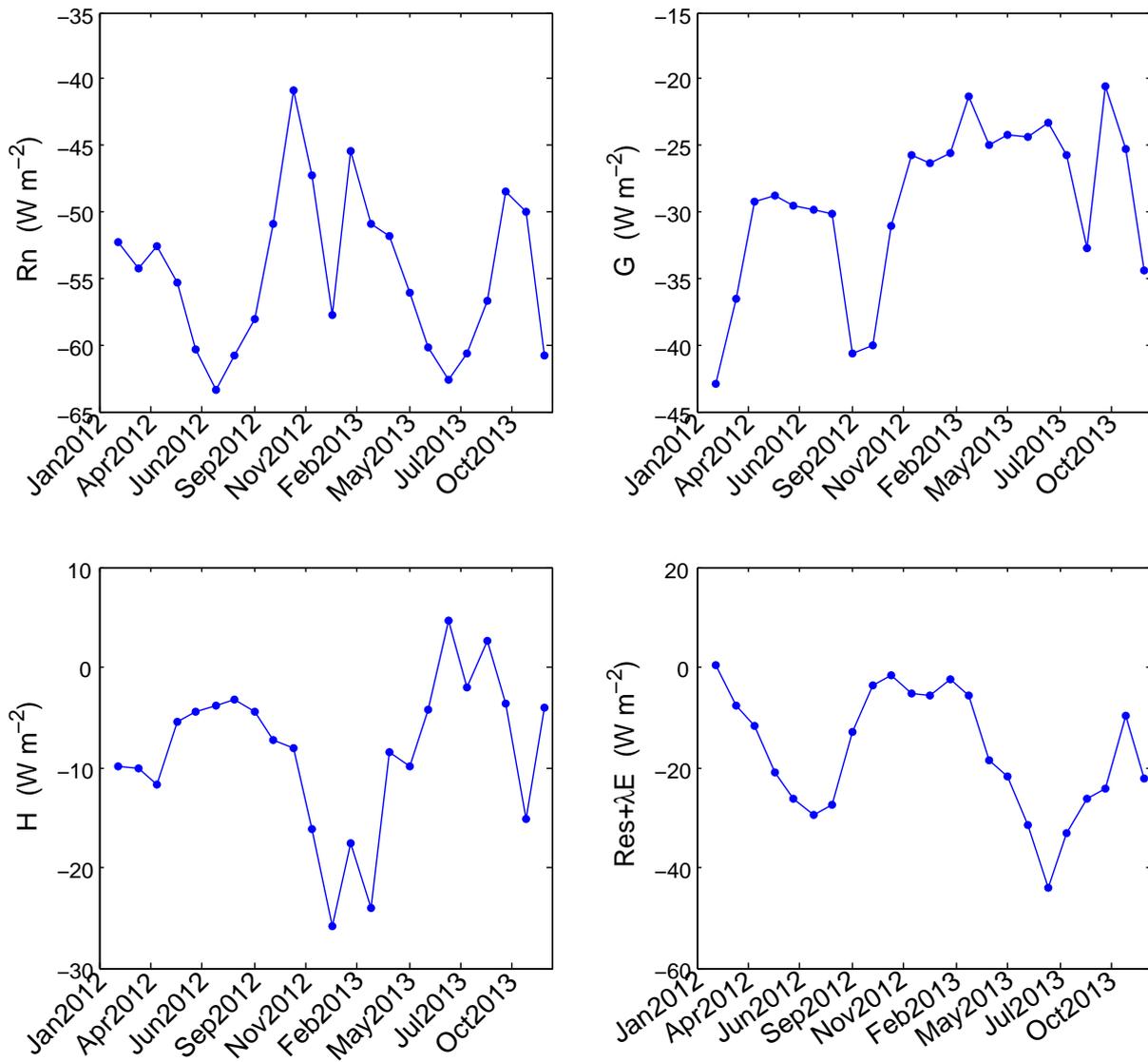


Figura 4. Evolución de los promedios mensuales de los diferentes términos del balance de energía en superficie para la medianoche (00-03 UTC).

de la radiación neta, con mínimos en invierno del 10% y máximo del 50% en verano. Este residuo incluye términos advectivos debidos a las heterogeneidades de escala local, subestimación del flujo de calor latente en el suelo, calor almacenado en el suelo (entre la superficie y la placa del sensor), en el aire y en procesos biológicos, además de indeterminaciones instrumentales.

En la figura 5 se tienen representadas las evoluciones de las temperaturas T_s , T_d y T_{2m} , promediadas mensualmente a lo largo de los dos años. Tanto al mediodía como a la medianoche, se aprecian ciclos interanuales con máximos y mínimos relativos en verano e invierno respectivamente. Al mediodía, la temperatura en superficie llega a los 50 °C mientras que en la medianoche apenas llegan a los 20 °C en los meses más cálidos. A dos metros del suelo, se observan ligeras disminuciones del orden de 10°C entre los periodos de mediodía y medianoche. Por último, la diferencia $T_s - T_d$ al mediodía y en los meses de verano llega a sobrepasar los 20°C en promedio, mientras que en los meses de invierno la diferencia se hace negativa llegando a -5°C.

En la figura 6, se tiene dibujada la evolución del promedio mensual del contenido volumétrico de agua en el suelo a lo largo de los dos años. Únicamente para las horas del mediodía, pues la variación diaria de VW es tan pequeña que la estimación en el mediodía es representativa también para las horas de la medianoche. En verano los valores de VW son mínimos, llegando a ser prácticamente cero a final de Julio de 2012. En los meses más húmedos, el suelo no llega a estar saturado en promedio.

4.2 Evolución diaria

En este apartado se analizarán los términos de la ecuación de balance en superficie para dos días en concreto. Como criterio de selección se ha tenido en cuenta días soleados, para que la curva de la radiación neta estuviese bien definida. Los días seleccionados son: el 5 de Diciembre de 2012 y el 15 de Julio de 2013.

Para estimar el flujo de calor latente se hace uso de la ecuación [2] y [3]. La figura 7a muestra la evolución diaria de los términos de la ecuación [1] para los días seleccionados. Para el día de Diciembre, y en las horas del día, la radiación neta es el único término positivo. No se aprecia una variación suave de R_n a lo largo del tiempo debido seguramente a la presencia de nubes. El flujo de calor latente es positivo en la noche mientras que de día es el término más negativo, dejando el flujo de calor sensible en segundo plano. El flujo de calor en el suelo es positivo prácticamente a lo largo de la jornada, excepto al mediodía que presenta valores ligeramente interiores al cero. En cambio, para el día de Julio, al mediodía, se observan valores positivos de radiación neta y de flujo de calor latente. En este caso, tanto el flujo de calor sensible como latente contribuyen por igual en magnitud.

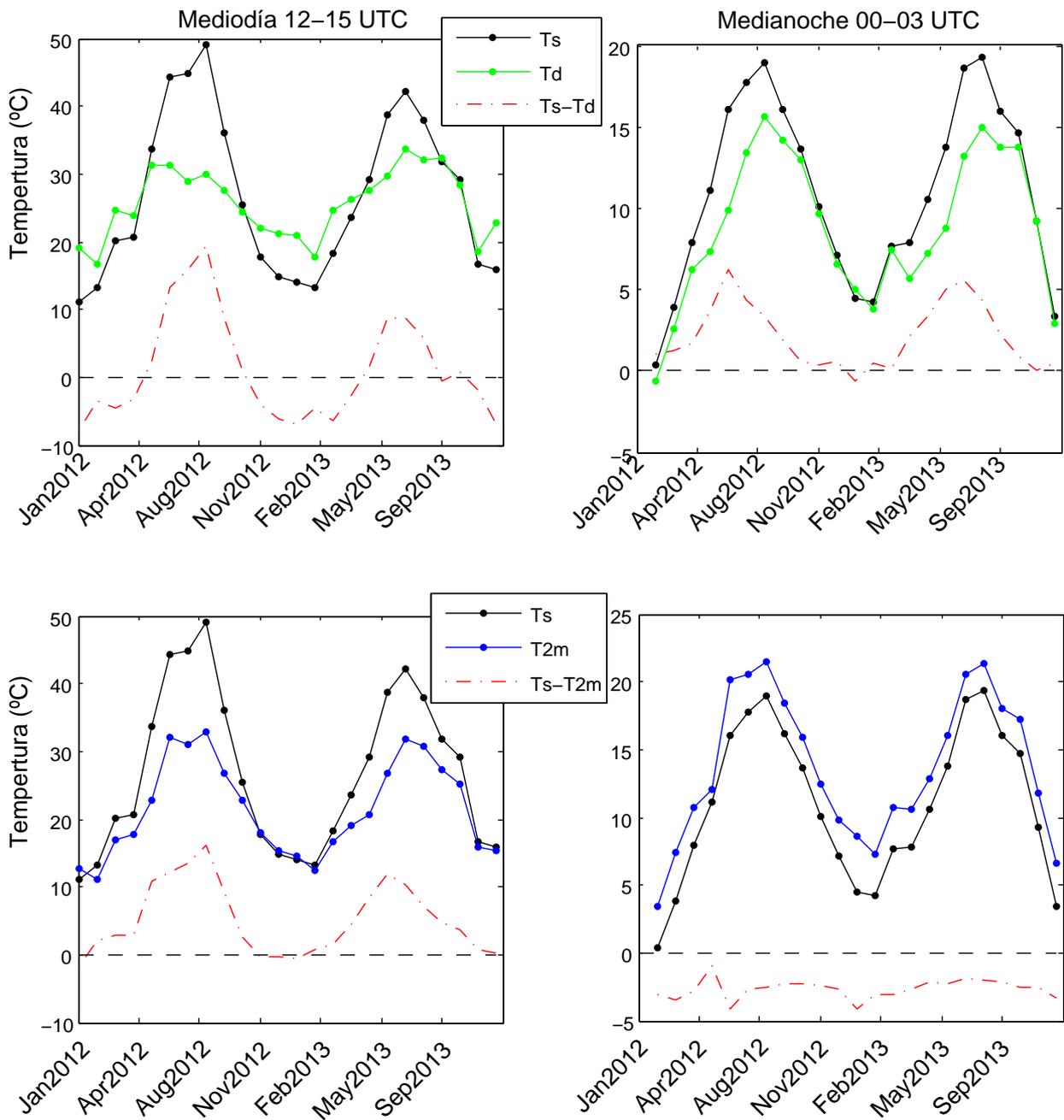


Figura 5. Evolución del promedio mensual de las temperaturas superficial (Ts), a dos metros del suelo (T2m) y bajo una profundidad promedio de entre 1.5 y 4 cm (Td). La columna de la izquierda representa los promedios al mediodía (12-15 UTC) mientras que la columna de la derecha representa los promedios a la medianoche (00-03 UTC).

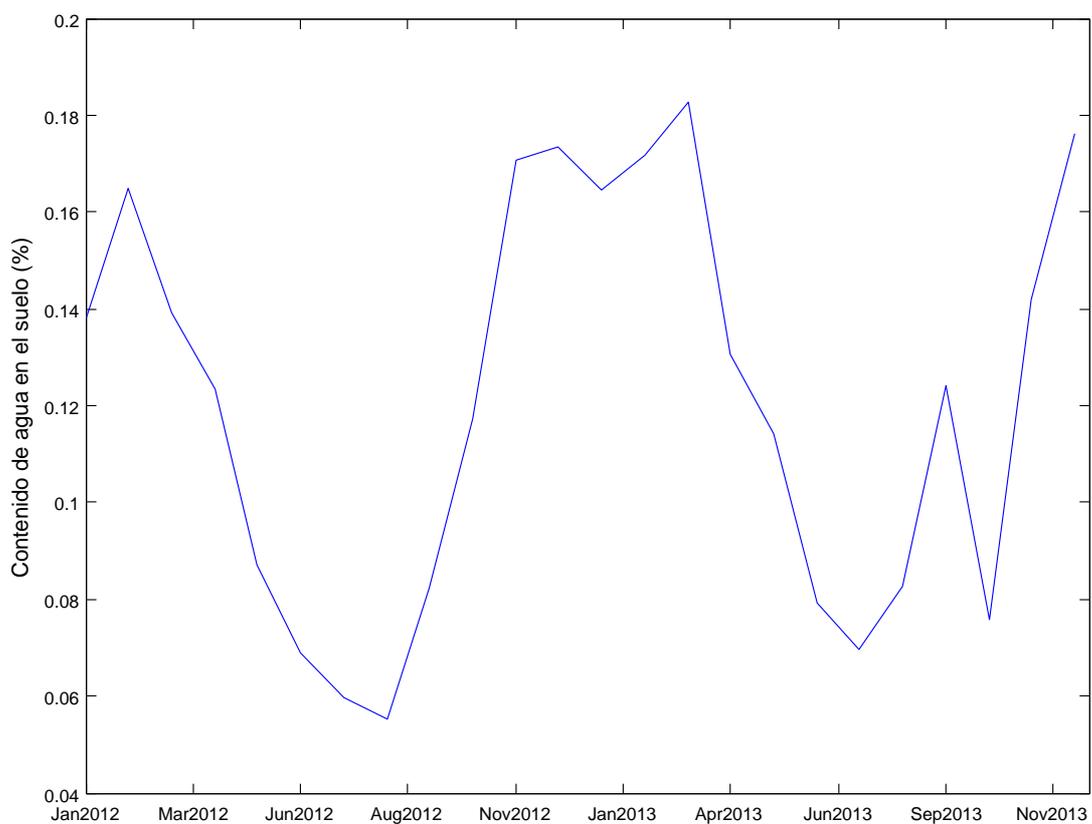


Figura 6. Evolución del promedio mensual del contenido volumétrico de agua en el suelo en %. Tan solo se han promediado los valores entre las 12-15 UTC.

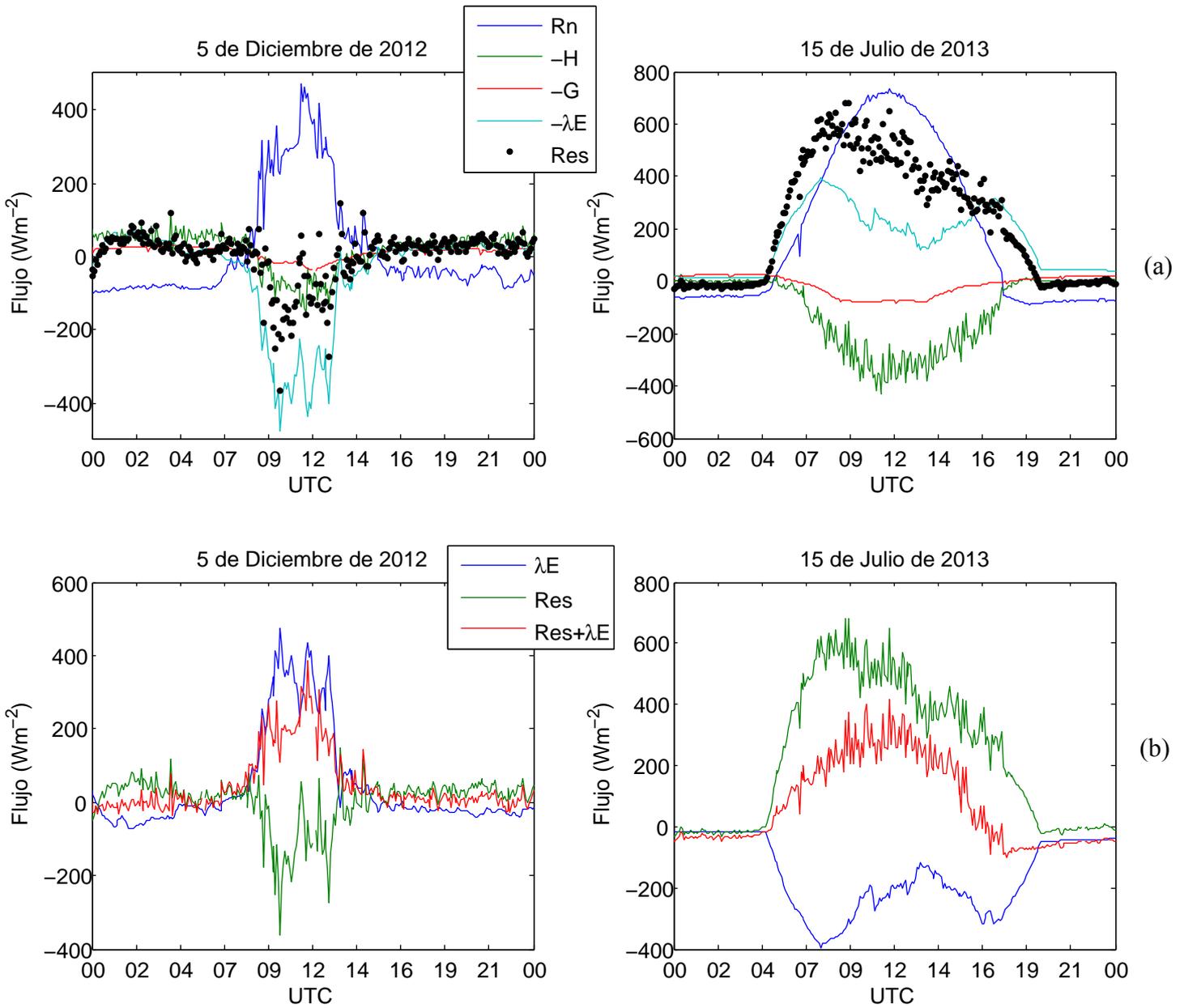


Figura 7. (a) Terminos de SEB para los días seleccionados en función del tiempo en UTC. (b) Evolución de los términos asociados al residuo de la SEB para los días seleccionados. El λE , ha sido estimado de acuerdo al método propuesto.

En la figura 7b se tiene representada la evolución de λE propuesto junto con el residuo y el término conocido $Res+\lambda E$. En Diciembre, se tienen valores razonables a lo largo de todo el día, mientras que en la noche λE queda sobreestimado. En Julio, se sobreestima el valor del flujo de calor latente en el mediodía. En la noche, el flujo de calor latente sigue la curva $Res+\lambda E$.

Por tanto, el flujo de calor latente contribuye de forma irregular dependiendo el día y de las horas. El término de λE es positivo en Julio debido a que la humedad específica en el suelo es mayor que la humedad específica en el aire, como puede verse en la figura 8. En cambio, en Diciembre la humedad específica en el suelo es mayor que a dos metros tan solo de día, mientras que de noche se invierte, haciendo que el flujo de calor latente sea positivo, es decir, que añade energía a la superficie.

La efectividad del modelo queda reflejada en la figura 7b. Sin embargo, es interesante calcular la proporción $100(Res+\lambda E)/R_n$ % (a) en los días seleccionados y compararlos con la proporción $100Res/R_n$ % (b), ya que R_n es el término dominante en la SEB. Se tiene que para el 5 de Diciembre, el método propuesto para λE logra disminuir de un 52% (a) a un 45% (b) la contribución del residuo. Mientras que para el 15 de Julio, lo que se tiene es un aumento del 46% (a) al 91% (b).

Por último, en la figura 9 queda representado el contenido volumétrico de agua en el suelo en % para los días seleccionados. Se observa como a lo largo de la jornada se tienen variaciones muy pequeñas de contenido de agua en el suelo.

5. Discusión

En esta sección se compararán los resultados obtenidos con los datos de referencia para promedios anuales. Cabe destacar que las condiciones en las que se han realizado las mediciones en ambos lugares son distintas, desde el periodo de tiempo analizado hasta los sensores utilizados, pasando por el clima y la meteorología del lugar, las propiedades del suelo, etc. Además, se discutirá si el método para estimar el flujo de calor latente para la evolución diaria es efectivo.

5.1 Promedio mensual y evolución interanual

En la tabla 2, se tienen los valores recogidos en Lleida. Al mediodía, los valores máximos en el valle del Ebro se tienen en verano mientras que los de la ECU se tienen en primavera (Tabla 1), lo que evidencia una distinción en el clima de los dos lugares. Una explicación a este hecho es que en verano en Mallorca, debido a la convergencia de las brisas marinas, se tiene una zona de ascensos en el centro de la isla que suele generar

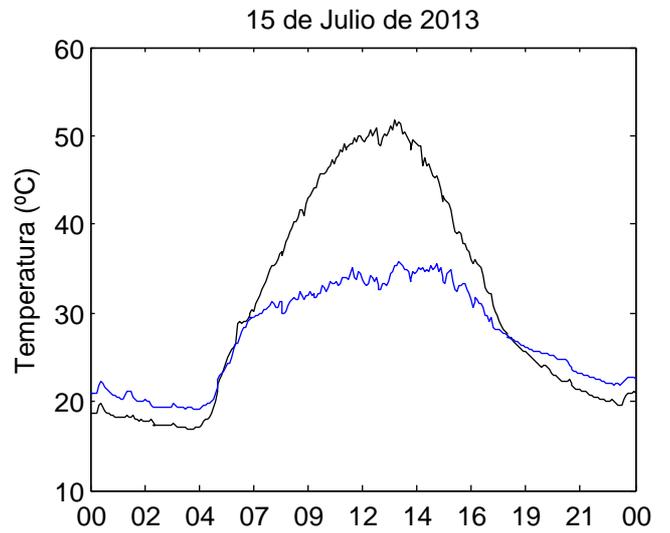
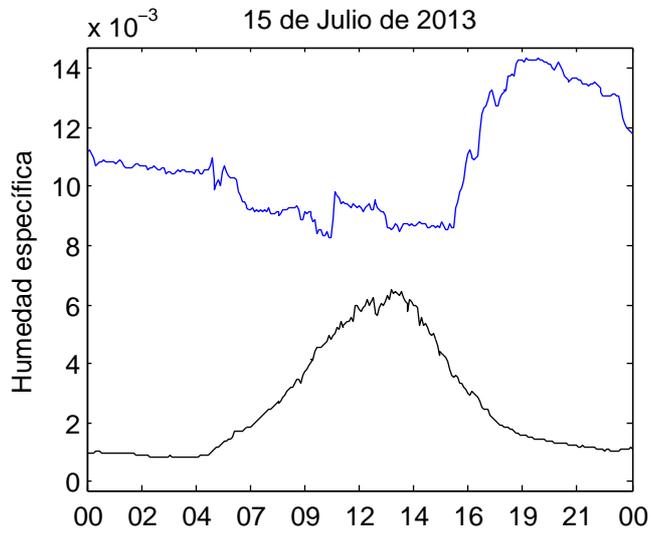
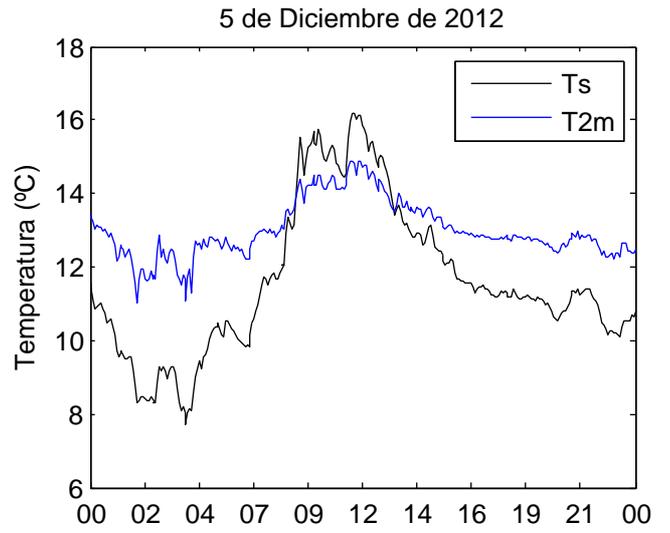
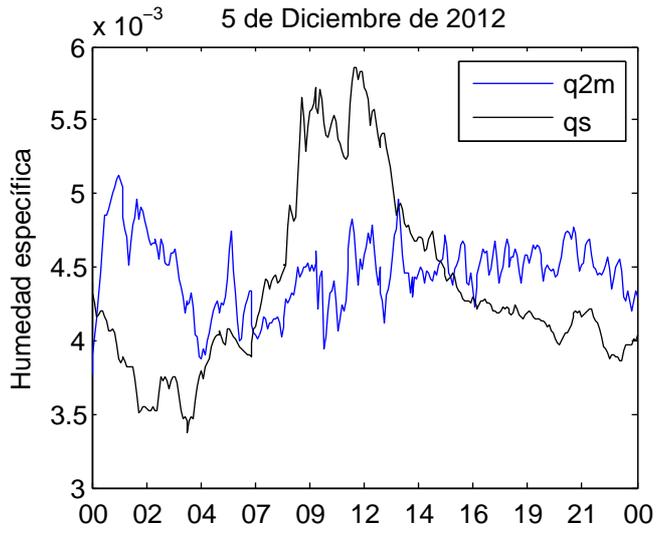


Figura 8. Izquierda: Evolución de la humedad específica en superficie (q_s) y en el aire (q_{2m}). Derecha: Evolución de las temperatura superficial (T_s) y a 2m del suelo (T_{2m}) para los días de Diciembre, arriba, ($\lambda E > 0$) y de Julio, abajo, ($\lambda E < 0$).

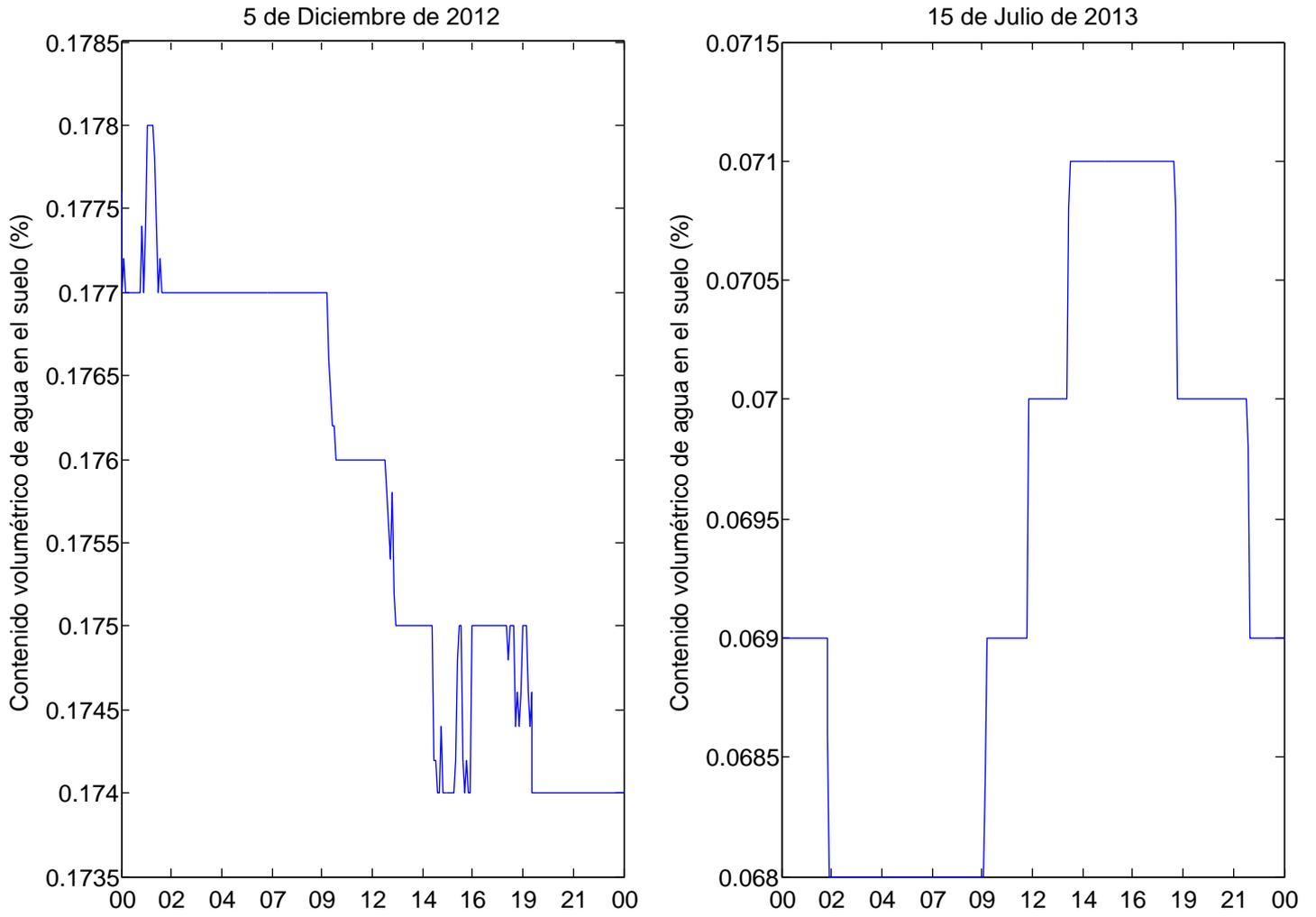


Figura 9. Evolución del contenido de agua en el suelo a lo largo de los días seleccionados. Las unidades son tanto por ciento en volumen.

nubosidad y disminuir la radiación neta en comparación con los cielos despejados habituales en verano en Lleida.

Los mínimos de radiación neta también quedan desplazados, encontrándose los valores más bajos en invierno para Lleida y en otoño para Mallorca. En Mallorca, la radiación que se emite del suelo es relativamente más grande en otoño debido a las altas temperaturas superficiales que se alcanzan en verano. Esto hace que la radiación neta sea menor en otoño que en invierno. En Lleida, la baja radiación neta en invierno está asociada a la gran presencia de niebla que presenta el valle del Ebro en los meses de diciembre y enero. Esto hace que disminuya la radiación de onda corta en la superficie.

Por otro lado, debido a los valores del promedio anual de los flujos de calor sensible H , recogidos en ambas estaciones, se deduce que la transferencia de calor entre superficie y atmósfera es ~ 2.5 veces más grande en Mallorca que en Lleida. Esto es debido a las diferencias en las condiciones del suelo: En Lleida se tienen suelos irrigados a lo largo de todo el año, al tener más agua disponible para evaporar, el término que más va a contribuir será el flujo de calor latente quedando el flujo de calor sensible en segundo plano. En cambio, en Mallorca no se tiene el suelo irrigado, por lo que tan solo en invierno se tiene un suelo relativamente húmedo.

Anualmente, la suma $Res + \lambda E$ para las dos estaciones son del mismo orden de magnitud, sin embargo es ligeramente superior en la estación de Lleida, lo que indica que hay más agua disponible para evaporar. Se puede ver como en los meses de invierno, donde hay más contenido de agua en el suelo (Fig. 6), el término del $Res + \lambda E$ alcanza el máximo, ya que se está evaporando el agua en el suelo. Sin embargo, en verano, cuando ya no hay agua para evaporar, el término es mucho más pequeño por lo que es necesario que aumente el flujo de calor sensible, H .

Por último, el flujo de almacenamiento de calor en el suelo, G , se puede entender como el flujo de calor subsuperficial en un nivel por debajo de la superficie, y puede ser descrito de acuerdo a la Ley de Fourier por calor de conducción en un medio homogéneo, es decir:

$$G \propto -\partial T_{\text{suelo}} / \partial z$$

Esto explicaría que los valores más grandes de G se tienen en los meses de verano, donde la diferencia $T_s - T_d$ es grande (Fig. 5). En invierno, en cambio, el contenido de agua en el suelo modifica las propiedades físicas del suelo haciendo que éste sea más conductivo y por tanto disminuyendo su capacidad para almacenar calor.

En la medianoche (Fig. 4), las cosas son diferentes. De acuerdo con el convenio de signos, la radiación neta es negativa lo que indica que es la superficie de la tierra quien emite radiación (en forma de onda larga) hacia la atmósfera, mientras que los demás flujos positivos transfieren calor hacia la superficie. El flujo de calor en el suelo G se

convierte en el segundo término más importante de la ecuación de balance. Las imprecisiones de G también se vuelven más importantes, ya que el almacenamiento de calor que se tiene entre la placa del sensor hasta la superficie no se han tenido en cuenta. Por tanto, de noche el $Res+\lambda E$ está formado por todos los términos del SEB, siendo λE del mismo orden que los demás.

5.2 Evolución diaria

En los datos promediados anualmente el término $Res+\lambda E$ es muy grande. Localmente es posible estimar la contribución de λE para reducir el valor de Res , a pesar de que esto dependerá de las condiciones del día. En la figura 7b se observa que el método logra explicar parte del Res . En Julio, el método logra disminuir el residuo antes de que se ponga el sol y después de la puesta. En cambio, durante el mediodía, falla la estimación de la humedad específica en superficie, pues indica que es más grande la humedad específica en el aire que en el suelo (Fig. 8). Los fenómenos de condensación ($q_s < q_{2m}$) suelen ocurrir de noche en cielos despejados cuando la temperatura superficial se encuentra por debajo del punto de rocío. En Diciembre también se observa una mejora al mediodía del Res , aunque en ciertas horas del día llega a estar sobreestimado, siendo más grande que el valor de $Res+\lambda E$.

El patrón del flujo de calor latente se explica a partir de su definición en la ecuación [3], que establece una proporción entre el flujo de calor latente y la diferencia de humedades específicas. En la figura 8 se observa como el patrón de humedad específica en el suelo tiene la misma forma que la temperatura superficial, sin embargo dependiendo del día esta se mantiene siempre por debajo o por encima de la humedad específica del aire. Se cree que en Diciembre el patrón no es del todo erróneo, pues se tienen fenómenos de condensación de noche y fenómenos de evaporación de día, a pesar de que factores de limitación en la evolución de la humedad específica superficial deben ser introducidos. El 5 de Diciembre fue un día relativamente frío, la temperatura se mantuvo todo el día con pocas variaciones y alrededor de unos 13 °C. En cambio, el 15 de Julio fue un día más caluroso y más húmedo y la función utilizada para describir la humedad específica en el suelo no es buena.

Por último, en los dos días se observan evoluciones en el contenido de agua superficial diferentes (Fig. 9). En Julio se tienen un aumento del contenido de agua del suelo cuando se han llegado a los mínimos de VW , esto puede ser debido o bien por irrigación o bien porque hay un flujo de agua ascendente de los estratos más profundos del suelo a los más superficiales. Este patrón es el mismo en los meses de verano, donde el contenido del agua está por debajo del 0.1%, aunque es necesario un estudio más detallado que logre confirmar como y porque ocurre este fenómeno. Por último, en Diciembre se tiene más contenido de agua en el suelo y lo que se observa es una disminución continua de VW a lo largo del día.

6. Conclusiones

Hoy en día, el residuo sigue siendo un problema en exploración. Este primer informe de análisis experimental nunca pretendió resolver el problema, sino cuantificarlo a partir de una base de datos muy limitada por la instrumentación. También sirve como primera evaluación de los datos almacenados que nunca antes habían sido tratados.

A falta de un sensor que permita obtener el flujo de calor latente, se propuso un método alternativo para estimarlo. En los días más secos y cálidos, el método propuesto consigue reducir el residuo en la puesta y salida del sol pero no consigue reducirlo al mediodía debido, en parte, a la estimación previa de la humedad específica en el suelo. En los días húmedos y fríos, cuando el suelo está cerca de los máximos de contenido de agua, el método logra reducir el residuo a lo largo del día, pero llegando a sobreestimarlos en algunas ocasiones.

El método podría seguir desarrollándose para mejorar las estimaciones del flujo de calor latente. Se propone sustituir la fórmula de Bolton por otra más precisa e incorporar factores de corrección que no permitan que las variaciones sean muy grandes y parametrizar la función peso para que sea más sensible a las variaciones del contenido de agua en el suelo.

Cabe destacar que en los próximos meses, la estación de la ECU tendrá a disposición un sensor para medir el flujo de calor latente. Con estos nuevos datos, los futuros modelos que se desarrollen podrían deducir ecuaciones más específicas para la estimación del flujo. Esto es importante ya que, a pesar de que existan este tipo de sensores de medición, estos no son fácilmente accesibles a todo el mundo por su alto coste.

Agradecimientos

Agradecer a todas las personas que hicieron posible todo el trabajo técnico de mantenimiento de dispositivos experimentales y almacenamiento de datos, especialmente a Gemma y Marcos, por facilitar información técnica sobre los sensores y la base de datos. Por último, agradecer también a Ángel Amores Maimó por su paciencia y por sus consejos en tratamiento y organización de datos con MATLAB.

Referencias

Bolton, D.: 1980, The computation of equivalent potential temperatura, *Monthly Weather Review*, 108: 1046-1053.

- Cuxart, J., Conangla, L. and Jiménez, M. A.: *enviado*, Evaluation of the Surface energy budget equation with experimental data and ECMWF values in the Ebro valley.
- Foken, T.: 2008, The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, 18: 1351–1367.
- Garratt, J. R.: 1992, The Atmospheric Boundary Layer, *Cambridge University Press*, U.K., 316 pp.
- Jung, M., Reichstein, M., and Bondeau, A.: 2009, Towards global empirical upscaling of fluxnet eddy covariance observations: validation of a model tree ensemble approach using a biosphere model. *Biogeosciences*, 6: 2001–2013.
- Laubach, J., McNaughton, K. G. and Wilson, J. D.: 2000, Heat and Water Vapour Diffusivities Near the Base of a Disturbed Stable Internal Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 94(1):23-64.
- Oncley, S.P., Foken, T., Vogt, R., Kohsiek, W., Debruin, H.A.R., Bernhofer, C., Christen, A., Van Gorsel, E., Grantz, D., Feigenwinter, C., Lehner, I., Liebenthal, C., Liu, H., Mauder, M., Pitacco, A., Ribeiro, L. and Weidinger, T., 2007. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance. *Boundary Layer Meteorol.* 123, 1–28.
- Sánchez, J. M., Kustas, W. P., Caselles, V., Anderson, M. C.: 2008, Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations, *Remote Sensing of Environment*, 112(3): 1130-1143.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V.: 2005, *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, U.K., 505 pp.
- Williams, M., Richardson, A.D., Reichstein, M., Stoy, P.C., Peylin, P., Verbeeck, H., Carvalhais, N., Jung, M., Hollinger, D.Y., Kattge, J., Leuning, R., Luo, Y., Tomelleri, E., Trudinger, C.M., Wang, Y.P., 2009. Improving land surface models with Fluxnet data. *Biogeosciences*, 6: 1341–1359.
- 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., Verma, S., 2002. Energy balance closure at Fluxnet sites. *Agric. For. Meteorol.* 113, 223–243.

Valoración personal

Este trabajo se realizó para la asignatura de *Trabajo de Fin de Grado*, bajo la tutela del Dr. Joan Cuxart, en el año académico 2013-2014 y para realizarlo se ha tenido que invertir muchas horas en bibliografía, tratamiento de datos, interpretación de los resultados y redacción.

Dudo mucho de que en el trabajo quede reflejado lo que realmente se ha aprendido a lo largo de los 5 meses (Febrero – Junio) que ha durado el proyecto. Desde mi punto de vista, la parte más dura ha sido el tratamiento de los datos que siempre daba problemas. A pesar de las horas invertidas tanto por mí como de las personas que me ayudaron, el esfuerzo me ha servido como una primera introducción al lenguaje de programación MATLAB en el cual están hechos todos los *scripts*, funciones y gráficas utilizadas para la redacción de este informe.

Lo cierto es que me hubiese gustado tener algo más de tiempo para haber propuesto métodos más desarrollados con tal de compararlos entre sí y haber podido llegar a conclusiones más firmes. Sin embargo, por falta de tiempo, no fue posible. Por tanto, acabo el proyecto sabiendo que mi corta dedicación ha sido útil tanto par Joan como para mí, como para futuros estudiantes que estén interesados en el tema y quieran desarrollar su trabajo en torno al problema del residuo que parece que no tiene fin.