

MEDIDA DE FLUJOS DE ENERGÍA EN SUPERFICIE EN UN SISTEMA ADEHESADO Y ANÁLISIS DE SU DISTRIBUCIÓN ESPACIAL CON VISTAS A LA INTEGRACIÓN CON SENSORES REMOTOS.

A. Andreu^{1*}, A. Graf², M.J. Polo³ y M.P. González-Dugo¹

¹Departamento de producción ecológica y recursos naturales. IFAPA, Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera de Andalucía, Apdo. 3048 ES-14071 Córdoba, España. email: ana.andreu.mendez@juntadeandalucia.es.

²Forschungszentrum Jülich IBG-3, Wilhelm-Johnen-Straße, 52428 Jülich, Alemania.

³Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial e Hidrología del Instituto Interuniversitario del Sistema Tierra en Andalucía, Universidad de Córdoba, Campus Rabanales, Edificio Leonardo Da Vinci, ES-147071, Córdoba, España.

RESUMEN. Se ha instalado un sistema de medida de flujos de energía en superficie, con especial atención a la evapotranspiración, en una dehesa localizada en la cuenca del río Guadalquivir. Mediante un sistema de covarianza de torbellinos, junto con medidas complementarias e integrando datos ofrecidos por sensores a bordo de satélites, se modelarán y validarán los balances de agua y energía en la zona no saturada del suelo. Esto permitirá profundizar en la comprensión de los procesos hidrológicos, atmosféricos y fisiológicos que afectan al funcionamiento de dicho ecosistema, mejorando su gestión y conservación. Los datos se han procesado usando la aplicación TK3 (Mauder y Foken, 2004), obteniendo un cierre de balance del 86% para el periodo de verano, con una contribución pico a los flujos de energía localizada dentro del área comprendida en un radio de 500 metros.

ABSTRACT. A surface energy fluxes measurement system, with a special focus on the evapotranspiration component, has been implemented over a dehesa ecosystem located in the Guadalquivir river basin. An eddy covariance system with complementary ground measurements and the integration of remote sensing data will assist the modelling and validation, in the unsaturated soil zone of the water and surface energy balance. This may provide a better understanding of the hydrological, atmospheric and physiological processes which affect the dynamics of this ecosystem, improving the management and conservation. After processing the data using TK3 software package (Mauder and Foken, 2004), the closure of the energy balance during the summer season was around 86%, with the peak fluxes contribution around 500 meters.

1.- Introducción

La dehesa es el sistema agroforestal más extenso de Europa, cubriendo más de tres millones de hectáreas en la Península Ibérica y Grecia (Grove y Rackham, 2001; Papanastis, 2004). Es reconocido como ejemplo de uso sostenible de los recursos naturales y juega un papel fundamental en el desarrollo rural y territorial. Se trata de un sistema agro-silvo-pastoral formado por árboles dispersos (predominantemente quercíneas) combinados con

cultivos, pastos y arbustos (Díaz et al., 1997; Plieninger y Wilbrand, 2001).

Las dehesas se localizan bajo un clima Mediterráneo con unas condiciones extremas que unidas a una gran variabilidad en las precipitaciones (Le Houerou, 1987) provocan fuertes sequías periódicas. Aun siendo definidas las especies de roble ibérico como “reguladoras” en términos de uso de agua (Rambal, 1993), con mecanismos de control frente a las sequías, la dinámica del agua en el suelo tiene un papel central en la disminución de las masas forestales (Brasier et al., 1993; Gallego et al., 1999; Sánchez et al., 2002), existiendo actualmente pocos estudios relativos a este tipo de problemática. Además, en las últimas décadas la dehesa se ha enfrentado a múltiples amenazas ambientales derivadas de un uso intensivo de la tierra y de cambios socioeconómicos (Schnabel y Ferreira, 2004; Pulido y Díaz, 2005).

La comprensión de los procesos hidrológicos, atmosféricos y fisiológicos que afectan al funcionamiento de este ecosistema contribuiría a mejorar su gestión y conservación. En este sentido la dinámica de la evapotranspiración (ET) de sus cubiertas es un indicador clave para evaluar el estado del sistema, especialmente en un entorno limitado de agua como es la zona de estudio, en la Sierra Morena de la provincia de Córdoba.

Para el seguimiento del estado hídrico de este tipo de cubiertas se ha diseñado una experiencia que combina la medida directa de los flujos de energía en superficie mediante un sistema de covarianza de torbellinos instalado en una torre a gran altura, con medidas complementarias en tierra como la temperatura de la superficie, la humedad del suelo o la escorrentía registrada en un embalse cercano, con datos de sensores remotos a bordo de satélites de observación de la tierra. El sistema de covarianza de torbellinos proporciona una base sólida para la medida de flujos de energía en superficie, permitiendo obtener directamente los diferentes componentes del balance medidos de manera independientemente (Itier y Brunet, 1996; Twine et al., 2000).

En este trabajo se presenta una evaluación preliminar de este sistema, incluyendo el procesamiento y análisis de los primeros resultados y el estudio del área portadora de flujo a la torre o *footprint* para determinar la homogeneidad de la zona y cuantificar la aportación de los elementos espaciales de las imágenes de satélite dentro del estudio posterior. Se ha evaluado la calidad de los datos de los

flujos de energía mediante el criterio del cierre del balance (Li et al., 2004; Leuning et al., 2005), realizándose una estimación del flujo de almacenamiento de calor en la biomasa (Steward y Thom, 1973; Steward, 1978) para comprobar la importancia relativa de éste en el balance total, dado que en ecosistemas forestales con vegetación alta puede no ser despreciable (Foken et al., 2006).

2.- Material y métodos

2.1.- Área de estudio

El área de estudio se encuentra dentro de la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, en una subcuenca perteneciente al arroyo Martín Gonzalo (48.26 km² de superficie), en el municipio de Cardena. La torre de medida se localiza en la finca Santa Clotilde (38.210:-4.2876,740 m.s.n.m.), una dehesa típica (con predominancia de *Quercus Ilex L.*) con paisaje alomado y pendientes suaves, con cabaña ganadera en extensivo vacuna y porcina. La finca está dividida en cuatro áreas y cada año se ara y se siembra una de ellas. La fertilización es ocasional.

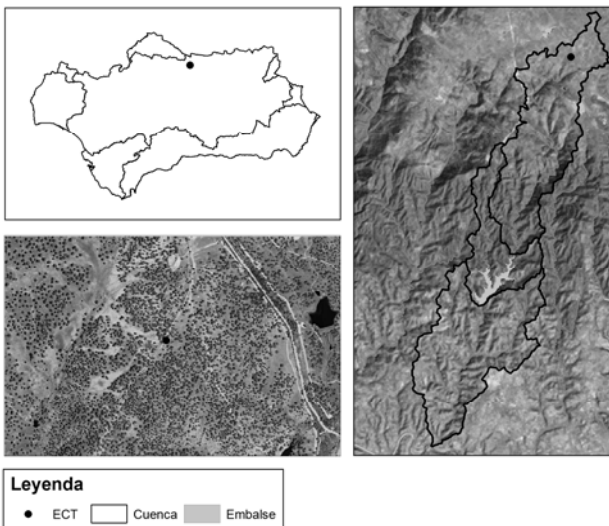


Fig. 1. Localización del área de estudio

El clima Mediterráneo continental de este área está caracterizado por una precipitación media de 720 mm anuales (entre 570 y 970 mm), con inviernos fríos y veranos secos y largos, expuesto a sequías periódicas. La temperatura media anual es de 15,3 °C, siendo enero el mes más frío, con medias de 7 °C y Julio el más caluroso, con 25,4 °C de media.

2.2.- Descripción del equipo de medida de flujos de energía en superficie

La ET es uno de los principales componentes del balance de energía en superficie (eq.1), pudiendo definirse como la energía empleada para transportar el vapor de agua desde el interior de las hojas o el suelo hasta la atmósfera y denominándose en ese caso flujo de calor latente [Wm⁻²].

El resto de componentes del balance son el flujo de radiación neta que llega a la superficie (Rn), el flujo de energía en forma de calor que se intercambia por conducción entre la superficie del cultivo y el suelo (G) y el flujo de calor sensible (H), que es el flujo de energía en forma de calor intercambiado por convección entre la superficie y la atmósfera:

$$Rn = G + LE + H + S + P \quad (1)$$

En la ecuación 1 solo se consideran flujos verticales, ignorando la energía que se transfiere por advección y se simplifica atendiendo al valor relativo de los flujos despreciando la fotosíntesis (P) o el almacenamiento de calor en el seno del sistema (S).

En este trabajo todos los componentes del balance de energía, Rn, G, H y LE son medidos directamente en campo. Los flujos turbulentos se miden mediante un sistema de covarianza de torbellinos, basado en la covarianza estadística entre la concentración de interés y la velocidad vertical de los remolinos turbulentos ascendentes y descendentes. Al ser estas fluctuaciones muy rápidas, los cambios en la concentración, en la densidad o en la temperatura han de ser medidos a mucha velocidad y con gran precisión.

En un flujo turbulento, el flujo vertical se puede representar como el producto de la densidad media del aire (ρ_a) y la covarianza media entre las desviaciones instantáneas de la velocidad del viento vertical (w) y el cociente de mezcla (s):

$$F = \overline{\rho_a w' s'} \quad (2)$$

Este método calcula la media del flujo de calor latente para un intervalo de tiempo a partir de la covarianza entre w y la desviación instantánea de la humedad específica del aire (q) respecto al valor medio, mediante la expresión:

$$LE = \lambda \rho_a \overline{w' q'} \quad (3)$$

siendo λ el calor latente de vaporización. Análogamente, el flujo de calor sensible es igual a ρ_a multiplicada por la covarianza entre las desviaciones instantáneas de la velocidad del viento vertical (w) y la temperatura (T).

$$H = \rho_a C_p \overline{w' T'} \quad (4)$$

siendo C_p el calor específico del aire a presión constante.

Esta metodología es muy robusta y su uso se ha extendido con rapidez en todo el mundo en los últimos años (Baldocchi et al., 2001), pero requiere de una instrumentación relativamente frágil y costosa, con un mantenimiento constante. Las áreas adecuadas para instalar una torre de covarianza de torbellinos (ECT) deben tener una pendiente reducida, con una zona suministradora de flujo (*fetch*) suficientemente extensa y una vegetación homogénea y uniforme.

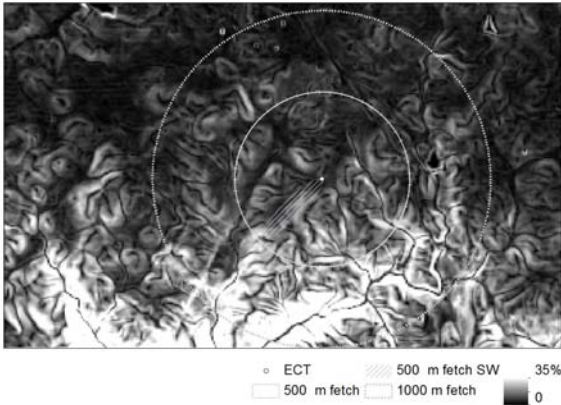


Fig. 2. Mapa de pendiente del área de estudio

El equipo de medida está situado en una torre con una altura de 18 metros, adecuada a la altura media de los árboles (7 metros), a la baja pendiente, a la cobertura vegetal uniforme y a la frecuencia de respuesta de los instrumentos. El *fetch* es de al menos 1000 metros en todas las direcciones.

Para obtener las componentes turbulentas del balance de energía en superficie, se ha medido la velocidad del viento con un anemómetro sónico tridimensional (modelo CSAT3, Campbell Scientific) y la humedad específica con un higrómetro de respuesta rápida (modelo Krypton KH20, Campbell Scientific).

La temperatura se determina sónicamente, siendo corregida posteriormente por los efectos de la humedad (Schotanus et al., 1983). El anemómetro se orientó en la dirección del viento predominante (suroeste). La separación entre los sensores es de 20 cm, de acuerdo con las recomendaciones del fabricante (Campbell Scientific) y la altura de la torre. Estas medidas son registradas en un datalogger (modelo CR1000, Campbell Scientific) a 10 Hz de frecuencia. Para el procesamiento de los datos en alta frecuencia, la temperatura y la humedad son medidas de manera independiente utilizando una sonda (modelo Vaisala HMP155).

Un radiómetro neto (modelo NR-Lite, Kipp & Zonen) emplazado en la torre mide la radiación solar neta, asegurando la no interferencia de los demás instrumentos en la medida. La radiación neta es registrada cada 5s almacenándose los promedios cada media hora. El flujo de calor del suelo se determina mediante placas de flujo de calor calibradas por el fabricante (modelo HFP01, Hukseflux Thermal Sensors) instaladas a 0,08 m de profundidad, enterradas junto a dos termopares a 0,02 y 0,06 m (Fuch y Tanner, 1967). Para representar la heterogeneidad de la zona, dichas medidas han de tomarse en al menos dos localizaciones, en la zona de exclusión situada en el pasto abierto y debajo de una encina, habiendo sido instalado el equipo de medida en esta última zona en el mes de marzo, con posterioridad al resto del equipamiento. Se registran los promedios cada media hora de las medidas

tomadas cada 5s en un datalogger similar al instalado en la torre (modelo CR1000, Campbell Scientific).



Fig. 3. Torre de covarianza de torbellinos. Zona de exclusión en pasto abierto. Zona de contribución al flujo

2.3.- Procesado de los datos de las componentes del balance de energía en superficie

El conjunto de datos de los flujos turbulentos (LE y H) requiere de un procesado posterior que incluye la extracción de anomalías (Vickers y Mahrt, 1997), la transformación del sistema de coordenadas para evitar fallos derivados del alineamiento del equipo (Wilczak et al., 2011), la corrección de las fluctuaciones en la densidad del aire (Webb et al., 1980), la corrección para el higrómetro de la absorción del oxígeno (Tanner et al., 1993) y por último la debida a la separación espacial entre sensores (Moore et al., 1986). Para vegetación alta con alturas de medida elevadas, el tamaño de los torbellinos se incrementa con la altura (Kaimal y Finnigan, 1994; Lee et al., 2004; Foken, 2006), siendo menor la influencia que tiene la separación de los sensores en los resultados. En este trabajo se ha realizado el procesado de los datos mediante la aplicación TK3 (Mauder y Foken, 2004), que incluye las correcciones necesarias facilitando la obtención de los resultados finales y su posterior análisis.

El flujo de calor en la superficie del suelo se calcula añadiendo a la medida directa del flujo a una profundidad determinada la energía almacenada en la capa situada encima de los platos de flujo. La capacidad calorífica del suelo y el cambio en la temperatura durante el intervalo son necesarias para calcular la energía media almacenada (S_g, Wm^{-2}):

$$S_g = \frac{(T_i - T_{i-1})C_s D}{t} \quad (5)$$

siendo T_i la temperatura actual, T_{i-1} la temperatura anterior, D la profundidad del plato de flujo en metros, C_s la capacidad calorífica del suelo [$Jm^{-3}C^{-1}$], y t el intervalo de tiempo en segundos. Para calcular la capacidad calorífica es necesario conocer el valor de la densidad, del contenido de agua en el suelo y del calor específico del suelo seco. Las medidas del radiómetro neto son

corregidas por la velocidad del viento medida con el anemómetro sónico siguiendo las recomendaciones del fabricante (Campbell Scientific).

2.4.- Cálculo de las componentes del balance de energía en superficie

El balance de energía ha de quedar cerrado, siguiendo la ecuación 1, sin embargo los flujos turbulentos obtenidos por el procedimiento descrito son normalmente subestimados si la suma se compara con la energía disponible ($R_n - G$). El error medio se encuentra alrededor del 20 - 30 % (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002; Foken, 2008; Hendricks Franssen et al., 2010), siendo este el umbral que se usa como criterio para determinar la calidad de los datos. Las causas aun no están claras y parecen derivar de varios factores como la influencia que ejerce la advección horizontal, el almacenamiento de calor en la vegetación alta, las divergencias de flujo, el proceso de la fotosíntesis, los errores de medida en la R_n y G o en los flujos turbulentos, de la frecuencia de respuesta de los sensores o de la separación de los instrumentos.



Fig. 4. Sistema de medida. CSAT3 y KH20. Radiómetro Neto

Twine et al. (2000) compararon diferentes métodos para forzar el cierre de balance, bien manteniendo la relación de Bowen (ratio entre H y LE) o asumiendo que H se mide con precisión y resolviendo LE como residuo de la ecuación de balance de energía (ec. 1). Brotzge y Crawford (2003) sugieren que el mejor modo de cierre del balance de energía en superficie con el método de covarianza de torbellinos es el método del residuo, puesto que la técnica del cociente de Bowen tiende a subestimar LE bajo condiciones altamente evaporativas. Por ello en este caso se han calculado los valores de ET forzando el cierre de balance de energía utilizando el método del residuo.

Una vez realizadas las correcciones descritas y habiendo forzado el cierre de balance mediante el método de los residuos, se obtienen valores promediados cada media hora de las cuatro componentes del balance de energía para el periodo de verano analizado (11 de junio a 31 de agosto de 2012).

2.5.- Área portadora de flujo a la torre (*footprint*)

Para determinar donde se sitúa el área que contribuye en mayor medida a los flujos medidos, se ha calculado una solución aproximada para la contribución relativa al flujo vertical de acuerdo a Schuepp et al., (1990). Se ha realizado asimismo un análisis mediante el software TK3, usando el modelo de Kormann y Meixer (2001) y determinando la influencia de la cubierta objetivo en los flujos.

2.6.- Caracterización en campo del área de estudio y medidas complementarias

Para la correcta medida de los flujos de energía y la posterior estimación de los balances de agua y energía es necesario una precisa caracterización de la zona, determinando las propiedades del suelo y realizando un seguimiento periódico de su humedad, de la temperatura y humedad del aire, de la radiación solar total, de la temperatura de la cubierta arbórea y del pasto, y de la fracción de suelo cubierto con cada uno de los estratos de vegetación.

La textura del suelo ha sido determinada mediante el método del Hidrómetro de Bouyoucos, adaptado de Gee y Bauder (1986). La densidad se ha determinado mediante el método del cilindro impulsado en el suelo, como el promedio de 5 puntos seleccionados al azar, obteniendo un valor de $1,57 \text{ g/cm}^3$. La profundidad máxima es de 1.5 m, siendo la profundidad media de 0.6 m. El contenido de agua en suelo fue calculado como la diferencia entre peso húmedo y seco de cinco muestras tomadas al azar cada 15 días, extraídas cada 30 cm hasta una profundidad máxima de 90 cm. El peso directo de las muestras representa el peso húmedo. Las muestras son secadas en una estufa a 105° durante dos días, obteniendo el peso seco.

La fracción de cobertura ha sido calculada con técnicas de análisis de imágenes aéreas, obteniendo un valor de 0,19 para la cobertura arbórea en el periodo de verano. Estas medidas se complementan con estimaciones derivadas de índices de vegetación mediante imágenes de satélite y medidas del índice de área foliar (LAI) en campo. Las medidas en campo se toman con un ceptómetro lineal AccuPAR (modelo LP-80, Decagon Devices) siguiendo la distribución del ecosistema, integrando el LAI de las encinas, relativamente constante durante todo el año, junto con el de la capa herbácea, con una marcada variación estacional.

Se han determinado en campo parámetros significativos para la descripción de la estructura de la vegetación, como el tamaño de hoja (0,02m), la altura del pasto medido de manera periódica y el diámetro medio del tronco de los árboles medido a la altura del pecho, situado a 1,3m (DBH = 1,52m).

Los datos meteorológicos necesarios para la posterior integración de datos de sensores remotos se miden de manera continua mediante la sonda de humedad y temperatura localizada en la torre, un piranómetro (modelo LP02, Campbell Scientific) para la radiación solar y un pluviómetro (modelo ARG100 Tipping Bucket Raingauge, EML) instalados en el área de exclusión.

La temperatura superficial de la cobertura arbórea y el pasto, cuya medida en tierra está destinada a contrastar las medidas de temperatura proporcionadas por las imágenes, se realiza con dos radiómetros de infrarrojos (SI 111, Campbell Scientific) localizados en la ECT y en la zona de exclusión en el pasto. Al estar influida la altura del pasto por la cabaña ganadera en extensivo, la medida de la temperatura de la capa herbácea se realiza fuera de la zona de exclusión.

3.- Resultados y discusión

Se han calculando los valores diarios de las cuatro componentes del balance, obteniéndose para el periodo analizado un valor medio de cierre del 86%, con una desviación típica del 6%. El error medio del cierre de balance de los flujos de energía medidos en la torre de covarianza de torbellinos se encuentra dentro del intervalo indicado por otros autores, estando alrededor de un 14% (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002; Foken, 2008; Hendricks Franssen et al., 2010). La figura 5 muestra la comparación entre la energía disponible y la suma del flujo de calor sensible y latente, siendo el coeficiente de determinación r^2 de 0,95. Cuando los valores de los flujos de energía son bajos, existe una sobreestimación de LE+H o una subestimación de Rn-G, tendencia que se invierte cuando los valores son altos.

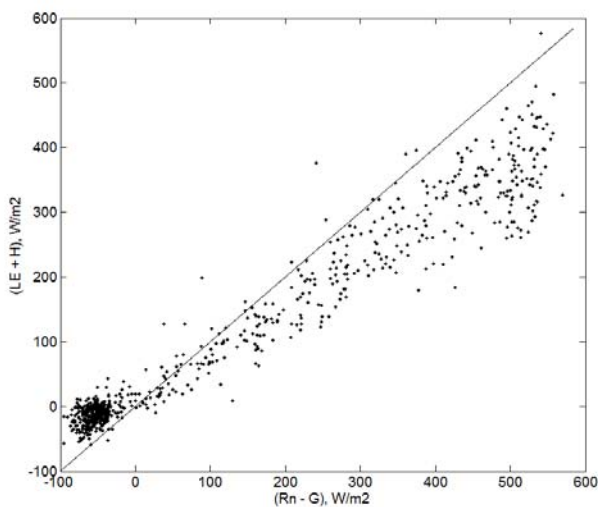


Fig. 5. Comparación entre la media semi-horaria de la suma del flujo de calor sensible y latente medidos en la ECT y la radiación neta menos el flujo de calor al suelo

El patrón diurno de variación de los flujos de energía para un día típico seco (21 de Julio 2012) con cielos claros se representa en la figura 6, donde se ha forzado el cierre de balance mediante el método del residuo. Típicamente, durante periodos secos, el calor sensible alcanza su máximo valor a mitad de la tarde, mientras que el flujo de calor al suelo lo hace más temprano, para llegar al mínimo después

del anochecer. El calor latente aumenta durante el día, pero se mantiene bajo reflejando la falta de agua disponible en el suelo para ser transpirada y/o evaporada, siendo la razón de Bowen mucho mayor que para un día con el suelo húmedo.

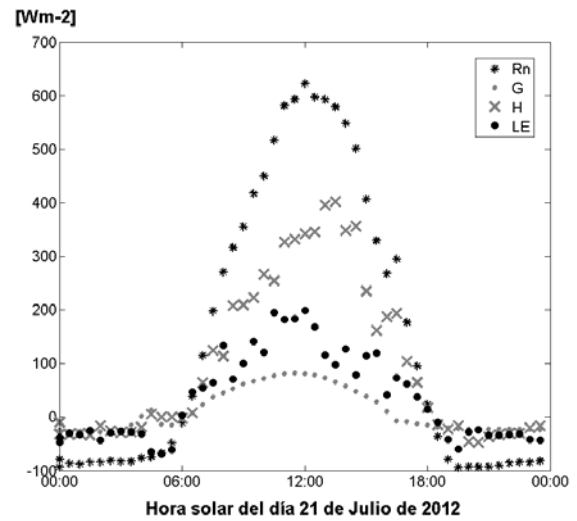


Fig. 6. Flujo diario de cada componentes del balance de energía en superficie medidas en la ECT para un día seco típico con cielos claros (21 de julio de 2012)

Normalmente y debido a la pequeña magnitud del flujo de calor del suelo comparado con los demás componentes, en muchos estudios de balance de energía se estima de manera simplificada o se desprecia a escala diaria.

Tabla 1. Ejemplo de los valores medidos de las cuatro componentes del balance de energía a escala diaria [$MJm^{-2}d^{-1}$] en una quincena

Día del año	Flujos de energía diarios [$MJm^{-2}d^{-1}$]			
	Rn	G	H	LE
199	13,72	1,43	9,28	3,01
200	13,27	1,53	8,51	3,23
201	12,06	1,43	7,42	3,21
202	11,47	1,31	8,26	1,90
203	12,54	1,08	8,46	3,00
204	13,00	1,34	9,29	2,37
205	13,56	1,32	10,49	1,75
206	13,33	1,14	10,60	1,59
207	8,68	1,07	7,23	0,38
208	12,84	0,53	10,06	2,26
209	13,59	0,89	9,98	2,72
210	14,01	0,77	10,95	2,29
211	13,13	0,98	9,99	2,16
212	12,12	1,04	9,43	1,64
213	11,13	1,07	8,06	2,00

En esta zona, sin embargo, G supone un 10% del total de radiación neta disponible, con una media de $1,07 MJ m^{-2}d^{-1}$ para el periodo analizado.

El flujo de calor sensible supone un porcentaje medio del 73% ($\sigma = 6\%$), mientras que el calor latente representa únicamente un 17% del total de la energía disponible ($\sigma = 5\%$). Ambas cantidades son consistentes con la escasez de agua derivada de las condiciones climáticas de la zona de estudio, con altas temperaturas y ausencia de precipitación en un periodo prolongado (acentuado por la sequía del año de estudio) y con el control que la humedad del suelo ejerce sobre la partición de la energía disponible entre el flujo de calor sensible y latente (Entekhabi y Rodriguez-Iturbe, 1994).

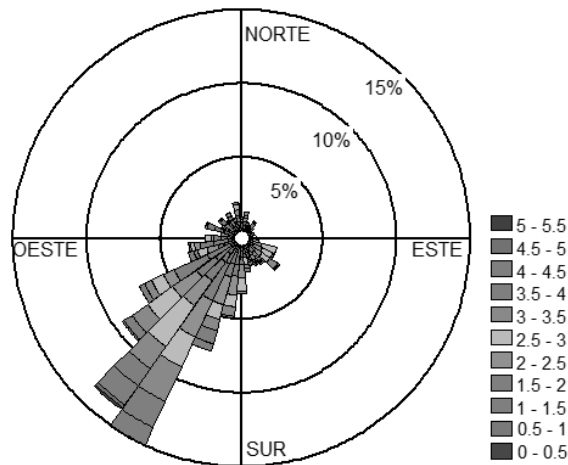


Fig. 7. Rosa de los vientos

Se ha realizado una estimación del flujo de almacenamiento de calor en la biomasa (Steward y Thom, 1973; Steward, 1978) para comprobar la importancia relativa de éste en el balance total, dado que en ecosistemas forestales con vegetación alta puede no ser despreciable (Foken et al., 2006).

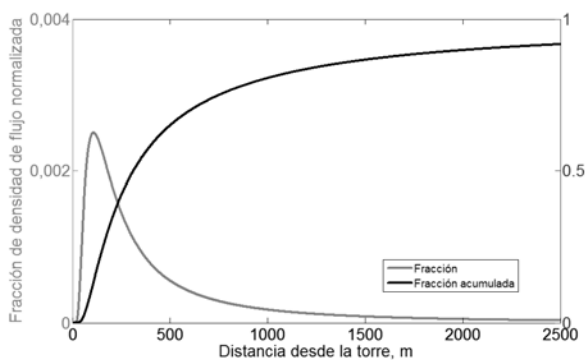


Fig. 8. Contribución del área portadora al flujo medido en la ECT según Schuepp et al., (1990)

Contabilizando el flujo de almacenamiento de calor en la biomasa en este ecosistema en el cierre de balance, este no mejora perceptiblemente, suponiendo el almacenamiento un 1% del total de la radiación neta. Sin embargo su determinación requeriría un análisis más profundo en el

caso de dehesas con una densidad arbórea mayor a la de la zona de estudio.

Se ha analizado la dirección del viento en el periodo estudiado, para determinar con precisión el área portadora de los flujos que más contribuye a las medidas realizadas en la ECT, comprobándose que la componente suroeste es la predominante, siendo la intensidad media de 2,24 m/s con máximos localizados al mediodía.

El área con una contribución máxima a los flujos de energía medidos en la torre se encuentra, según la solución aproximada de Schuepp et al., (1990), antes de llegar a los 500 metros (Fig. 8), a una distancia media de 110 metros del punto de medida. El 60% del flujo captado por la ECT proviene de la superficie comprendida entre 0 y 500 m, llegando al 80% en los 1000 primeros metros.

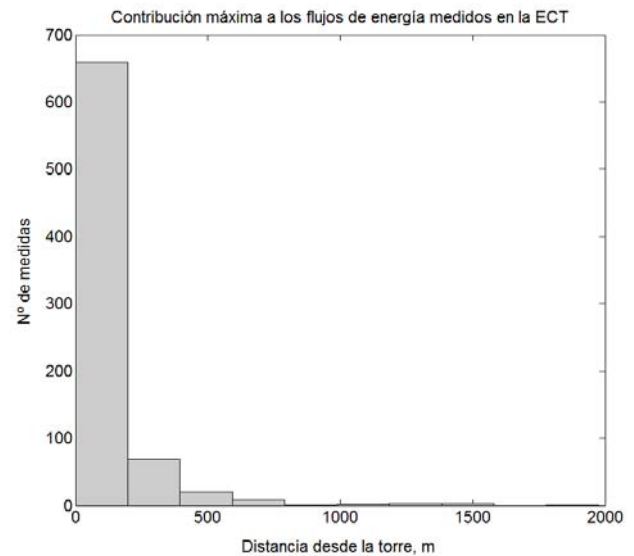


Fig. 9. Localización del área de contribución máxima al flujo medido en la ECT según Kormann y Meixer (2001)

Según el análisis realizado con el modelo de Kormann y Meixer (2001) el 76% del área que contribuye al flujo de energía se encuentra dentro de los 1000 primeros metros para el periodo estudiado. Las fracciones más bajas, en las cuales el área dentro de los 1000 metros apenas contribuye a los flujos, se obtienen durante la noche. La contribución máxima se localiza en los primeros 200 metros (Fig. 9).

Esto indica que las diferencias en la cobertura vegetal no son un problema en esta zona, porque el sistema dehesa se encuentra extendido de manera homogénea y uniforme al menos 1000 metros en todas direcciones. De la misma manera será posible integrar información proveniente de satélites de observación de la tierra de media resolución espacial (tamaño de pixel entre 30 y 120 metros) e incluso de baja resolución (250m – 1km de tamaño de pixel) (Fig. 10).

4.- Conclusiones

Debido a que el error medio del cierre del balance de los flujos de energía medidos en la torre de covarianza de torbellinos se encuentra dentro del intervalo aceptado por la comunidad científica, se puede concluir que los datos poseen una calidad adecuada para su posterior uso como medidas directas de flujos de energía en superficie.

El patrón de los flujos de energía responde a un periodo típico seco con baja humedad en el suelo y altas temperaturas, con valores muy altos de flujo de calor sensible (73% de la Rn), bajos de flujo de calor latente (17% de la Rn) y un flujo de calor del suelo no despreciable a escala diaria y de una importancia similar a LE (10% de la Rn). Se ha comprobado que el almacenamiento de calor en la biomasa es despreciable en este caso.

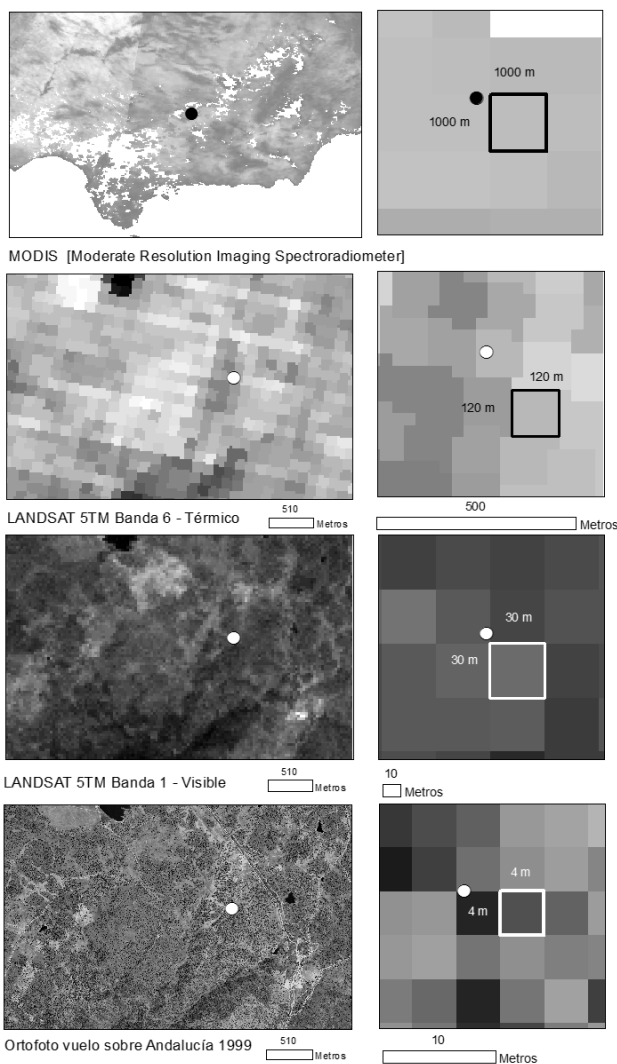


Fig. 10. Área de estudio (la ECT está localizada con un punto) visualizada mediante satélites con diferente resolución espacial

Con los dos métodos utilizados en el análisis del área portadora de flujo, la contribución máxima se encuentra antes de llegar a los 500 metros y al menos un 76% del área

que contribuye al flujo se encuentra dentro de los 1000 metros de radio. Por lo tanto, la zona que contribuye al flujo medido por la torre se sitúa en el uso de suelo caracterizado como dehesa, con cubierta vegetal homogénea y uniforme, siendo adecuada para analizar los procesos localizados en este tipo de ecosistema y para comparar las mediciones con satélites de resolución media (tamaño de píxel entre 30 y 120 metros) e incluso con sensores de baja resolución (250m - 1 km de tamaño de píxel).

El análisis de las series obtenidas constituye una valiosa base de datos para la caracterización del balance de energía en la zona no saturada del suelo, permitiendo profundizar en el estudio de los mecanismos de resistencia al estrés hídrico que posee este tipo de vegetación y en la importancia como factor regulador en ecosistemas semi áridos de la humedad del suelo, desde escala detalle hasta nivel regional mediante el uso de series de imágenes por satélite.

5.- Bibliografía

- Baldocchi, D.D., E. Falge, y Coautores, 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystems-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities [Review]. *Bull. Am. Met. Soc.* 82 (11): 2415-2434.
- Brasier, C.M., F. Robredo, y J. Ferraz, 1993. Evidence for *Phytophthora cinnamomi* involvement in Iberian oak decline. *Plant Pathol.* 42, 140-145.
- Brotzge, J. A., y K. C. Crawford, 2003. Examination of the surface energy budget: A comparison of eddy correlation and Bowen ratio measurement systems, *J. Hydrometeorol.*, 4, 160-178.
- Díaz, M., P. Campos, y F.J. Pulido, 1997. Spanish Dehesas: a diversity in land-use and wildlife, en *Farming and birds in Europe*, ed. Pain D.J. y Pienkowski, M.W., Academic, London.
- Entekhabi, D., e I. Rodríguez-Iturbe, 1994. Analytical framework for the characterization of the space-time variability of soil moisture, *Adv. Water Res.* 17, 35-45.
- Foken, T., 2008a. *Micrometeorology*. Springer, Berlin, Heidelberg, 308.
- Foken, T., 2008b. The energy balance closure problem-An overview. *Ecol. Appl.* 18, 1351-1367.
- Foken, T., F. Wimmer, M. Mauder, C. Thomas, y C. Liebethal, 2006. Some aspects of the energy balance closure problem, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4395-4402, doi:10.5194/acp-6-4395-2006.
- Fuchs, M., and Tanner, C. B., 1967. Evaporation from a drying soil, *J. Appl. Meteorol.*, 6, 852-857.
- Gallego, F.J., A. Pérez de Algaba, y R. Fernández-Escobar, 1999. Etiology of oak decline in Spain. *Eur. J. For. Pathol.* 29, 17-27
- Gee, G.W., y J.W. Bauder, 1986. Particle-size Analysis en *Methods of Soil Analysis Part 1*, Physical and Mineral Methods Second Edition, ed. Klute, A., American Society of Agronomy- Soil Science Society of America, 677 South Segoe Road, Madison, WI 53711, USA.
- Grove, A. T., y O. Rackham, 2001. *The nature of Mediterranean Europe: an ecological history*. Yale University Press, New Haven, CT.
- Hendricks Franssen, H.J., R. Stöckli, I. Lehner, E. Rotenberg, y S. I. Seneviratne, 2010. Energy balance closure of eddy-covariance data: A multisite analysis for European FLUXNET stations. *Agric. Forest Met.* 150 (12), 1553-1567.
- Itier, B. y Y. Brunet, 1996. Recent developments and present trends in evaporation research: a partial survey, en *Evapotranspiration and Irrigation Scheduling. Proceedings of the International Conference*. Nov. 3-6, 1996. San Antonio, Texas. ASAE.

- Kaimal, J.C., y J.J. Finnigan, 1994. *Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement*. Oxford University Press, New York, NY, 289.
- Kormann, R. y F.X. Meixner, 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorol.* 99, 207-224.
- Le Houerou, H.N., 1987. Indigenous shrubs and trees in the silvopastoral systems of Africa, en *Agroforestry: A Decade of Development*, ed. Steppeler, H.A., y Nair, P.K.R. International Council for Research in Agroforestry, Nairobi, 139–156.
- Lee, X., W.J. Massman, y B. Law, 2004. *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer, Dordrecht, 250.
- Leuning, R., H.A. Cleugh, S. Zegelin y D. Hughes, 2005. Carbon and water fluxes over a temperate Eucalyptus forest and a tropical wet/dry savanna in Australia: measurements and comparison with MODIS remote sensing estimates. *Agric. For. Meteorol.* 129, 151–173.
- Li, F., T. J. Jackson, W. P. Kustas, T. J. Schmugge, A. N. French, M. H. Cosh, y R. Bindlish, 2004. Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote sensing of environment*, 92, 521-534, DOI: 10.1016/j.rse.2004.02.018
- Mauder, M., y T. Foken, 2004. *Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2*, Universitaet Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Arbeitsergebnisse, 26.
- Moore, C. J., 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorol.* 37,17-35.
- Papanastasis, V.P., 2004. Vegetation degradation and land use changes in agrosilvopastoral systems, en *Sustainability of agrosilvopastoral systems*, ed. Schnabel, S., y Ferreira, A. Advances in GeoEcology, 37. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany, 1–12.
- Plieninger, T., y C. Wilbrand, 2001. Land use, biodiversity conservation, and rural development in the dehesas of Cuatro Lugares, Spain. *Agroforest. Syst.* 51, 23–34.
- Pulido, F., y M. Diaz, 2005. Regeneration of a Mediterranean oak: a whole cycle approach. *Ecoscience.* 12, 92–102.
- Rambal, S., 1993. The differential role of mechanisms for drought resistance in a Mediterranean evergreen shrub: a simulation approach. *Plant Cell Environ.* 16, 35–44.
- Sánchez, M.E., P. Caetano, J. Ferraz, y A. Trapero, 2002. Phytophthora disease of Quercus ilex in south-western Spain. *For. Pathol.* 32, 5–18.
- Schnabel, S., y A. Ferreira, 2004. Prolog, en *Sustainability of agrosilvopastoral systems*, ed. Schnabel, S., y Ferreira, A. Advances in GeoEcology, vol 37. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany, 1–2.
- Schotanus P, F.T.M. Nieuwstadt, y H.A.R. DeBruin, 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. *Boundary-Layer Meteorol.* 26, 81-93.
- Schuepp, P.H., M.Y. Leclerc, J.I. MacPherson, y R.L. Desjardins, 1990. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology*, 50(1-4), 355-373. DOI: 10.1007/BF00120530
- Stewart, J. B., y A. S. Thom, 1973. Energy Budgets in pine forest. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 99,154-170.
- Stewart, J. B., 1978. *A micrometeorological investigation into the factors controlling the evaporation from a forest*. Unpublished PhD Thesis. Reading University. 211.
- Tanner, B.D., E. Swiatek, y J. P. Green, 1993. Density fluctuations and use of the krypton hygrometer in surface flux measurements, en *Management of Irrigation and Drainage Systems: Integrated Perspectives*, ed. Allen, R.G., y Neale, C.M.U., Proceedings of National Conference on Irrigation and Drainage Engineering. ASCE, Park City, UT, July, 945–952.
- Twine, T. E., W. P. Kustas, J. M. Norman, D. R. Cook, P. R. Houser, T. P. Meyers, J. H. Prueger, P. J. Starks, y M. L. Wesely, 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. Forest. Meteor.* 103, 279–300.
- Vickers, D., y L. Mahrt, 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 14, 512–526.
- Webb, E.K., G.I. Pearman, y R. Leuning, 1980. Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart J Roy Meteorol Soc.* 106,85-100.
- Wilczak, J.M., S.P. Oncley, y S.A. Stage, 2001. Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorol.* 99, 127-150.
- Wilson, K. B., A. H. Goldstein, y F. Falge, 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. Forest. Meteorol.* 113, 223–243.