

## BALANCE DE ENERGÍA SOBRE UNA SUPERFICIE CULTIVADA EN EL SUDESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Silvina Righetti<sup>1,2</sup>, María Isabel Gassmann<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN. UBA.

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 6 de diciembre de 2011, en su versión final el 4 de febrero de 2013)

### RESUMEN

Contar con valores observados de radiación neta, de flujos de calor sensible y latente en el aire, y del flujo de calor en el suelo para diversos usos de suelo permite ajustar y validar modelos atmosféricos. En este trabajo se presentan dichos flujos estimados sobre una cobertura de trigo en el sudeste de la región pampeana argentina. El análisis de la información obtenida muestra que tanto los flujos turbulentos de calor sensible y latente, como el flujo de calor en el suelo presentan una variabilidad asociada tanto a las condiciones atmosféricas como al estado de desarrollo del cultivo. Estos comportamientos están principalmente determinados por la disponibilidad de energía en el sistema modelado a través de la radiación neta, y también por la variabilidad de la estructura de la cobertura causada por variaciones en los estadios fenológicos de la misma. Los resultados mostraron una correlación entre valores máximos del flujo de cantidad de movimiento y calor latente. Durante las fases vegetativas y de floración el flujo de calor latente domina ampliamente la partición de energía, mientras que durante el llenado y maduración de frutos su rol es menor, y cobran mayor importancia los flujos de calor sensible y en el suelo.

*Palabras clave:* Balance de energía, flujos turbulentos, trigo, Provincia de Buenos Aires.

### ENERGY BALANCE ON A WHEAT CROP IN THE SOUTHEAST OF THE BUENOS AIRES PROVINCE

#### ABSTRACT

Having observational values of net radiation flux, sensible and latent heat flux in the air, and soil heat flux for varied land uses allows us to adjust and validate atmospheric models. This paper presents the estimated results of the aforementioned fluxes for a surface having a wheat crop, based on micrometeorological data observed in the south-east area of the Pampas region in Argentina. The analysis of the obtained information shows that sensible and latent heat turbulent fluxes and soil heat flux have a variability which is associated with both atmospheric conditions and development stage of the crop. These are mainly determined by energy availability in the modelled system through net radiation, and also with the canopy structure variability caused by the various crop phenological stages. Findings

show a correlation between the maximum values of momentum flux and latent heat flux. During the vegetative and flowering stages the latent heat flux dominates energy partitioning, while during filling and ripening fruit its role is smaller, and become more important the sensible heat and soil fluxes.

*Keywords: Energy balance, turbulent fluxes, wheat, Buenos Aires Province.*

## 1. INTRODUCCIÓN

La superficie terrestre constituye una interfase de gran influencia para los procesos en la atmósfera y para los intercambios entre superficie y la atmósfera que tienen una escala espacio-temporal micrometeorológica. El excedente/déficit energético en la interfase es intercambiado a través de dos mecanismos: el de conducción molecular y el de difusión turbulenta. Los procesos de transferencia de energía en el suelo son solo de índole molecular, mientras que en la atmósfera, en niveles cercanos a superficie, se encuentran presentes tanto procesos moleculares como turbulentos. Sin embargo, para espesores de aire mayores a los 5 ó 10 cm respecto de la superficie del suelo, los procesos turbulentos de la atmósfera son los que dominan en la transferencia de energía y los moleculares son despreciados.

Los estudios de balance de energía sobre superficies y bajo diferentes condiciones y uso de suelo, disponibilidad de agua, condiciones atmosféricas y manejo agrícola son útiles a la hora de calibrar y evaluar la performance de modelos de pronóstico del tiempo y del clima (Foken, 2008b). De acuerdo con Oke (1987) la ecuación general de balance de energía sobre una superficie con obstáculos puede ser representada de la siguiente forma:

$$R_n = H + L_v E + G + \Delta Q_C + \Delta Q_A \quad (1)$$

donde  $R_n$  es la radiación neta ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $H$  es el flujo de calor sensible ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $L_v$  es el calor específico de vaporización ( $\text{J}/\text{kg}$ ),  $E$  es el flujo de masa de vapor de agua ( $\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ ),  $G$  es el flujo de calor en el suelo ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $\Delta Q_C$  es el calor almacenado en el espesor ocupado por los obstáculos sobre el suelo ( $\text{W}/\text{m}^2$ ), y  $\Delta Q_A$  es la variación de calor dada por la advección

horizontal ( $\text{W}/\text{m}^2$ ). Oliphant y otros (2004) encuentran que el término de calor almacenado en la cobertura vegetal es despreciable durante el día frente al valor de los otros términos del balance. Por otra parte, si las superficies estudiadas son horizontalmente homogéneas y no presentan pendientes, el término  $\Delta Q_A$  también puede despreciarse.

La partición energética cambia acorde al tipo de superficie estudiada. Si la superficie tiene vegetación influye también el tamaño de las plantas, su estructura vertical, su distribución espacial y su estadio fenológico. Los bosques, pastizales y cultivos se comportan de diferente forma y varían dependiendo de la época del año (Oke, 1978). Además, en el caso de los cultivos, son diferentes los requerimientos cuantitativos de energía en cultivos de invierno que en los de verano. Algunos términos del balance de energía en la interfase suelo-atmósfera han sido estudiados sobre distintos uso de suelo: descubierto, con cobertura vegetal o en zonas urbanas (Qinxue y otros, 2005; Coulter y otros, 2006; Ramamurthy y Pardyjak, 2011; Cui y otros, 2012). La mayor parte de los estudios se realizan sobre superficies naturales, algunos en pastizales y mayormente en bosques (Baldocchi y otros, 2001; Soegaard y otros, 2003; Adegoke y otros, 2007; Jacobs y otros, 2007; Giambelluca y otros, 2009; Moderow y otros, 2011; Barr y otros, 2012; Fischer y otros, 2012; Kilinc y otros, 2012), aunque los análisis generalmente se remiten a estudios de carácter anual o diario, pero sin tener en cuenta la fenología de la vegetación.

En Argentina se han realizado algunas campañas experimentales para estudiar las características de la partición energética sobre superficies con cultivo extensivo (soja,

maíz, trigo) (Della Maggiora y otros, 1997; Gardiol y otros, 1997; Suero y otros, 2001; Tambascio y otros, 2002; Irigoyen y otros, 2006), desarrollándose estudios específicos sobre la componente relacionada con la evapotranspiración (Gardiol y otros, 2003) y el modelado del contenido de agua en el suelo (Gassmann y otros, 2011). Sin embargo, no se encuentra disponible en la bibliografía información acerca de valores típicos de los flujos que intervienen en el balance energético en regiones agrícolas del país. El objetivo de este trabajo es analizar la variabilidad de los términos de la ecuación de balance de energía sobre una superficie con cobertura vegetal, en un uso de suelo agrícola. Se presentará aquí el estudio de los términos del balance de energía durante el ciclo de desarrollo de un cultivo de trigo en la región sudeste de la Pampa argentina (37°S), para cuantificar el valor de los flujos de calor sensible, latente y de calor en el suelo para esta región de producción agrícola durante algunos estadios fenológicos del cultivo. El estudio abarcó los meses de octubre a enero, llegando hasta el momento de la cosecha. Además se presentará un breve estudio de la modificación del parámetro de rugosidad durante el ciclo del cultivo y la variabilidad que presenta el flujo vertical turbulento de cantidad de movimiento con las horas del día y el ciclo del cultivo.

## 2. SITIO EXPERIMENTAL Y CARACTERÍSTICAS DEL CULTIVO

La campaña experimental se realizó en la Unidad Integrada de Investigación Estación Experimental Agrícola Balcarce (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria - INTA) y la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional de Mar del Plata (37° 45' S y 58° 18' O). El cultivar de trigo utilizado fue PROINTA Imperial. El suelo de Balcarce puede caracterizarse como un Argiudol Típico y Paleudol Petrocálcico. La siembra se realizó en la primera semana de septiembre de 2000. Las observaciones meteorológicas comenzaron el 25 de octubre de 2000 y finalizaron el 23 de

enero de 2001. La parcela de estudio tenía 590 m<sup>2</sup> con una orientación NW – SE, rodeada por un camino de acceso de aproximadamente 1.5 m de ancho. Alrededor de esta parcela se sembró también trigo, abarcando un área total sembrada de aproximadamente 5 ha. Se sembraron 300 granos por m<sup>2</sup> para alcanzar una densidad óptima de 150 a 250 plantas por m<sup>2</sup>. Las plantas alcanzaron una altura máxima de 1.1 m durante el período de floración.

	OCT	NOV	DIC	ENE
<b>Precipitación (mm)</b>				
<b>1971-1999</b>	97.8	85.2	112.5	109.2
<b>2000/2001</b>	96.5	34.6	83.3	119.2
<b>Temperatura (°C)</b>				
<b>1971-1999</b>	13.1	15.8	18.6	20.3
<b>2000/2001</b>	12.5	15.0	18.6	21.9

Tabla I: Valores medios de precipitación acumulada y de temperatura para el período 1971 a 1999 y para la campaña de observación durante 2000-2001.

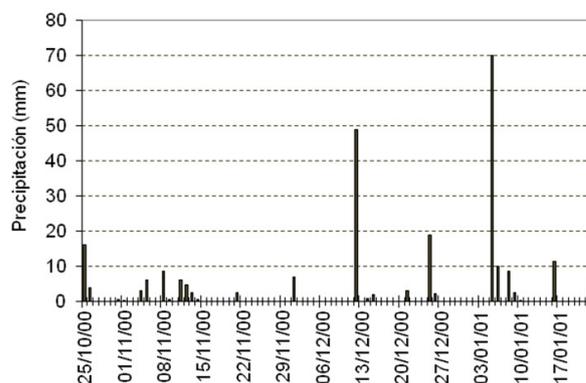


Figura 1: Precipitación diaria registrada en la estación INTA Balcarce para el período entre el 25/10/2000 al 23/01/2001.

En el centro de la parcela experimental se ubicó una torre micrometeorológica con cuatro niveles de observación de temperatura y humedad relativa (Vaisalla, HMP35C), y de velocidad y dirección de viento (Wind Monitor Young, L05103). Los niveles de observación fueron 0.68, 1.21, 2.23 y 4.16 m. Se instaló también sobre la cobertura vegetal un sensor de radiación neta (REBS Q7.1). Se

midió el flujo de calor en el suelo con dos placas de flujo (REBS HFT3-L) ubicadas a 10 cm de profundidad y 4 termocuplas distribuidas en el espesor 0 – 10 cm de suelo para medir la temperatura media de la capa. Los instrumentos estaban conectados a un datalogger Campbell C21X, que almacenaba la información cada 30 segundos para luego realizar un promedio en 15 minutos. Las observaciones se realizaron con el cultivo en condiciones de secano. En la Tabla I se muestran los valores medios climatológicos (1971-1999) y los registrados durante la campaña 2000/2001 de temperatura y precipitación para los meses de octubre, noviembre, diciembre y enero en la estación meteorológica Balcarce INTA (130 m sobre el nivel del mar). Se observa que de octubre a diciembre de 2000 los acumulados medios de precipitación se encontraron por debajo del promedio climatológico, mientras que en enero la relación entre ambos se invierte. La temperatura durante la campaña se comporta en forma similar a la precipitación, mostrando valores inferiores a la media climatológica en los meses de octubre y noviembre y superiores durante enero. Durante diciembre la temperatura media registrada es igual a la climatológica. En la Figura 1 se presentan los registros diarios de precipitación durante el período de observación. Se aprecian dos episodios de lluvias intensas, uno ocurrido el 12 de diciembre con una precipitación registrada de 48.8 mm y otro el 5 de enero con 70 mm de lluvia.

### 3. METODOLOGÍA

Para obtener el valor de los flujos de energía se aplicó la metodología de los perfiles verticales basados en la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov de la capa de superficie aplicada a cada una de las observaciones almacenadas (rondas cada 15 minutos). Como las observaciones comenzaron 45 días después de la siembra se consideró que los datos observacionales correspondieron a una superficie homogénea de cultivo de trigo. Para el análisis de la ecuación (1) se consideraron despreciables

los términos de advección horizontal y de almacenaje de calor en la cobertura vegetal. Se clasificó la información teniendo en cuenta la estabilidad atmosférica utilizando el número de Richardson Bulk ( $Ri_B$ ) y la longitud de Monin-Obukhov ( $L$ ).  $Ri_B$  es una aproximación para el cálculo del número de Richardson flujo ( $Ri_f$ ). Este número adimensional representa la relación entre la producción por cortante de energía cinética turbulenta (ECT) y la producción/destrucción de ECT por empuje, pudiendo establecerse por su medio el tipo de estabilidad presente en la atmósfera.  $L$ , por su parte, permite cuantificar dicha estabilidad y es una medida representativa de la altura de la capa superficie. En la ecuación (2) se presenta la expresión de  $Ri_B$ :

$$Ri_B(z_m) = \frac{g \frac{\partial T}{\partial z}}{T_m \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad (2)$$

donde  $z_m$  es la altura media en la que se calcula este parámetro,  $g$  es la gravedad,  $T_m$  es la temperatura a la altura  $z_m$ ,  $\partial T/\partial z$  y  $\partial u/\partial z$  son, respectivamente, los gradientes verticales de temperatura y velocidad media de viento en un entorno alrededor de  $z_m$ . Para determinar la longitud de Monin-Obukhov se utilizaron las relaciones entre  $Ri_B$  y  $L$  (Stull, 1988), basado en los perfiles adimensionales de calor sensible ( $\Phi_h$ ) y cantidad de movimiento ( $\Phi_m$ ). Se consideraron para este caso los perfiles propuestos por Wieringa (1980) y se obtuvieron las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} \frac{z_m}{L} &= \frac{-b - \sqrt{b^2 - 4aRi_B}}{2a} & \frac{z_m}{L} > 0 \\ \frac{z_m}{L} &= Ri_B & \frac{z_m}{L} < 0 \end{aligned} \quad (3)$$

Donde  $a = (\beta^2 Ri_B - \delta)$  y  $b = 2\beta Ri_B - 1$

Se consideró para condiciones estables ( $z_m/L > 0$ )  $\Phi_m = 1 + \beta z/L$  y  $\Phi_h = 1 + \delta z/L$ , siendo los valores de  $\beta$  y  $\delta$  en los perfiles de Wieringa (1980) 6.9 y 9.2, respectivamente.

Los casos de estabilidad neutral fueron clasificados como aquellos que satisfacían que

$|L^{-1}| \leq 0,01$ . A partir de perfiles verticales de viento en condiciones neutrales de estabilidad, se estimaron los valores de la velocidad de fricción ( $u_*$ ) y del parámetro de rugosidad ( $z_0$ ) con regresiones lineales por mínimos cuadrados, considerando válido el perfil logarítmico del viento sobre coberturas vegetales (Finnigan, 2000):

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad (4)$$

La velocidad de fricción es representativa de la pendiente del perfil vertical del viento medio y, por lo tanto, es una medida de la cortante vertical del viento. El parámetro  $d$  es el desplazamiento del plano cero de cantidad de movimiento en la cobertura vegetal y  $k$  es la constante de von Karman, cuyo valor se fijó en 0.4. De acuerdo a lo sugerido por distintos autores (Stull, 1988; Kaimal y Finnigan, 1994; Raupach, 1994) se consideró que  $d = (2/3)h$ , siendo  $h$  la altura de la cobertura vegetal. La variación temporal de la altura del cultivo se ajustó con una función sinusoidal hasta el período de floración, que es cuando la cobertura alcanza su máxima altura, y luego se supuso altura constante. Los flujos verticales turbulentos de cantidad de movimiento y calor sensible fueron estimados como:

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (5)$$

$$H = -\rho c_p u_* T_* \quad (6)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $c_p$  es el calor específico del aire a presión constante y  $T_*$  es la temperatura característica. Esta temperatura y la velocidad de fricción se obtuvieron a partir de ajustes en los perfiles diabáticos del viento (Ecuación (7)) y de la temperatura (Ecuación (8)):

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z_2-d}{z_1-d} \right) - X_m \right] \quad (7)$$

Donde  $X_m = \Psi_m \left( \frac{z_2-d}{L} \right) - \Psi_m \left( \frac{z_1-d}{L} \right)$

$$T(z_2) - T(z_1) = \frac{T_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z_2-d}{z_1-d} \right) - X_h \right] \quad (8)$$

Donde  $X_h = \Psi_h \left( \frac{z_2-d}{L} \right) - \Psi_h \left( \frac{z_1-d}{L} \right)$

Para condiciones estables e inestables se utilizaron las expresiones analíticas de los perfiles diabáticos de Paulson (1970), tanto para cantidad de movimiento ( $\psi_m$ ) como temperatura ( $\psi_h$ ):

Donde  $\Phi_m \left( \frac{z-d}{L} \right)$  vale

$$\begin{cases} \beta \left( \frac{z-d}{L} \right), \frac{z}{L} \geq 0 \\ 2 \ln \left( \frac{(1+\xi)}{2} \right) + \ln \frac{(1+\xi^2)}{2} \\ -2 \arctan(\xi) + \frac{\pi}{2}, \frac{z}{L} < 0 \end{cases} \quad (9)$$

Y donde  $\Phi_h \left( \frac{z-d}{L} \right)$  vale

$$\begin{cases} \delta \left( \frac{z-d}{L} \right), \frac{z}{L} \geq 0 \\ 2 \ln \left[ \frac{1}{2} \left( 1 - \sqrt{1 - 13 \frac{z-d}{L}} \right) \right], \frac{z}{L} < 0 \end{cases} \quad (10)$$

Con  $\xi = \Phi_m^{-1}$  para condiciones inestables. De acuerdo con Wieringa (1980):

$$\Phi_m \left( \frac{z-d}{L} \right) = \left( 1 - 22 \frac{z-d}{L} \right)^{-\frac{1}{4}} \quad (11)$$

En todos los casos se utilizó información observada fuera de la subcapa rugosa ( $z_*$ ) determinada por la cobertura vegetal, donde se consideró  $z_* \approx 1,4h$  (Raupach, 1992).

El flujo de calor en el suelo se estimó a partir de las observaciones considerando:

$$-G_{z=0}(t) = G_{z=0,1m}(t) + \int_{z=0,1m}^0 C_s \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (12)$$

donde  $t$  representa el tiempo y  $C_s$  a la capacidad calorífica del suelo. Se consideró un valor constante de  $2,4 \times 10^6$  J/m<sup>3</sup>K durante todo el período estudiado. El flujo de calor latente se estimó a través de la ecuación (1) de balance de energía.

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1. Variabilidad del parámetro de rugosidad

En la Figura 2 se presentan los valores medios diarios de  $z_0$  calculados a lo largo del ciclo del cultivo. El valor de  $z_0$  se incrementa a medida que el cultivo crece hasta alcanzar un máximo y luego comienza a decrecer suavemente. Raupach (1992, 1994) y Verhoef y otros (1997) relacionan la variabilidad del desplazamiento del plano cero y del parámetro de rugosidad con un parámetro de estructura de los obstáculos, denominado densidad de área frontal, basado en la arquitectura de las plantas y el área que enfrenta al viento. Estos resultados indican que la variación de  $z_0$  con el crecimiento del cultivo, está directamente relacionada con la estructura del obstáculo que se presenta al viento y, por lo tanto, a medida que el obstáculo crece y su estructura tiende a parecer una pared más compacta y densa, el valor de  $z_0$  se incrementa. En nuestro caso, el parámetro de rugosidad presentó un valor de 3 cm al inicio de las mediciones y alcanzó un valor máximo de 16 cm al comenzar la etapa de formación y llenado de frutos. Luego, cuando el cultivo comienza su etapa madurativa, parte del material vegetal comienza a senescer, lo que provoca una disminución de la densidad del área frontal y de  $z_0$ , el cual alcanza un valor final de aproximadamente 12 cm.

### 4.2. Variabilidad del flujo de cantidad de movimiento

La variabilidad del flujo de cantidad de movimiento responde a la intensificación o no del viento en la capa de superficie. En la Figura 3 se observa la variabilidad durante todo el período de medición de los valores medios horarios del flujo de cantidad de movimiento estimado con la ecuación (5) y considerando un valor de densidad del aire de  $1.2 \text{ kg/m}^3$ . Los valores de flujo durante las horas nocturnas son inferiores a  $0.2 \text{ N/m}^2$ , alcanzando durante las horas diurnas valores que oscilan entre  $0.2$  y  $0.98 \text{ N/m}^2$ . Los

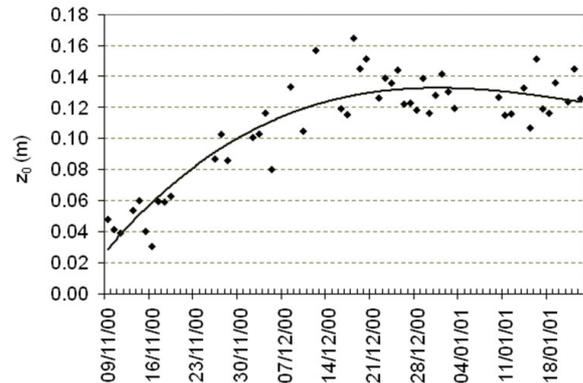


Figura 2: Valores medios diarios de  $z_0$  ( $\diamond$ ) estimados durante el ciclo del cultivo. La línea representa el ajuste por cuadrados mínimos de un polinomio de grado 3 ( $r^2 = 0,83$ ).

máximos flujos se producen durante períodos cortos de 2 a 4 días y de forma aislada.

### 4.3. Variabilidad de los flujos turbulentos de energía

En la Figura 4 se presentan las variaciones horarias de los flujos de energía de la ecuación (1) durante el período observado (89 días). En la Figura 5 se esquematizan los signos de los flujos analizados. En la Figura 4a se observa la variabilidad en la radiación neta. Las discontinuidades indican días con cobertura nubosa intensa, generalmente relacionados a fechas con registro de precipitación. La ocurrencia de estos eventos cambia significativamente la partición energética en el sistema estudiado. La radiación neta es positiva entre las 7 y las 17 hs (Local Time - LT) al comienzo del período observacional, mientras que al finalizar las observaciones la cantidad de horas con luz solar se extiende entre las 6 y las 18 hs. Los máximos diarios se observan en horas cercanas al mediodía con máximos absolutos de  $653 \text{ W/m}^2$  en noviembre,  $742 \text{ W/m}^2$  en diciembre y  $735 \text{ W/m}^2$  en enero. Las mayores pérdidas radiativas para el sistema estudiado ( $R_n < -50 \text{ W/m}^2$ ) se producen en las primeras horas de la noche (8% del total

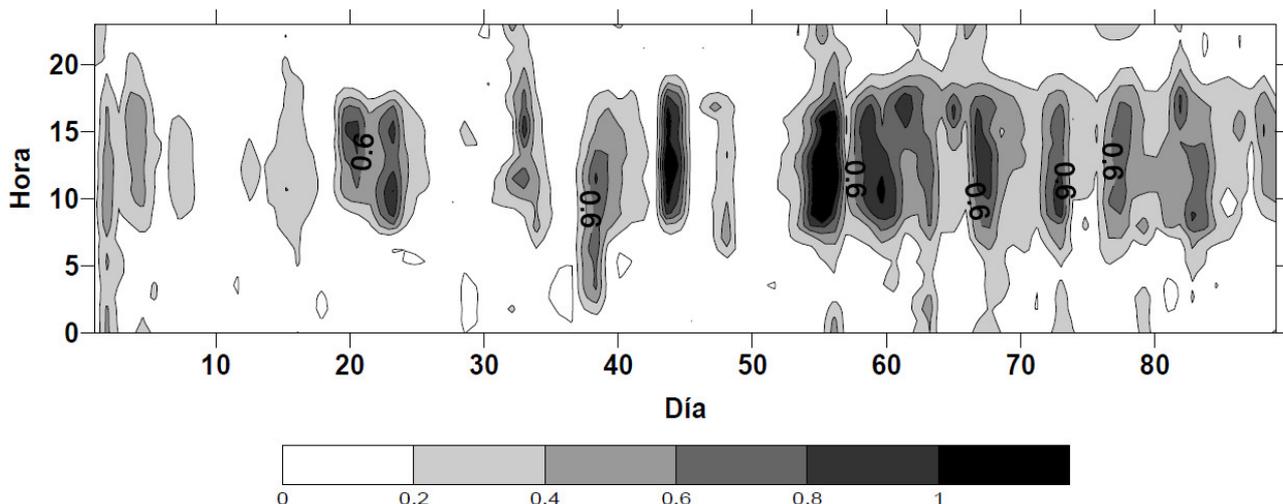


Figura 3: Variabilidad del flujo de cantidad de movimiento ( $\tau$ ) durante el ciclo de cultivo.

de horas observadas) y las menores durante la madrugada. Los casos con saturaciones (100% de humedad relativa) a 1m de altura ocurren en un 71% entre las 20 y 0 hs. La condensación de agua sobre la cobertura vegetal, usualmente conocido como mojado, modifica la pérdida de radiación en onda larga por el sistema durante las primeras horas de la noche, a lo que se suma una disminución en el descenso de la temperatura de las hojas debido a la liberación de calor latente por el cambio de estado del agua.

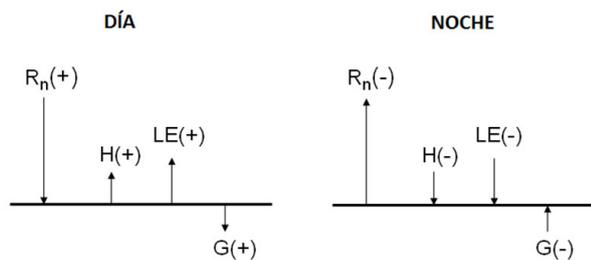


Figura 5: Esquema de signos considerados.

La Figura 4b muestra la variabilidad del flujo de calor sensible. Se encuentran valores positivos en promedio entre las 8 y 16 hs, al comienzo del período de observaciones, y entre las 6 y 17 hs, hacia el final del ciclo del cultivo. Los valores máximos observados durante horas del mediodía varían entre  $50 \text{ W/m}^2$  (octubre) y

cercanos a los  $300 \text{ W/m}^2$  (enero). Se observa que el flujo de calor sensible tiende a incrementar su valor a medida que el cultivo comienza con la etapa de maduración de frutos a fines del mes de diciembre. Una vez que comienza dicha etapa fenológica, el progreso de la senescencia produce una disminución en la transpiración (Figura 4c, a partir del día 60 de registro) beneficiando, en la partición energética, al transporte de calor sensible en el aire y al de calor en el suelo (Figura 4d). En la Figura 4c se presenta la variabilidad del flujo de calor latente. Se observa que su magnitud se va incrementando con el tiempo hasta alcanzar los máximos valores a mitad del período de observación, y luego disminuye su intensidad al final del ciclo. Además, se observa una gran correlación entre los máximos absolutos de flujos de calor latente y los máximos flujos de cantidad de movimiento. Por ejemplo, entre los días 58 y 62 se produce una intensificación en el intercambio de energía a través del flujo de calor latente asociada a una merma del flujo de calor sensible y valores muy intensos de flujo de cantidad de movimiento. Estos resultados indican que el aumento en la cortante vertical del viento fuerza a un aumento en la difusión turbulenta de calor latente en la dirección vertical.

El flujo de calor en el suelo (Figura 4d) muestra un comportamiento similar al observado en el

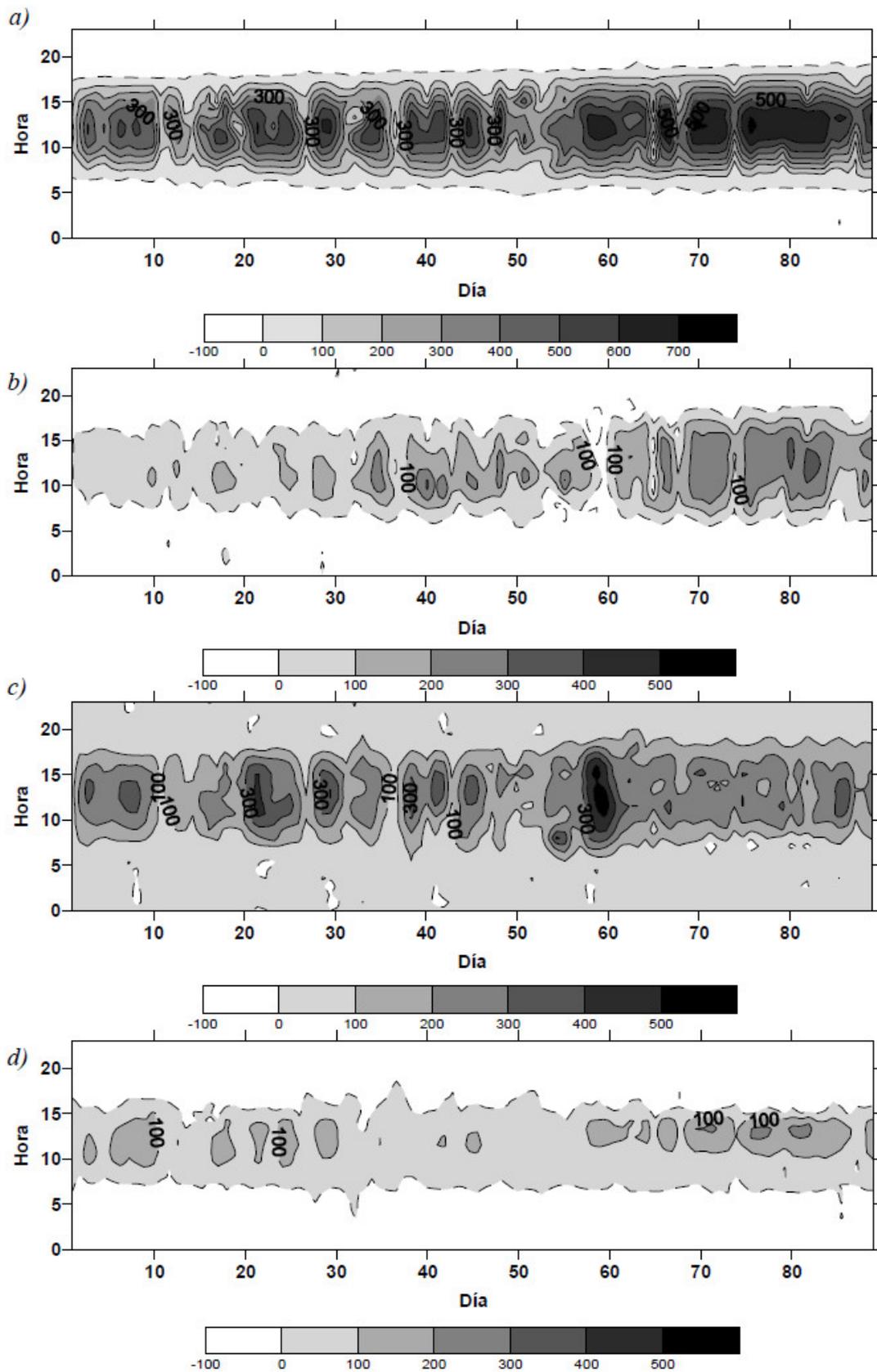


Figura 4: a) Radiación neta, b) Flujo de calor sensible, c) Flujo de calor latente, y d) Flujo de calor en el suelo para el período completo en  $\text{W/m}^2$ .

flujo de calor sensible, con magnitudes inferiores en condiciones diurnas durante el comienzo del período observacional y un incremento de sus valores a partir del día 60 de observaciones. El período en el que el flujo de calor en el suelo resulta positivo es el más corto de todos (entre 8 y 16 hs aproximadamente). También en este caso, la senescencia de la cobertura vegetal, disminuye el área foliar de intercepción de la radiación solar entrante, lo cual favorece el aumento de ingreso de energía en el suelo. Por otra parte, el aumento de precipitaciones en el mes de enero y una disminución en el consumo de agua por parte del cultivo podrían intensificar la transferencia de calor debido al incremento en la difusividad térmica del suelo. Si bien la evaporación de agua en los primeros centímetros de suelo genera un enfriamiento en la superficie, existe otro efecto que se contrapone que es el incremento del calor acumulado debido al remplazo del aire dentro de los poros por agua. Este último factor provocaría que el flujo de calor se intensifique trasladando más calor a mayores profundidades. Durante el período en el que ocurre la disminución de materia vegetal fotosintéticamente activa es llamativo el desplazamiento de los máximos diurnos hacia las horas de la tarde, mientras que en la etapa anterior del ciclo del cultivo, los máximos, si bien más débiles, ocurrieron en general en horas del mediodía solar.

Durante las horas nocturnas todos los flujos son inferiores en magnitud a los observados durante el día, pero además se puede destacar que para el caso del flujo de calor latente se producen flujos negativos (líneas punteadas) en muy raras ocasiones, lo que estaría indicando que la superficie estudiada actúa a toda hora como fuente de calor (latente) para la atmósfera. Estos resultados concuerdan con lo observado por otros autores (Foken, 2008b; Finnigan, 2000).

En la Tabla II se presentan, para cada mes de observación, los valores medios y desviaciones estándar de los distintos términos de la ecuación de balance, tanto para horas diurnas como

Flujo ( $W/m^2$ )	Día		Noche	
	Media	Desvío	Media	Desvío
<b>Noviembre</b>				
Rn	517.5	141.5	-26.6	17.2
H	141.5	80.6	-16.7	14.0
$L_vE$	327.4	105.7	22.0	16.9
G	148.2	58.4	-35.6	19.4
<b>Diciembre</b>				
Rn	576.8	142.3	-22.6	14.0
H	220.6	100.1	-30.6	22.3
$L_vE$	399.1	129.9	34.0	19.7
G	128.4	65.7	-27.3	13.2
<b>Enero</b>				
Rn	664.2	76.8	-27.8	10.1
H	286.0	55.7	-31.4	18.9
$L_vE$	334.8	73.4	45.2	12.0
G	224.4	70.6	-44.4	15.8

Tabla II: Valores medios y desvíos estándar de los valores máximos de  $R_n$ ,  $H$ ,  $L_vE$  y  $G$  durante las horas del día y durante la noche para los meses de noviembre, diciembre y enero.

nocturnas. Se observa, tal como se expresó en los párrafos anteriores, un incremento en la radiación neta diurna y del flujo de calor sensible con los meses. El flujo de calor latente aumenta su intensidad a medida que se desarrolla el cultivo, alcanzado su máximo durante el mes de diciembre, cuando la cobertura se encuentra en su fase reproductiva, y luego disminuyendo, asociado al comienzo de la senescencia. El flujo de calor en el suelo, sin embargo, es más intenso durante los meses de noviembre y de enero, asociado a la menor cobertura, y tiene su menor valor en el mes de diciembre. También se puede apreciar que todos los flujos durante la noche presentan intensidades de un orden de magnitud menor a las diurnas.

#### 4.4. Variabilidad media horaria de los flujos de energía

En la Figura 6 se presentan las variaciones medias horarias de los cuatro términos de la ecuación (1), en promedios de 10 días, para distintos períodos del ciclo del cultivo.

Durante el período vegetativo (Figura 6a), donde las plantas aumentan su materia vegetal tanto en altura como en estructura horizontal, la mayor parte de la energía ganada por el sistema es utilizada para evapotranspirar. En este período se incorporaron en total al subsistema suelo 20 mm de agua por precipitación. Aproximadamente a las 13 hs se observa que el 75 % de la energía disponible por el sistema suelo-planta-atmósfera es utilizada como flujo de calor latente. Durante el período que abarca el promedio representado por el gráfico (25 de octubre a 4 de noviembre) tanto el flujo de calor sensible como el flujo de calor en el suelo tienen sus máximos entre las 10 y las 11 hs. Los valores diurnos presentan una variación acorde a una semionda sinusoidal, mientras que los valores nocturnos de todas las variables tienden a tener valores prácticamente constantes durante toda la noche. Los mínimos de flujo de calor en el suelo y de radiación neta se presentan al anochecer y aumentan levemente de valor en las primeras horas de la noche. Esto puede estar relacionado con un aumento en la humedad relativa del aire durante las horas nocturnas que produciría una modificación en el balance radiativo y a que el déficit de calor en la superficie del suelo es compensado con calor proveniente de niveles inferiores del suelo.

La figura 6b representa los promedios horarios de 10 días que abarca el período del 15 al 24 de noviembre. Solo precipitaron 2.5mm de agua de lluvia. Este período es representativo en la fase de floración del cultivo. El flujo de calor latente promedio es el mayor observado en todo el período estudiado con un valor medio máximo de  $300 \text{ W/m}^2$ . El flujo de calor sensible presenta valores prácticamente iguales a los del flujo de calor en el suelo, con un máximo de aproximadamente  $100 \text{ W/m}^2$  que se produce a las 12 hs en el primero, mientras que ocurre cerca de las 11 hs en el segundo. Este es

prácticamente el único subperíodo en el que se observan valores nulos o negativos de flujo de calor latente durante la noche.

Durante el período de formación y llenado de frutos, representado en la Figura 6c (25 de diciembre a 3 de enero), disminuye levemente el flujo de calor latente, presentando un máximo de aproximadamente de  $300 \text{ W/m}^2$ , pero su variabilidad es mayor que en el período anterior. También es notorio el aumento en la radiación neta, con un máximo medio de aproximadamente  $550 \text{ W/m}^2$ , mientras que en los períodos anteriores fue de 450 y  $500 \text{ W/m}^2$ , respectivamente. El flujo de calor sensible se incrementa, llegando a un valor máximo de  $170 \text{ W/m}^2$ , mientras que el flujo de calor en el suelo presenta un máximo medio de similar valor cerca de las 14 hs, aunque el resto del tiempo su magnitud es prácticamente la mitad de la del flujo de calor sensible. Se observa un pronunciado decrecimiento del flujo de calor en el suelo luego de alcanzar su máximo. Los cambios en la distribución vertical de la cobertura vegetal producen cambios en la variabilidad horaria de los flujos, particularmente el de calor en el suelo. Durante este período ocurrió un único evento de precipitación con un total de 21.2 mm.

La Figura 6d muestra los términos del balance energético en la etapa final del ciclo del cultivo previo a cosecha (14 al 25 de enero). Durante este período precipitaron 16.5 mm de agua. Se observa en esta etapa que los términos de calor sensible y calor latente son prácticamente iguales, con valores máximos medios que rondan los  $245 \text{ W/m}^2$ . El flujo de calor en el suelo tiene valores inferiores a los otros dos términos, con un máximo medio de  $175 \text{ W/m}^2$  cercano a las 14 hs.

## 5. CONCLUSIONES

Se han determinado los flujos turbulentos de cantidad de movimiento, calor sensible y calor latente en la atmósfera y el flujo de calor en el suelo para una superficie con una cobertura

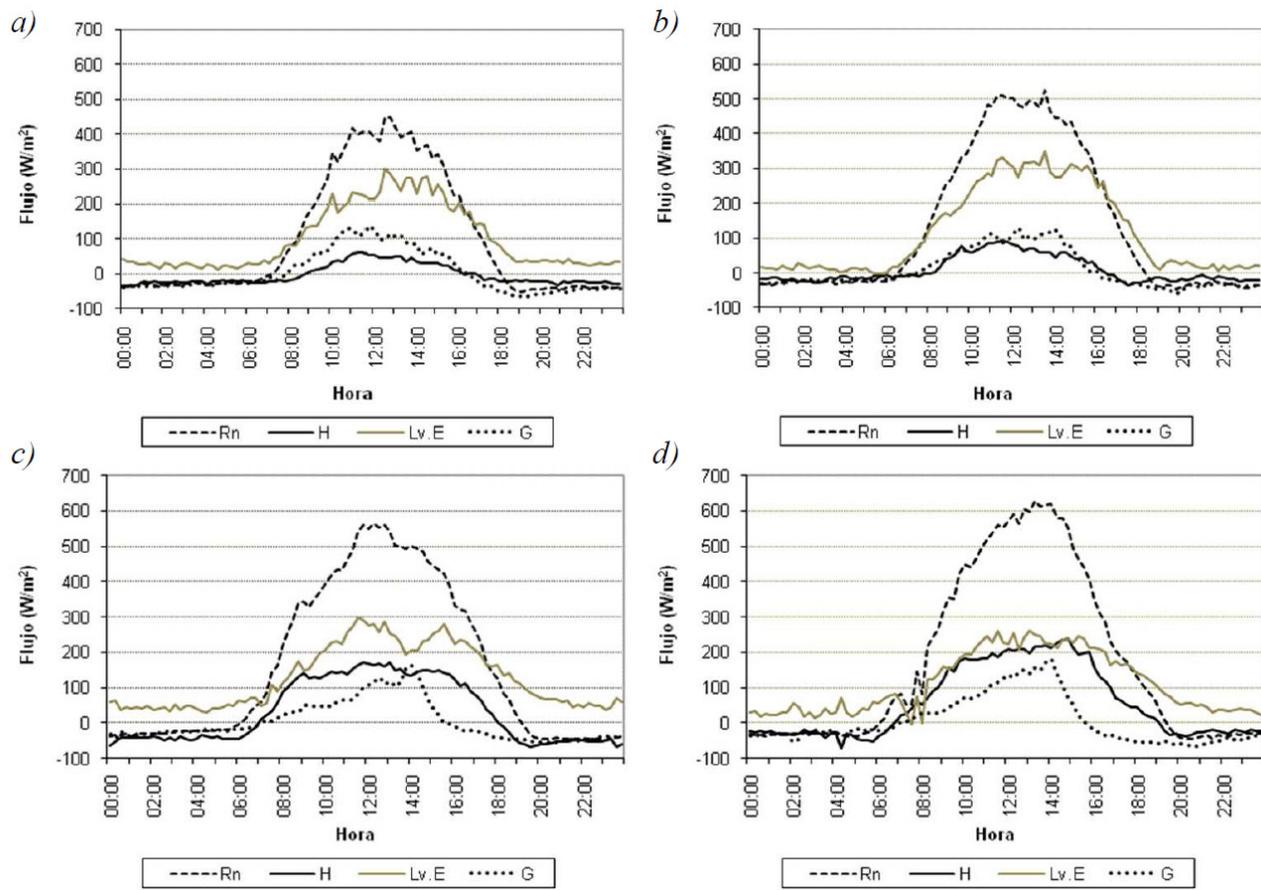


Figura 6: Variaciones medias horarias de los flujos para las décadas del a) 25/10 al 4/11, b) 15/11 al 24/11, c) 25/12 al 3/01, y d) 14/01 al 25/01.

vegetal de cultivo de trigo en una porción apreciable de su ciclo de desarrollo. El objetivo fue estudiar la partición energética sobre este tipo de superficies en la región pampeana del SE de Buenos Aires, Argentina. Se encontró que tanto los parámetros característicos de la capa de superficie como los flujos calculados tienen una variabilidad asociada a las condiciones atmosféricas y a la etapa de desarrollo del cultivo.

Los valores máximos medios observados de radiación neta muestran que enero tuvo valores más intensos, a pesar de acumular la mayor cantidad de precipitaciones del período observado. Los valores de radiación neta nocturnos son en valores absolutos de un orden de magnitud más pequeños que los diurnos. Los desvíos estándar de las observaciones diurnas

indican poca dispersión, mientras que los valores nocturnos, si bien son pequeños, muestran una dispersión similar al valor medio calculado.

Los resultados encontrados respecto de los flujos de calor sensible, latente y en el suelo indican que los flujos responden a las características atmosféricas forzadas por el balance radiativo, pero son sensibles al estado fenológico del cultivo. Así, por ejemplo, el flujo de calor sensible varía aproximadamente un 100% entre el período de floración y el de madurez fisiológica, para condiciones diurnas. Este flujo se hace más intenso al finalizar el ciclo del desarrollo del trigo. En condiciones nocturnas este comportamiento persiste. En el caso del flujo de calor latente la diferencia entre las dos etapas del ciclo de cultivo mencionadas previamente es de 15 a 17%, disminuyendo su

valor al alcanzar madurez fisiológica. Este flujo además presenta una respuesta muy eficiente a los aumentos en la intensidad del viento en la capa de superficie. El flujo de calor en el suelo presenta una variación similar a la del flujo del calor sensible, en lo que se refiere a su respuesta frente a las etapas fenológicas del cultivo, pero su diferencia es de aproximadamente 53%. El aumento del flujo de calor en el suelo con la evolución en el ciclo del cultivo se relaciona con la disminución del índice de área foliar en la vegetación debido a la senescencia del material vegetativo. Esto disminuye la capacidad de intercepción de la radiación de onda corta entrante por parte de la cobertura vegetal, aumentando la cantidad de radiación que llega a la superficie del suelo.

En resumen, en los últimos momentos del desarrollo vegetativo de la cobertura el rol del término debido al transporte neto de masa de vapor de agua (calor latente) es mucho más importante en la distribución de partición de la energía ganada por el sistema, mientras que hacia el final del ciclo del cultivo los flujos de calor sensible y de calor en el suelo incrementan su valor, adquiriendo un rol más importante a la hora de distribuir energía. Estos resultados son similares a los observados por estos otros autores sobre coberturas vegetales de ciclo anual (Foken, 2008a, 2009).

El seguimiento fenológico de la vegetación fue determinante para comprender la utilización de los recursos tanto de masa como energéticos del cultivo. Son necesarios estudios comparativos sobre otras superficies, donde se combinen las observaciones de parámetros meteorológicos, hídricos y biológicos. Estos estudios deben realizarse bajo condiciones donde el forzante atmosférico esté determinado por las características climatológicas de cada año y siguiendo los protocolos utilizados por otras experiencias similares para generar bases de datos comparables a las de redes como

Fluxnet, AmeriFlux o EuroFlux.

## REFERENCIAS

- Adegoke, J.O., Pielke Sr., R.A., Carleton, A.M., 2007. Observational studies modeling impacts of agriculture-related land use change planetary boundary layer processes in the central U.S. *Agricultural and Forest Meteorology*, 142, 203-215.
- Baldocchi, D.D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, Ch., Davis, K., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, J.W., Oechel, W., Pilegaard, K., Schmid, H.P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 2415–2435.
- Barr, J.G., Fuentes, J.D., DeLonge, M.S., O'Halloran, T.L., Barr, D. y Zieman, J.C., 2012. Influences of tidal energy advection on the surface energy balance in mangrove forest. *Biogeosciences Discuss*, 9, 11739-11765.
- Coulter, R.L., Pekour, M.S., Cook, D.R., Klazura, G.E., Martin, T.M., Lucas, J.D., 2006. Surface energy and carbon dioxide fluxes above different vegetation types within ABLE. *Agricultural and Forest Meteorology*, 136, 147–158.
- Cui, Y.P., Liu, J.Y., Kuang, W.H. y Wang, J.B., 2012. The local climate and energy budget differences between a typical architectural complex and a Green Park in Beijing. 18th Biennial ISEM Conference on Ecological Modelling for Global Change and Coupled Human and Natural System, 13, 1907-1921.
- Della Maggiora, A., Gardiol, J.M., Irigoyen, A. y Echarte, L., 1997. Estimación de la evapotranspiración de referencia con el método de Penman-Monteith en Balcarce. *Revista Facultad de Agronomía*, 17 (1),123-126.

- Finnigan, J., 2000. Turbulence in plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32, 519-571.
- Fischer, M.L., Torn, M.S., Billesbach, D.P., Doyle, G., Northup, B., Biraud, S.C., 2012. Carbon, water and heat flux responses to experimental burning and drought in a tallgrass prairie. *Agricultural and Forest Meteorology*, 166-167, 169-174.
- Foken, T., 2008a. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, 18 (6), 1351-1367.
- Foken, T., 2008b. *Micrometeorology*. Second Ed., Springer-Verlag, 306 págs.
- Foken, T., Mauder, M., Liebethal, C., Wimmer, F., Beyrich, F., Leps, J.P., Raasch, S., DeBruin, H.A.R., Meijninger, W.M.L., Bange, J., 2009. Energy balance closure for the LITFASS-2003 experiment. *Theoretical and Applied Climatology*, 101, 149-160.
- Gardiol, J.M., Serio, L.A., Della Maggiore, A.I., 2003. Modelling evapotranspiration of corn (*Zea mays*) under different plant densities. *Journal of Hydrology*, 271, 188-196.
- Gardiol, J., Irigoyen, A., Della Maggiore, A., Silva, V., 1997. Patrón de extracción de agua de cultivos de maíz y soja en un argiudol típico de Balcarce. *Revista Facultad de Agronomía*, 17 (1), 137-142.
- Gassmann, M.I., Gardiol, J.M., Serio, L.A., 2011. Performance evaluation of evapotranspiration estimations at a model of soil water balance. *Meteorological Applications*. Article in press.
- Giambelluca, T.W., Martin, R.E., Asner, G.P., Huang, M., Mudd, R.G., Nullet, M.A., DeLay, J.K. y Foote, D., 2009. Evapotranspiration and energy balance of native wet montane cloud forest in Hawa'i. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 230-243.
- Irigoyen, A.I., Della Maggiore, A.I., Gardiol, J.M., 2006. Variabilidad intra e interanual de la evapotranspiración de referencia estimada según el modelo Penman-Monteith en la localidad de Balcarce (Argentina). *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 14, 85-96.
- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G., Holtslag, A.A.M., 2007. Seasonal and interannual variability of carbon dioxide and water balances of a grassland. *Climatic Change*, 82,163-177.
- Kaimal, J.C., Finnigan, J.J., 1994. *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford University Press. 289 págs.
- Kilinc, M., Beringer, J, Hutley, L.B., Haverd, V. y Tapper, N., 2012. An analysis of the surface energy budget above the world's tallest angiosperm forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 166-167, 23-31.
- Moderow, U, Feigenwinter, C. y Bernhofer, C., 2011. Non-turbulent fluxes of carbón dioxide and sensible heat – A comparison of three forested sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 692-708.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Second Ed., Taylor and Francis. 435 págs.
- Oliphant, A.J., Grimmond, C.S.B., Zutter, H.N., Schmid, H.P., Su, H.B., Scott, S.L., Offerle, B., Randolph, J.C., Ehman, J., 2004. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126 (3-4), 185-201.
- Paulson, C.A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 9, 857-861.
- Qinxue, W., Masataka, W., Zhu, O., 2005. Simulation of water and carbon fluxes using BIOME-BGC model over crops in China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 131, 209-224.
- Ramamurthy, P. y Pardyjak, E.P., 2011. Toward understanding the behavior of carbon dioxide and surface energy fluxes in the urbanized semi-arid Salt Lake Valley, Utah, USA. *Atmospheric Environment*, 45, 73-84.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, 60, 375-395.
- Raupach, M.R., 1994. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer*

- Meteorology, 71, 211–216.
- Soegaard, H., Jensen, N.O., Boegh, E., Hasager, C.B., Schelde, K., Thomsen, A., 2003. Carbon dioxide exchange over agricultural landscape using eddy correlation and footprint modeling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114, 153–173.
- Stull, R.B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Acad. Publ. 666 págs.
- Suero, E.E., Santa Cruz, J.N., Silva Busso, A., Della Maggiora, A.I., Irigoyen, A.I., Costa, J.L., Gardiol, J.M., 2001. Caracterización de los recursos naturales en sistemas bajo riego del sudeste bonaerense. Bases para propuestas de aplicación sustentable del riego. *Revista de investigaciones Agropecuarias*, 30 (1), 71-86.
- Tambascio, L., Della Maggiora, A., Irigoyen, A., Valentinuz, O. y Gardiol J., 2002. Efecto de la densidad de plantas sobre la evapotranspiración y eficiencia en el uso del agua en cultivos de maíz y girasol en Balcarce. *Revista Argentina de Agrometeorología*, 2 (1), 1-9.
- Verhoef, A., McNaughton, K.G., Jacobs, A.F.G., 1997. A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1, 81-91.
- Wieringa, J., 1980. A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. *Boundary-Layer Meteorology*, 18, 411–430.