

CAPÍTULO 5

ISBN 978-987-543-443-1

http://cursosihlla.bdh.org.ar/Libro_011/

Estimación de la evapotranspiración real mediante datos meteorológicos e imágenes de satélite

Facundo Carmona^{1,2} y Raúl Rivas^{1,3}

¹ Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff” (UNCPBA – CIC – Municipalidad de Azul), Sede Tandil, Pinto 399, B7000GHG Tandil, Buenos Aires, Argentina.

² Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (ANPCyT)

³ Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires (CIC).

Correo electrónico: facundo.carmona@rec.unicen.edu.ar

1. Introducción

La evapotranspiración (*ET*) es el proceso primario de conducción de energía e intercambio de agua a través de la hidrósfera, la atmósfera y la biosfera (Priestley y Taylor, 1972; Brutsaert, 1984). La *ET* es una variable importante de conocer para realizar un seguimiento de la necesidad de agua de los cultivos a escala local y espacial de gran relevancia en la región pampeana del MERCOSUR. Existe una gran cantidad de métodos propuestos para la estimación de la *ET* a diferente escala entre los que se puede citar (Soegaard y Boegh, 1995; Wang *et al.*, 2006; Rivas y Carmona, 2011):

- a escala de dosel de la planta o conjunto de plantas por medio de porómetros, medidores de flujo de sabia en la planta y lisímetros;
- a escala de parcela mediante balances de agua, relación de Bowen, obtención de flujo por correlación y a partir de la refracción del aire;
- y a escala regional por medio de balances de energía y balances de agua a escala de cuenca.

Las imágenes de satélite son una atractiva herramienta que permite obtener la *ET* a escala regional. La estimación de la *ET* mediante imágenes de satélite se obtiene a partir de la aplicación de la ecuación simplificada de balance de energía, expresada como:

$$LE = Rn - G - H \quad (1)$$

donde LE es el flujo de calor latente (el cual podríamos asumir equivalente a ET , por lo tanto en este trabajo se hablará de LE en lugar de ET), Rn es la radiación neta disponible, H es el flujo de calor sensible y G el flujo de calor en el suelo.

La Rn y el H son calculados a partir de datos de un conjunto de variables medidas in situ combinada con información instantánea estimada desde satélite (albedo, emisividad y temperatura radiativa de la superficie). La mayor parte de los estudios sustentados en el balance de energía utilizan información captada desde satélite asumiendo que Rn y G son posibles de calcular de manera sencilla (además G suele despreciarse en ciertos casos). Los términos restantes, LE y H , son difíciles de estimar ya que corresponden a cantidades de flujo turbulento que representan a un conjunto de variables difíciles de medir desde satélite. Estos términos son modelados generalmente por medio de un modelo de flujo unidimensional sustentado en una ecuación análoga a la ley de Ohm a partir de:

$$H = \frac{\rho C_p}{r_a} (T_0 - T_a) \quad (2)$$

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{(e_0 - e_a)}{(r_v + r_a)} \quad (3)$$

donde ρ es la densidad del aire, C_p es el calor específico del aire, T_0 y e_0 corresponde a la temperatura aerodinámica y a la presión de vapor saturado de la superficie a la altura de medida, T_a y e_a son la temperatura del aire y la presión de vapor en la capa inferior de la atmósfera, r_a y r_v corresponden a la resistencia aerodinámica y fisiológica de la zona de transporte de energía de la superficie, y γ es la constante psicrométrica.

Las Ecuaciones 1 y 2 conforman la base de los denominados *modelos de una capa* (MUC), éstos no hacen distinción entre flujos por parte de la vegetación y el suelo de tal manera que la LE se puede obtener a partir de la combinación de dichas dos ecuaciones. Los MUC se utilizaron y se utilizan usando datos de satélite que disponen de medidas realizadas en el espectro térmico (intervalo 8-14 μm). Para ello en la Ecuación 2 se reemplaza la temperatura radiativa de superficie (T_{rad}) obtenida desde satélite en lugar de T_0 (Jackson *et al.*, 1977; Seguin e Itier, 1983; Inoue y Moran, 1997; Sánchez *et al.*, 2008(a); Sánchez *et al.*, 2008(b)). La r_a se estima usando datos meteorológicos de velocidad de viento y las condiciones de los primeros metros de la atmósfera (para mas detalles ver Brutsaert, 1984). La alta variabilidad de las condiciones atmosféricas hacen a r_a altamente no lineal y complejo de estimar a escala espacial.

Se han realizado experiencias de terreno con la finalidad de evaluar los MUC y a partir de éstas se lograron importantes progresos en el análisis de la LE . Los resultados de los ensayos demostraron las limitaciones de los MUC y se pudieron

detallar los puntos clave para mejorar los modelos que usan las imágenes como dato de entrada. En los estudios se logró avanzar en la forma de estimar la diferencia de flujo y temperatura entre el suelo y la vegetación de forma separada (Kustas, 1990; Gouurturbe *et al.*, 1997; Kustas y Norman, 1999; Zhao-Liang *et al.*, 2009). Este último hecho da lugar a modelos de mayor complejidad que tienen la capacidad de resolver las limitaciones de los MUC. Estos nuevos modelos se los conoce como *modelos de dos capas* (MDC) y requieren de un conjunto de mediciones in situ (radiación neta, temperatura y humedad relativa del aire, velocidad de viento, altura de la vegetación, índice de área foliar, temperatura del suelo y de la vegetación y arquitectura de la planta entre otros). En la mayoría de las áreas o regiones del mundo no se dispone de una instrumentación tan específica y por lo tanto los MDC resultan difíciles de implementar (Rivas y Caselles, 2006). Una alternativa a los MUC y MDC son los *modelos semiempíricos* (MS) que con sus limitaciones dan resultados adecuados en zonas llanas. Los MS requieren un menor número de variables, siendo necesario disponer sólo de medidas locales de radiación solar y T_a combinados con datos logrados de satélite (Zhao-Liang *et al.*, 2009, Reginato *et al.*, 1985; Caselles y Delegido, 1987; Vidal y Perrier, 1989; Kustas *et al.*, 1994; Rivas y Carmona, 2011). Jackson *et al.* (1977) fueron los primeros en demostrar la relación existente entre la LE con la diferencia entre la temperatura de superficie (T_s) y la temperatura del aire (T_a). Estos investigadores realizaron medidas en parcelas e instalaron sensores para medir la Rn , la T_s (en realidad es T_{rad} pero como en éste caso es una medida local y no de satélite se diferencia su nomenclatura) y la T_a y de este modo ajustaron funciones lineales entre $LE-Rn$ y T_s-T_a para cultivos con alta cobertura vegetal. Posteriormente en la región Francesa del Po, Seguin e Itier (1983), modificaron el método de Jackson *et al.* (1977) incorporando una constante empírica a la Ecuación inicial de tal manera que la LE diaria (LE_d) se calcula por medio de:

$$LE_d - Rn_d = A - B(T_s - T_a) \quad (4)$$

donde Rn_d es la radiación neta diaria, A corresponde a la no estabilidad del sistema ($T_s - T_a > 0 \rightarrow A \neq 0$) y en caso de advección ($T_s - T_a < 0 \rightarrow A = 0$), y la pendiente B es definida como el coeficiente de intercambio medio pesado por el cociente entre los valores de Rn_d y radiación neta instantánea (Rn_i). B puede ser relacionado con el flujo de calor sensible instantáneo (Ecuación 2), resultando definido en éste caso como $B \cong Rn_d Rn_i^{-1} \rho C_p r_a^{-1}$, donde r_a depende de la velocidad del viento y del parámetro de rugosidad (Seguin e Itier, 1983).

En la Ecuación 4, el G es considerado nulo (Jackson *et al.*, 1977; Seguin e Itier, 1983) y, A y B son coeficientes experimentales que pueden considerarse

constantes a escala regional para aplicaciones prácticas (Seguin e Itier, 1983; Vidal y Perrier, 1989; Rivas y Carmona, 2011).

El modelo de la Ecuación 4 es una buena herramienta para la estimación de la LE en áreas de bajo relieve (Brasa *et al.*, 1998; Seguin *et al.*, 1982) y una excelente alternativa para regiones con reducida instrumentación específica. Estos modelos pueden ser aplicados con facilidad en la región pampeana de Argentina y Uruguay, donde existen grandes áreas cubiertas de pasturas naturales y cultivos de soja y, además cultivos de maíz, trigo, girasol, cebada y sorgo entre otros.

El objetivo de este trabajo es: 1) obtener una función que relacione la Rn_d y la Rn_i (obtenida desde satélite) para su uso con teledetección en la región pampeana; 2) estimar los coeficientes experimentales A y B del modelo de Seguin e Itier (1983) para cultivos de soja (*Glycine max* (L.) Merrill) y pastura mixta (*Dactylis glomerata*, *Festuca arundinacea* y *Lolium multiflorum*); y 3) aplicar el modelo de Seguin e Itier (1983) utilizando datos captados por el sensor Thematic Mapper (TM) del satélite Landsat 5, los coeficientes experimentales A y B estimados y la función generada para obtener la Rn_d .

2. Materiales y Métodos

2.1. Ubicación de la experiencia y datos utilizados

La experiencia se desarrolló en el centro de la provincia de Buenos Aires en cercanías de la ciudad de Tandil y en el campus de la UNCPBA ubicada en dicha ciudad (37° 5' S, 59° 7' O, 130 m) (Figura 1-a). Los datos utilizados corresponden a medidas realizadas entre los años 2006 y 2009 para un total de 121 días despejados. La experiencia se realizó en parcelas homogéneas de pastura y soja con cobertura vegetal total (Figura 1-b). La región presenta un clima templado con una precipitación media de 950 mm, una T_a media de 14 °C, una humedad relativa (HR) media del aire de 83 %, una velocidad media de viento (u) de 2,6 m s⁻¹ y una radiación solar media de 186 W m⁻². La *evapotranspiración de referencia* es de 1015 mm año⁻¹ (de acuerdo a Penman Monteith FAO 56).

Una estación de balance de energía fue instalada en una parcela de 5 ha de pastura y, posteriormente, en una parcela de 16 ha de soja. La estación fue configurada para almacenar los valores promedio medidos por los sensores cada 15 minutos en un datalogger CR 10X (Campbell Scientific, Inc.). En ella se instaló a 2 m de altura un radiómetro neto CNR1 (Kipp & Zonen) que mide los términos de radiación de manera discriminada a partir de dos sensores de radiación de onda corta (piranómetros CM3_{up} y CM3_{down}, rango espectral 0,305 - 2,800 μm) y dos sensores de radiación de onda larga (CG3_{up} y CG3_{down}, rango espectral 5 - 50 μm). Además, se instaló un sensor integrado de temperatura T_a y

HR CS215-L16 (Campbell Scientific, Inc.) a la misma altura que el radiómetro neto y un sensor de dirección/velocidad horizontal de viento MOII 034B (Campbell Scientific, Inc.) en la parte más alta de la estación (para conocer los detalles del instrumental consultar [Carmona et al., 2010](#)).

Fueron utilizadas dos imágenes del sensor TM (30 m de resolución espacial) de las fechas 03/03/2007 y 19/03/2007 correspondientes al área de trabajo (escena 225-86 del *World-wide Reference System*) (Figura 1-a y 1-c). Del total de la escena se consideró un área de 400 km² para el desarrollo del trabajo (Figura 1-c). Las imágenes fueron corregidas de los efectos atmosféricos y la banda 6 del sensor TM, correspondiente a la región del Infrarrojo Térmico del espectro electromagnético, fue remuestreada a 30 m de resolución espacial.

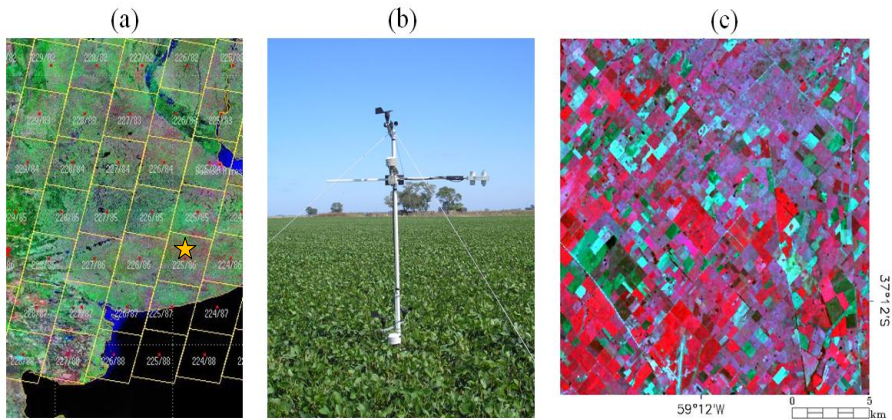


Figura 1. (a) Localización de la experiencia sobre el mapa de escenas de Landsat 5 (★), (b) foto de la estación en parcela de soja, (c) composición falso color compuesto del área de trabajo.

2.2. Estimación de la evapotranspiración diaria

Para estimar la LE_d a nivel de píxel se ha empleado, combinando datos locales y del sensor TM, la ecuación propuesta por [Seguin e Itier \(1983\)](#):

$$LE_d = Rn_d + A - B(T_{rad} - T_a) \quad (5)$$

donde T_{rad} es la temperatura radiativa de la superficie obtenida desde satélite (análoga a la T_s medida localmente) y T_a la temperatura del aire medida a 2 m al momento de la toma de la imagen.

La Rn_d se obtuvo a partir de la Rn instantánea (Rn_i) estimada por medio de datos de satélite. Para poder hacer esto, en primer lugar, se propuso una función lineal para relacionar las magnitudes diarias e instantáneas de la Rn . Es por ello que, nosotros asumimos:

$$Rn_d = Rn_{10-11}C + D \quad (6)$$

donde Rn_{10-11} es el valor de Rn promedio entre las 10:00 y las 11:00 de la mañana, C (adimensional) y D ($W m^{-2}$) son dos coeficientes experimentales ajustados a partir de las medidas locales de Rn_d y Rn_{10-11} .

Las magnitudes locales de Rn son obtenidas a través de los datos registrados por los sensores del radiómetro neto CNR1, en las parcelas de pastura y soja, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$Rn = Rs_{\downarrow} - Rs_{\uparrow} + Rl_{\downarrow} - Rl_{\uparrow} \quad (7)$$

donde la Rs_{\downarrow} es la radiación de onda corta entrante a la superficie medida con el sensor CM3_{up} ($W m^{-2}$), Rs_{\uparrow} es la radiación de onda corta saliente de la superficie medida con el sensor CM3_{down} ($W m^{-2}$), Rl_{\downarrow} es la radiación de onda larga entrante calculada a partir de la medida del sensor CG3_{up} ($W m^{-2}$) y Rl_{\uparrow} es la radiación de onda larga saliente de la superficie calculada a partir de la medida del sensor CG3_{down} ($W m^{-2}$).

Una vez obtenidos los coeficientes experimentales C y D se utiliza la Rn_i de satélite (ver apartado 2.3) en lugar de la Rn_{10-11} para lograr imágenes de Rn_d .

Por otro lado, los coeficientes A y B de la Ecuación 6 fueron determinados a partir de la regresión lineal lograda entre ($LE_d - Rn_d$) y ($T_s - T_a$) medidos localmente (de acuerdo a la Ecuación 4) para cada parcela de estudio y asumiendo una superficie homogénea (Wassenaar *et al.*, 2002). LE_d se calculó a partir de la ecuación Penman Monteith (PM FAO 56) (Allen *et al.*, 1998) usando los datos meteorológicos registrados en la estación.

2.3. Estimación de la radiación neta instantánea

Para el área de trabajo la Rn_i se calculó a nivel de píxel por medio de:

$$Rn_i = Rs_{\downarrow i}(1 - \alpha) + Rl_{\downarrow i} - e_s \sigma T_{rad}^4 \quad (8)$$

donde el valor de $Rs_{\downarrow i}$ ($W m^{-2}$) corresponde al promedio de la Rs_{\downarrow} medida entre las 10:00 am y las 11:00 am con el sensor CM3_{up} y se asume constante para el área de estudio (Lagouarde y Brunet, 1993; Caselles *et al.*, 1998), α es el albedo de superficie (adimensional) y $Rl_{\downarrow i}$ corresponde a la Rl_{\downarrow} instantánea, la cual se obtuvo a partir de la expresión $e_s e_a \sigma T_a^4$; siendo e_s la emisividad de superficie (adimensional), σ la constante de Stefan-Boltzmann ($W m^{-2} K^4$) y e_a la emisividad del aire (adimensional) obtenida como $(0,92/10^5)T_a^2$ (Brutsaert, 1984). T_a y T_{rad} son expresadas en K. La estimación de α , ϵ_s , y T_{rad} es a partir de la imagen.

El α se determinó a partir de la reflectividad de la superficie con las bandas 1 a 5 y la banda 7 ($\rho_{\lambda S}$, donde λ corresponde al número de banda) siguiendo la metodología propuesta por Starks *et al.* (1991):

$$\alpha = \pi(0,111\rho_{1S} + 0,119\rho_{2S} + 0,078\rho_{3S} + 0,124\rho_{4S} + 0,041\rho_{5S} + 0,019\rho_{7S}) \quad (9)$$

donde para calcular la reflectividad en las bandas 5 y 7 (no afectadas por efectos Rayleigh) se utilizó la Ecuación 10 y para calcular la reflectividad de superficie de las bandas 1 a 4 se aplicó la Ecuación 11 (asumiendo una superficie Lambertiana en condiciones de cielo despejado).

$$\rho_{\lambda TOA} = \frac{\pi L_{\lambda sat}}{E_{\lambda 0} d^{-2} \cos \theta_z} \quad (10)$$

$$\rho_{\lambda S} = \frac{\pi(L_{\lambda sat} - L_{\lambda p})}{T_{\lambda v}(E_{\lambda 0} d^{-2} \cos \theta_z T_{\lambda z} + E_{\lambda down})} \quad (11)$$

siendo $\rho_{\lambda TOA}$ es la reflectividad a tope de la atmósfera, $\rho_{\lambda S}$ es la reflectividad de la superficie (para las bandas 5 y 7 $\rho_{\lambda S} = \rho_{\lambda TOA}$), $L_{\lambda sat}$ es la radiancia recibida por el sensor ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), d es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas (ua), $E_{\lambda 0}$ es la irradiancia solar exoatmosférica ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$), θ_z es el ángulo cenital solar, $L_{\lambda p}$ es la radiancia de la atmósfera hacia el sensor ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), $T_{\lambda v}$ es la transmisividad de la atmósfera desde el suelo hasta el sensor, $T_{\lambda z}$ es la transmisividad de la atmósfera en la dirección de iluminación solar y $E_{\lambda down}$ es la irradiancia difusa de la atmósfera dispersada hacia abajo ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$). Para obtener los valores de los parámetros de la corrección atmosférica $T_{\lambda z}$, $T_{\lambda v}$, $E_{\lambda down}$, y $L_{\lambda p}$ de la Ecuación 11 se utilizó el método *Dark Object Subtraction* (DOS) (Schroeder *et al.*, 2007; Song *et al.*, 2001) (para ver más detalles leer en el Capítulo 1 el Apartado 2.2).

La ε_s se estimó a partir de la proporción de vegetación (P_v) aplicable a cultivos extensivos (trigo, cebada, alfalfa, soja y pasturas entre otras) según la expresión (Valor y Caselles, 1996; Rivas y Caselles, 2004):

$$\varepsilon_s = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_{so}(1 - P_v) \quad (12)$$

donde ε_v es el valor de la emisividad de la vegetación, ε_{so} la emisividad del suelo y la P_v fue obtenida a partir del *NDVI* utilizando la ecuación propuesta por Carlson y Ripley (1997):

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad (13)$$

siendo $NDVI_{\min}$ y $NDVI_{\max}$ representan el valor de *NDVI* correspondiente a suelo desnudo con una P_v de 0% ($NDVI \rightarrow \text{mínimo}$) y a una cobertura vegetal densa que tiene una P_v de 100% ($NDVI \rightarrow \text{máximo}$).

2.4. Estimación de la temperatura de la superficie

La T_{rad} (corregida de los efectos atmosféricos) se calculó a partir de la temperatura al tope de la atmósfera (T_{sat}) aplicándole una corrección monocanal. En este trabajo se optó por utilizar la metodología propuesta por Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003):

$$T_{rad} = \gamma \left[\varepsilon^{-1} (\psi_1 L_{6sat} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad (14)$$

$$\gamma = \left\{ \frac{c_2 L_{6sat}}{T_{sat}^2} \left[\frac{\lambda_{ef}^4}{c_1} L_{6sat} + \lambda_{ef}^{-1} \right] \right\}^{-1} \quad (15)$$

$$\delta = -\gamma L_{6sat} + T_{sat} \quad (16)$$

siendo L_{6sat} ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) la radiancia a nivel de satélite, T_{sat} (K) es la temperatura al tope de la atmósfera, λ_{ef} es la longitud de onda efectiva (11,457 μm para la banda 6 del sensor TM), $c_1 = 1,19104 \cdot 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ y $c_2 = 14387,7 \mu\text{m K}$. ψ_1 , ψ_2 y ψ_3 son tres ecuaciones atmosféricas y son función del contenido de vapor de agua de la atmósfera (w).

Los valores de w utilizados corresponden al valor medio obtenido entre los radiosondeos lanzados al mediodía de las estaciones de Ezeiza (34° 49' S, 58° 32' O, 20 m) y Santa Rosa (36° 34' S, 64° 16' O, 191 m), Argentina, en cada fecha considerada (sitio Web de la *Universidad de Wyoming* <http://weather.uwyo.edu/upperair/>).

3. Resultados y Discusión

3.1. Determinación experimental de los coeficientes C y D

Como ya se comentó anteriormente, con los datos medidos entre los años 2006 y 2009 por el sensor CNR1 se logró obtener información en términos de radiación de 121 días despejados (medidos en las parcelas de soja y pastura) con buena representación estacional. La Figura 2 muestra los valores de Rn_d (cruces) y Rn_{10-11} (triángulos) en función del día del año (día juliano). Se puede observar que el valor diario es significativamente menor que el instantáneo y también el comportamiento sinusoidal de los datos.

A continuación en la Figura 3 se muestra el cociente Rn_d/Rn_i para los mismos datos graficados en la Figura 2. Como puede observarse el cociente no es constante a lo largo del año y, por lo tanto, resulta necesario encontrar un función que represente dicha relación en todo el año (normalmente se asume un valor constante de 0,3 para Rn_d/Rn_i , de acuerdo a Seguin e Itier (1983)).

Los estadísticos básicos correspondientes a los datos presentados en las Figuras 2 y 3 se muestran en la Tabla 1.

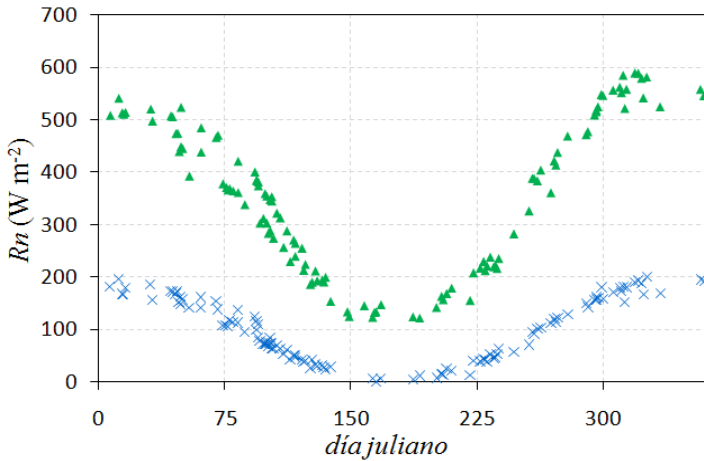


Figura 2. Rn_d (X) y Rn_{10-11} (▲) medidos en la estación de balance de energía en función del día juliano para los días considerados.

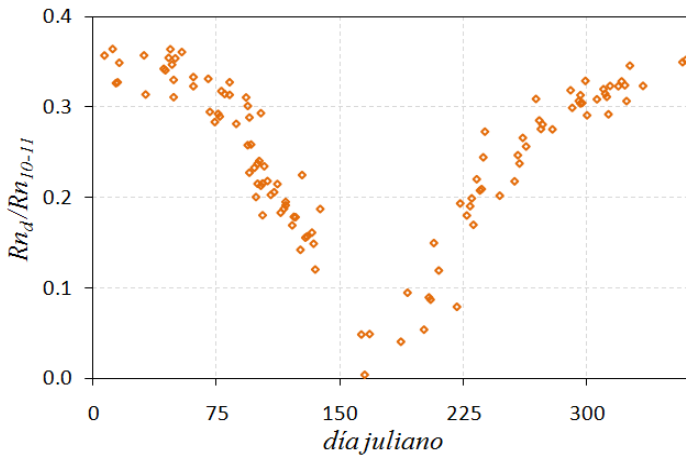


Figura 3. Cociente Rn_d/Rn_{10-11} en función del día juliano.

A partir de los pares de valores de Rn_d y Rn_{10-11} medidos por el sensor CNR1 para días despejados se consideraron dos tercios de éstos (80) para realizar un ajuste por regresión lineal y el tercio de pares de datos restante (41) para validar el modelo. En la Figura 4 se observa la dispersión Rn_d-Rn_{10-11} , para los 80 pares de datos elegidos al azar, y la recta de la función de regresión lineal, donde el

coeficiente de determinación resultante es de $r^2=0,97$ marcando la alta linealidad existente entre ambas magnitudes.

Tabla 1. Estadísticos básicos de Rn_d , Rn_{10-11} y Rn_d/Rn_{10-11} para los 121 conjuntos de datos de radiación. *D.E.* es la desviación estándar.

Variable	Promedio	D.E.	Mínimo	Máximo
$Rn_d (W m^{-2})$	98	61	-11	201
$Rn_{10-11} (W m^{-2})$	356	142	121	589
Rn_d/Rn_{10-11}	0,24	0,10	-0,08	0,36

Como resultado de la regresión lineal, según el modelo presentado en la Ecuación 6, la función obtenida para estimar la Rn_d es:

$$Rn_d = Rn_{10-11}0,43 - 54 \quad (17)$$

siendo $C = 0,43 \pm 0,01$ (adimensional) y $D = 54 \pm 3 (W m^{-2})$.

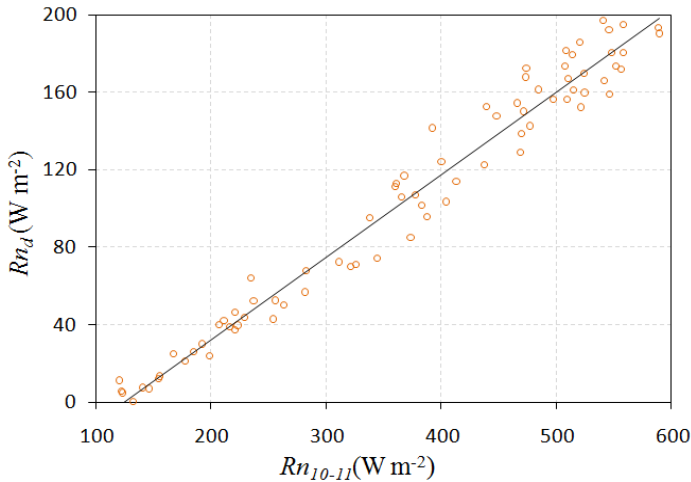


Figura 4. Dispersión entre Rn_d y Rn_{10-11} y recta de la regresión lineal aplicada.

Utilizando los valores de los coeficientes C y D en la Ecuación 6 se realizó un análisis de sensibilidad de la misma. Para ello el error de Rn_d se calculó aplicando la teoría de errores, siendo:

$$\delta Rn_d = \left[(\delta Rn_{10-11} C)^2 + (Rn_{10-11max} \delta C)^2 + (\delta D)^2 \right]^{1/2} \quad (18)$$

donde δRn_d es el error de Rn_d , $Rn_{10-11max}$ es el máximo valor de Rn_{10-11} , y δC y δD corresponden a los errores de estimación de C y D respectivamente. Si se considera que $Rn_{10-11max} = 589 W m^{-2}$, $\delta Rn_{10-11max} = 59 W m^{-2}$, $\delta C = 0,01$ y $\delta D = 3 W m^{-2}$, el error de δRn_d es de $26 W m^{-2}$ y corresponde al error propio de aplicar la Ecuación 6 (válido para los valores presentados en la Tabla 1).

A partir de la Ecuación 17 se estimaron los valores de Rn_d a partir de las 41 medidas de Rn_{10-11} no utilizadas en el ajuste del modelo. Los valores estimados de Rn_d se compararon con los medidos directamente a partir del sensor CNR1 y se validó el modelo (Figura 5), dando como resultado una baja desviación (2 W m^{-2}) y un bajo error cuadrático medio ($\text{RMSE} = 12 \text{ W m}^{-2}$).

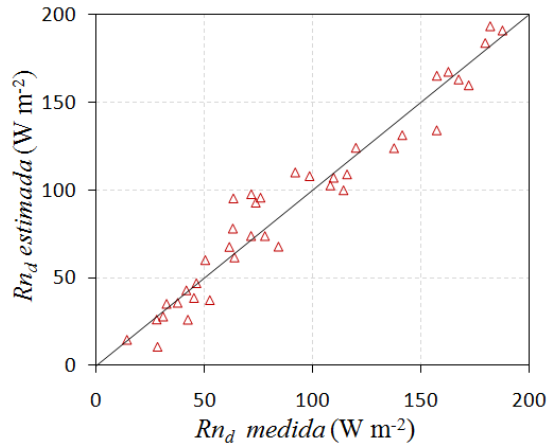


Figura 5. Rn_d estimada, a partir del modelo desarrollado, versus la medida con el sensor CNR1 (la recta representa la función 1:1 para valorar visualmente la calidad del ajuste).

3.2. Estimación de los coeficientes A y B para la pastura y la soja

Como ya se mencionó, los coeficientes A and B se calcularon a partir de los valores de la LE_d calculados utilizando la aproximación de PM FAO 56, medidas de Rn_d y medidas de T_s (obtenida en éste caso a partir del sensor CG3_{down}) y T_a realizadas al medio día con cielo despejado. Para la pastura se obtuvieron 36 conjuntos de datos y 11 para la soja.

La Figura 6 muestra la recta ajustada para los 36 conjuntos de datos de la pastura, donde A toma un valor de $-17,5 \pm 3,3 \text{ (W m}^{-2}\text{)}$, B resulta igual a $4,5 \pm 0,4 \text{ (W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}\text{)}$ y el r^2 es igual a 0,75. Los valores de A obtenidos indican condiciones de no estabilidad ($T_s - T_a > 0$) para las dos cubiertas vegetales analizadas, mientras que el coeficiente de intercambio B es significativamente más alto en la soja ($14,6 \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) que en la pastura ($4,5 \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$). Los resultados revelan inestabilidad en el sistema mostrando que las superficies corresponden a áreas de secano con déficit hídrico.

En el caso de la soja los valores de A , B , y r^2 obtenidos fueron $A = -16,5 \pm 3,8 \text{ (W m}^{-2}\text{)}$, $B = 14,6 \pm 3,9 \text{ (W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}\text{)}$ y r^2 0,61 (Figura 7).

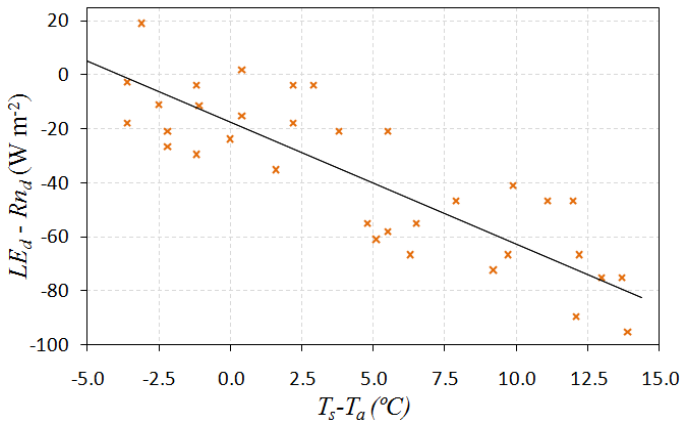


Figura 6. Dispersión entre $(LE_d - Rn_d)$ y $(T_s - T_a)$ y recta ajustada para la pastura.

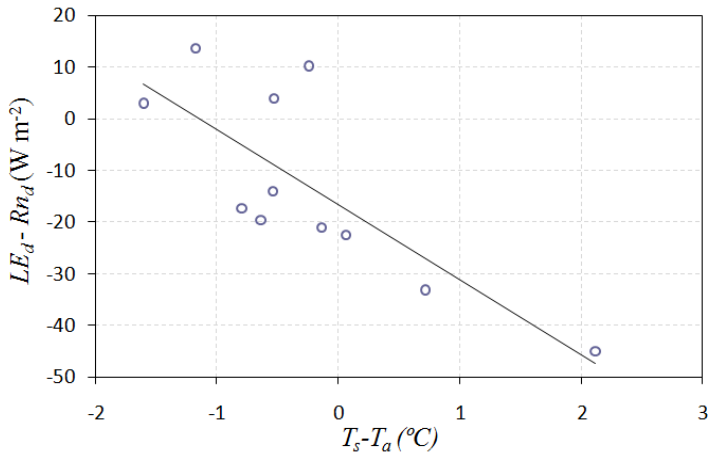


Figura 7. Dispersión entre $(LE_d - Rn_d)$ y $(T_s - T_a)$ y recta ajustada para la soja.

Para evaluar el error de estimación de la LE_d sobre pastura y soja con imágenes de satélite se realizó un análisis de sensibilidad del modelo de [Seguin e Tier \(1983\)](#) (Ecuación 5), en donde el error se calculó a partir de:

$$\delta LE_d = \left[(\delta Rn_d)^2 + (\delta A)^2 + ((T_{s_i} - T_{a_i})_{\max} \delta B)^2 + B(\delta T_{s_i})^2 + B(\delta T_{a_i})^2 \right]^{1/2} \quad (19)$$

donde δA , δB , δT_{s_i} y δT_{a_i} son los errores de A , B , T_s (estimada a partir de la ecuación monocanal) y T_a (sensor *CS215-LI6*), respectivamente. El valor de $(T_s - T_a)_{\max}$ corresponde, en cada caso, al máximo observado del total de datos para la pastura y para la soja. Los valores asumidos en la Ecuación 19 se indican en la Tabla 2.

Tabla 2. Valores utilizados para la estimación del error del modelo semiempírico (Ecuación 19).

	Cubierta A ($W m^{-2}$)	B ($W m^{-2} °C^{-1}$)	$(T_s - T_a)_{max}$ ($°C$)	δT_s ($°C$)	δT_a ($°C$)
Pastura	$-17,5 \pm 3,3$	$4,5 \pm 0,5$	14,4	2	0,2
Soja	$-16,5 \pm 3,8$	$14,6 \pm 3,9$	2,1	2	0,2

El error de la LE_d con el modelo semiempírico, utilizando datos del sensor TM, es de $\pm 28 W m^{-2}$ para la pastura y de $\pm 40 W m^{-2}$ en el caso de la soja. Si se asume una Rn_d de $200 W m^{-2}$ y los errores para la LE_d indicados anteriormente, los errores relativos de los mapas de LE_d desarrollados tendrían un valor del 14 % en el caso de la soja y del 20 % en la pastura.

3.3 Mapas de LE_d logrados a partir de imágenes Landsat TM

Para la zona de estudio se realizó una *mapa de usos del suelo* combinando las bandas 3, 4, 5 y 7 del sensor TM de la imagen del 19/03/2007. Para ello, se hizo una clasificación aplicando la técnica de *Máxima Verosimilitud* a partir de las cinco clases (*Soja, Maíz, Suelo desnudo, Pastura en bajos, Pastura en zonas elevadas*) presentes en la zona de estudio. Antes de aplicar la clasificación se eliminaron los cuerpos de agua y las ciudades aplicando una máscara (Figura 8).

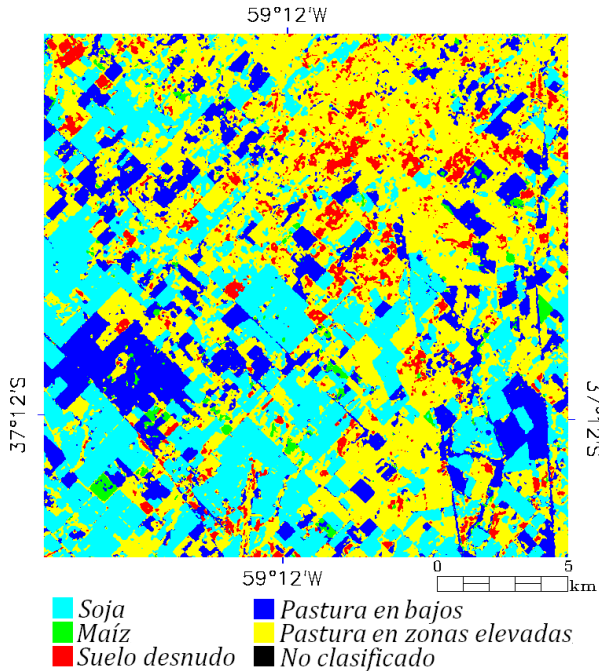


Figura 8. Clasificación de la zona de estudio utilizando la imagen del día 19/03/2007 y la técnica de Máxima Verosimilitud.

La precisión lograda fue del 95 % para el conjunto de clases y de 77 a 100 % a nivel de clase (77 % en pasturas en zonas elevadas, soja 90 % y, pastura en bajos, maíz y suelo desnudo 100 %). Para eliminar el ruido se aplicó un filtro de media de 3x3 píxeles y, el resultado de la clasificación se muestra en la Figura 8.

Finalmente, se obtuvieron los mapas de LE_d a partir de la Ecuación 5, usando la Rn_d y la T_{rad} logradas a partir de los datos del sensor TM, los parámetros A y B estimados propios de cada cubierta vegetal (pastura y soja), los datos medidos en la estación de Rs_{li} y T_a , y la clasificación mostrada en la Figura 8.

En la Tabla 3 se muestran los valores de Rs_{li} , T_a , ε_v , ε_{so} , ε_a , $NDVI_{min}$, $NDVI_{max}$ y w utilizados en la metodología aplicada para obtener los mapas de LE_d en las superficies de pastura y soja del área de trabajo.

Tabla 3. Datos usados para la obtención de los mapas de LE_d .

Fecha	Cubierta	Rs_{li} ($W\ m^{-2}$)	T_a (°C)	ε_v	ε_{so}	ε_a	$NDVI_{min}$	$NDVI_{max}$	w ($g\ cm^{-2}$)
03/03/2007	Pastura	757	22,0	0,975	0,96	0,80	0,21	0,91	1,58
	Soja	757	22,0	0,985	0,96	0,80	0,21	0,91	1,58
19/03/2007	Pastura	688	23,6	0,975	0,96	0,81	0,08	0,87	1,91
	Soja	688	23,6	0,985	0,96	0,81	0,08	0,87	1,91

En la Figura 9 se muestran los mapas de LE_d para las parcelas con pastura, la clasificación creada se usó para enmascarar las parcelas que no presentan dicha cubierta.

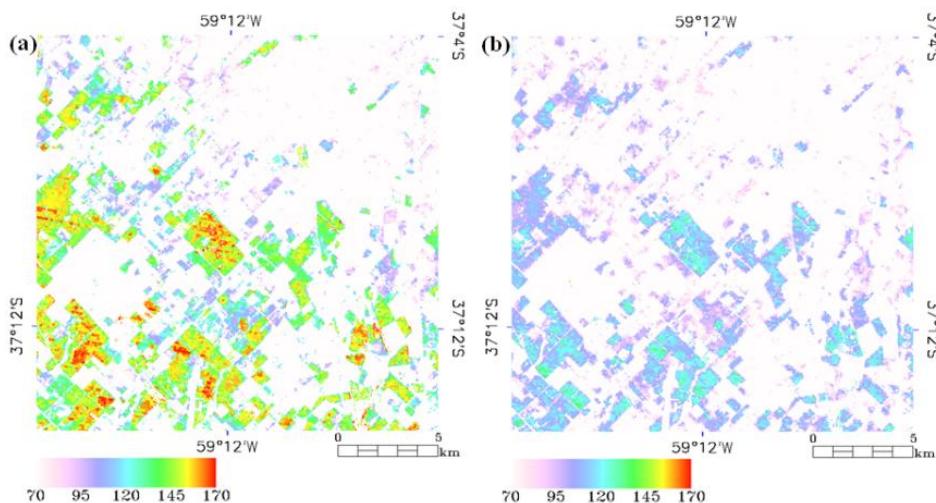


Figura 9. Mapas de LE_d ($W\ m^{-2}$) para parcelas con pastura: (a) 03/03/2007 y (b) 19/03/2007.

La aplicación de la metodología empleada permite conocer la variación espacial de la LE_d , observándose en éste caso que la LE_d varía entre 89 W m^{-2} y 149 W m^{-2} con un valor medio de $113 \pm 13 \text{ W m}^{-2}$ para el día 03/03/2007 (Figura 9-a) mientras que para el día 19/03/2007 la variación se da entre 83 W m^{-2} y 137 W m^{-2} con un valor medio de $106 \pm 11 \text{ W m}^{-2}$ (Figura 9-b). La reducción de la evapotranspiración obedece a la disminución de la humedad del suelo principalmente y, en menor medida, a la disminución de la radiación solar.

Por último, en la Figura 10 se muestran los mapas de LE_d para las parcelas con soja, utilizando también la clasificación creada pero en éste caso enmascarando los píxeles sin soja (regiones en blanco). Los resultados muestran que la soja presentó un valor mínimo de 65 W m^{-2} , un máximo de 170 W m^{-2} y un valor medio de $133 \pm 24 \text{ W m}^{-2}$ para el día 03/03/2007 (Figura 10-a) y un mínimo de 52 W m^{-2} , un máximo de 131 W m^{-2} y un valor medio $102 \pm 16 \text{ W m}^{-2}$ para el 19/03/2007 (Figura 10-b). El cambio entre las fechas consideradas es fuerte y obedece, en gran parte, a que la soja llegó a la etapa de selenitud.

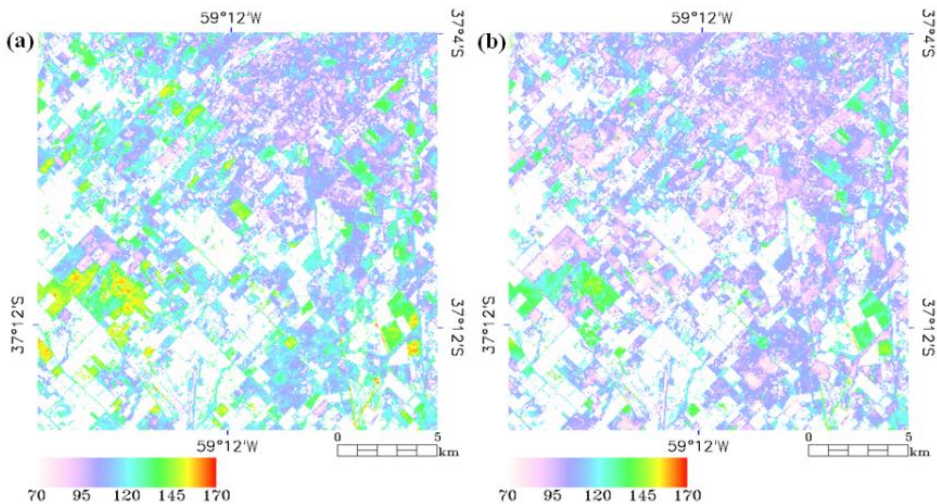


Figura 10. Mapas de LE_d (W m^{-2}) para parcelas con soja: (a) 03/03/2007 y (b) 19/03/2007.

4. Conclusiones

En el presente capítulo se aplica el modelo semiempírico de [Seguin e Itier \(1983\)](#) en el que se obtiene la Rn_d a partir de datos instantáneos ($Rn_d = Rn_{10-11}C + D$) logrados desde satélite. El valor Rn_d logrado a partir de la estimación de Rn_i es inédito para la región y podría ser extrapolado a otras zonas con facilidad. La Rn_d fue validada con datos medidos sobre una pastura y en un cultivo de soja (centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina). La validación muestra que la

ecuación propuesta presenta una muy baja desviación y un *RMSE* de 12 W m^{-2} . El ajuste logrado tiene validez anual e integra valores de *Rn* bajos y altos reduciendo el error de estimación en otoño y primavera (se considera que en invierno los valores son bajos y la estimación de *Rn* no suele ser de interés con fines agro hidrológicos).

Además, se calcularon los parámetros *A* y *B* del modelo de Seguin e Itier (1983) utilizando datos medidos con un sensor CNR1 sobre una parcela con pastura y otra con soja. Los valores del coeficiente *A* indican condiciones de inestabilidad en el sistema tanto para la soja y la pastura indicando un déficit hídrico en las cubiertas analizadas. Teniendo en cuenta que los últimos años la distribución de estaciones meteorológicas (Servicio Meteorológico Nacional, INTA, Universidades, Municipios, Secretaría de Agricultura y privados) aumentó significativamente la aplicación del modelo presentado sería factible de aplicarse en toda la región.

Los errores de estimación de la *LE_d* utilizando datos del sensor TM es de 14 % para el caso de pasturas y de 20 % para los cultivos con soja, de acuerdo a los resultados obtenidos.

Por último, es importante indicar que la ecuación de *Rn_d* presentada es válida para ser aplicada con datos adquiridos por otros sensores (por ejemplo AVHRR y MODIS) siempre y cuando se disponga de sensores en el sector visible, infrarrojo cercano y térmico del espectro electromagnético (para datos captados entre las 10:00 y las 11:00 horas de la mañana).

Agradecimientos

Las investigaciones presentadas en este capítulo fueron financiadas por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (Proyectos ANCPyT/PICTO 22825, ANCPyT/PRH 0032, AO/CONAE-MINCYT 2009), la Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires y la Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires (Proyecto 03/A178). Los autores agradecen a la Comisión Nacional de Actividades Espaciales de Argentina (CONAE) por la provisión de las imágenes Landsat.

Referencias

1. Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D. y Smith, M. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy, 1998, paper 56, pp 323.
2. Brasa, A.; Martín de Santa Olalla, F.; Caselles, V. y Jochum, M. Comparison of evapotranspiration estimates by NOAA-AVHRR images and aircraft flux measurement in a semiarid region of Spain. J. agric. Engng. Res., 1998, 70, 285-294.

3. Brutsaert, W. Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1984, 299 p.
4. Carlson, T. N.; Ripley, D. A. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index, *Remote Sens. Environ.* 1997, 62, 241-252.
5. Carmona, F.; Rivas, R.; Ocampo, D.; Schirmbeck, J; Holzman, M. Estación de balance de energía: instrumental para la estimación y validación de variables hidrológicas a escala local y regional. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras – Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura. Ed. M. Varni, I. Entraigas y L. Vives. Azul, Argentina, 2010, 685-692.
6. Caselles, V.; Artigao, M.; Hurtado, E.; Coll, C.; Brasa, A. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sens. Environ.* 1998, 63, 1-10.
7. Caselles, V.; Delegido, J. A simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. *Int. J. Remote Sens.*, 1987, 8, 1151-1152.
8. Gouturbe, J.; Lebel, T.; Dolman, A.; Gash, J.; Kabat, P.; Kerr, Y.; Monteny, B.; Prince, S.; Stricker, J.; Tonga, A. y Wallace, J. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification, *J. Hydrol.*, 1997, 189, 4-17.
9. Inoue, Y.; Moran, MS. A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration- A case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopy, *Int. J. Remote Sens.*, 1997, 18(1), 139-152.
10. Jackson, R.D.; Reginato, R.J.; Idso, S.B. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.*, 1977, 13, 651-656.
11. Jiménez-Muñoz, J. C.; Sobrino, J. A. A generalized single channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *J. Geophys. Res.* 2003, 108.
12. Kustas, W. Estimate of evapotranspiration with a one and two layer model of heat transfer over partial canopy cover. *J. App. Meteorol.*, 1990, 29, 704-715.
13. Kustas, W.P.; Blanford, J.H.; Stannard, D.I.; Daughtry, C.S.T.; Nichols, W.D. y Wertz, M.A. Local energy flux estimates for unstable conditions using variance data in semiarid rangelands. *Water Resour. Res.*, 1994, 30(5), 1351-1361.
14. Kustas, W.P.; Norman, J.M. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for a partial canopy cover. *Agric. For. Meteorol.*, 1999, 94, 13-29.
15. Lagouarde, J.P.; Brunet, Y. A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.* 1993, 14(5), 907-925.

16. Priestley, C.; Taylor, R. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale. *Mon. Weather Rev.*, 1972, 100, 81-92.
17. Reginato, R.J.; Jackson, R.D.; Pinter, J.P. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Rem. Sens. Environ.*, 1985, 18, 75-89.
18. Rivas, R.; Caselles, V. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sens. Environ.* 2004, 93, 68-76.
19. Rivas, R.; Carmona, F. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *J. Phys. Chem. Earth*, 2011, doi:10.1016/j.pce.2010.12.002
20. Sanchez, J.M.; Scavone, G.; Caselles, V.; Valor, E.; Copertino, V.A.; Telesca, V. Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. *J. Hydrol.*, 2008a, 351, 58-70.
21. Sánchez, J.M.; Kustas, W.P.; Caselles, V.; Anderson, M.C. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sens. Environ.*, 2008b, 112, 1130-1143.
22. Schroeder, T. A.; Cohen, W. B.; Song, C.; Canty, M. J.; Yang, Z. Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon. *Remote Sens. Environ.* 2007, 103, 16-26.
23. Seguin, B.; Itier, B. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.*, 1983, 4, 371-383.
24. Seguin, B.; Itier, B.; Monget, J.M. y Petit, V. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation régionale. *Mise au point méthodologique sur le site de la Crau, Agronomie*, 1982, 2(1), 7-16.
25. Soegaard, H.; Boegh, E. Estimation of evapotranspiration from a millet crop in the Sahel combining sap flow, leaf area index, and eddy correlation technique. *J. Hydrol.*, 1995, 166, 265-282.
26. Song, C.; Woodcock, C. E.; Seto, K. C.; Pax-Lenney, M.; & Macomber S. A. Classification and change detection using Landsat TM data: When and how to correct atmospheric effects?. *Remote Sens. Environ.* 2001, 75, 230-244.
27. Starks, P. J.; Norman, J. M.; Blad, B. L.; Walter-Shea, E. A.; Walthall, C. L. Estimation of Shortwave Hemispherical Reflectance (Albedo) from Bidirectionally Reflected Radiance Data, *Remote Sens. Environ.* 1991, 38, 123-134.

28. Valor, E.; Caselles, V. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. *Remote Sens. Environ.* 1996, 57, 167-184.
29. Vidal, A.; Perrier, A. Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.*, 1989, 10, 1327-1337.
30. Wang, K.; Li, Z.; Cribb, M. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley–Taylor parameter. *Rem. Sens. Environ.*, 2006, 102, 293-305.
31. Wassenaar, T.; Olioso, A.; Hasager, C. y Jacob F. Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels. *Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*. Universitat de València, España, 2002, 458-465.
32. Zhao-Liang, L.; Ronglin, T.; Zhengming, W.; Yuyun, B.; Chenghu, Z.; Bohui, T.; Guangjian, Y. y Xiaoyu, Z. A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors*, 2009, 9, 3801-3853.