

# ESTIMACIÓN DEL FLUJO DE CALOR LATENTE MEDIANTE EL USO DE TELEDETECCIÓN EN EL CENTRO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Laura Aguas<sup>1</sup>, Raúl Rivas<sup>2</sup>  
[laguas@faa.unicen.edu.ar](mailto:laguas@faa.unicen.edu.ar)

<sup>1</sup> Centro Regional de Agrometeorología. Facultad de Agronomía – UNICEN

<sup>2</sup> Instituto de Hidrología de Llanuras. Campus Universitario de la UNCPBA

## RESUMEN

El flujo de calor latente (LE) comprende la energía empleada en el proceso de evapotranspiración. Su estimación es fundamental para la evaluación de la productividad agropecuaria de una región, el balance hidrológico, partición de la radiación neta, entre otras cosas, mediante una herramienta de utilidad como es la teledetección.

El trabajo se realizó en la zona centro de la provincia de Buenos Aires, comprendida por los partidos de Azul, Tandil, Olavarría, Benito Juárez y Las Flores.

Se utilizó una metodología de fácil aplicación para estimar LE a escala regional, la ecuación utilizada es la de Priestley-Taylor adaptada a la teledetección, usando imágenes satelitales captadas por el sensor MODIS/Terra y datos meteorológicos medidos en estaciones convencionales.

Para la validación de los datos se aplicó la ecuación de Penman FAO, utilizando información de las estaciones agrometeorológicas de la región de estudio. La consistencia del método se valoró a partir del coeficiente de determinación, de la desviación media, de la raíz cuadrada del error cuadrático medio, del error relativo y del índice de concordancia de Willmott. Del análisis de regresión lineal, se puede observar que el modelo ajusta en un 71%, siendo el error de la estimación de  $\pm 0,12 \text{ mm d}^{-1}$ .

Los resultados muestran que la metodología propuesta puede extenderse a la región pampeana siempre y cuando se disponga de información de estaciones meteorológicas de superficie. La disponibilidad de información existente en el ámbito de la provincia de Buenos Aires y centro del país hacen al método como una alternativa de fácil aplicación.

## ABSTRACT

The flux of latent heat (LE) comprises the energy used in the process of evapo-transpiration. Its estimation is essential for the evaluation of agricultural productivity of a region, the water balance, partition of net radiation among other things by means of a useful tool such as teledetection.

The thesis field work was carried out in the centre of the province of Buenos Aires which comprises the districts of Azul, Tandil, Olavarria, Benito Juarez and Las Flores.

A methodology of easy application was used to estimate LE at a regional level, the Priestley-Taylor equation adapted to teledetection by using satellite images captured by the MODIS/Terra sensor and meteorological data measured in conventional stations was used. For data validation, Penman FAO equation was applied using information from the agro-meteorological stations in the studied area. Consistency of the method was assessed as from the determination coefficient, the mean deviation, the square root of the mean quadratic error, the relative error and the Willmott index concordance. From the lineal regression analysis, it can be observed that the model adjusts 71% with an estimation error of  $\pm 0.12 \text{ mm d}^{-1}$ .

Results show that the methodology proposed can be extended to the Pampa area provided there is information of surface meteorological stations. Availability of existing information in the province of Buenos Aires and centre of the country make the method an easy to apply alternative.

**Palabras claves:** flujo de calor latente, teledetección

## 1) INTRODUCCION

La teledetección espacial ofrece ventajas únicas frente a otros medios de observación de la Tierra como la teledetección aérea o el trabajo de campo, si bien es cierto que los datos de satélite no sustituyen a las observaciones *in situ* sino que las complementa (Sobrino, 2000). El desarrollo de sistemas satelitales para el monitoreo ambiental se ha presentado como una herramienta excepcional, que está colaborando con la interpretación y evaluación de diversificadas variables de interés ambiental (Chuvienco, 2002; Boegh *et al.*, 2002).

Con los datos captados desde los sensores remotos es posible estimar parámetros biofísicos de superficie a diferentes resoluciones espaciales y temporales (Liang *et al.*, 2002; Rivas y Caselles, 2004; Schimbeck *et al.*, 2007), y éstos adquieren importancia cuando se logra tener datos de la superficie con una buena resolución espacio-temporal (Rivas *et al.*, 2010).

La estimación del flujo de calor latente es una variable fundamental dentro de la ecuación del balance de energía de la superficie, que modela un sistema formado por la vegetación, el suelo y la atmósfera. Es estimada con la finalidad de conocer la necesidad de agua de los cultivos tanto a escala local como regional.

A escala mundial, alrededor del 64% del agua que precipita sobre los continentes vuelve a la atmósfera mediante el proceso de evapotranspiración (Rivas *et al.*, 2010). Del total de agua evaporada, aproximadamente un 97% corresponde al proceso denominado evapotranspiración (evaporación desde el suelo + transpiración de las plantas) y un 3% desde cuerpos de agua (Digman, 2002).

Diversos autores han trabajado en el desarrollo de modelos que permiten estimar el LE obtenido a partir de imágenes satelitales, utilizando diferentes sensores sobre distintas extensiones territoriales, ajustándolos a las características de interés de su región de estudio (Sanchez *et al.*, 2007; Flores, *et al.*, 2007; Xiuqin Fang, 2009).

En Argentina, desde hace mucho tiempo se utiliza la información satelital de alta resolución espacial, para la investigación de diversos temas de impacto ambiental, detección de incendios, productividad de los cultivos, bosques; así como para la estimación de Balance de Energía (BE) terrestre y ET a escala de parcela (Venturini 2007, Di Bella *et al.*, 2008; Norman *et al.*, 2003; Rivas y Carmona, 2010).

Actualmente operan diferentes tipos de sensores abordo de plataformas satelitales con bandas ubicadas en ventanas del espectro visible y térmico, ya sea de imágenes de satélites con alta resolución espacial y baja resolución temporal (por ejemplo Landsat 5 Thematic Mapper - TM, Enhanced Thematic Mapper Plus - ETM+, Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer - ASTER, Advanced Along - Track Scanning Radiometer - AATSR y New Infrared Sensor Technology - NIRST ) o imágenes con baja resolución espacial y alta resolución temporal (por ejemplo Terra-Aqua Moderate Resolution Imaging Spectrometer - MODIS, Geostationary Operational Environmental Satellite - GOES, Advance Very High Resolution Radiometer - AVHRR de la National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA) (Bayala, 2011).

El grupo de Teledetección y Evapotranspiración del Instituto de Hidrología de Llanuras ha realizado investigaciones sobre los componentes del BE en diferentes tipos de cubiertas vegetales

de la región pampeana y ha desarrollado modelos locales y regionales, combinando información de terreno con imágenes de satélite (Carmona *et al.*, 2010).

El estudio de este trabajo se realizó en la región centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina comprendiendo los partidos de Azul, Ayacucho, Benito Juárez, Las Flores, Olavarria, Rauch y Tandil, para el periodo de 2000 – 2011, perteneciente a la zona llamada “Pampa Deprimida”, que es una llanura de muy suave pendiente, que comprende la mayor parte de la cuenca del Río Salado y una amplia zona, topográficamente mas alta, que son las Sierras Septentrionales de Buenos Aires o Sistema de Tandilia.

El objetivo de este trabajo es estimar el LE regional mediante la ecuación de Priestley – Taylor (1972) adaptada a teledetección, que combina información de imágenes de satelitales y datos meteorológicos de las estaciones terrenas. La ecuación operativa es la propuesta por Rivas y Carmona en el año 2010.

Los objetivos específicos fueron:

\* Estimar el LE a escala regional utilizando imágenes satelitales MODIS, utilizando el programa ENVI 4.2 (Environment for Visualizing Images).

\* Estimar la  $ET_0$  a escala local mediante la ecuación de Penman FAO (PM FAO 56) (Allen *et al.*, 1998), usando los datos meteorológicos registrados en las estaciones operadas por el Centro Regional de Agrometeorología, perteneciente a la Facultad de Agronomía (UNCPBA) de la ciudad de Azul.

\* Analizar la precisión del modelo propuesto mediante técnicas estadísticas de regresión, estimando la bondad del ajuste a través de la obtención del coeficiente de correlación, los estadísticos descriptivos mediante el software estadístico STATGRAPHICS Plus 4.0

Este trabajo pretende mostrar la aptitud de la estimación del flujo de calor latente a escala regional, utilizando mínimos datos de estaciones terrenas sumadas a los obtenidos de las imágenes satelitales y combinándolos todos con la aplicación de la ecuación de Priestley Taylor (1972).

## 2) METODOLOGÍA

La estimación del flujo de calor latente se realizó aplicando la ecuación de Priestley y Taylor (1972) adaptada a la teledetección. La ecuación operativa es (Rivas y Carmona 2010):

$$LE_d = \alpha * \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) * (A * Rsn_d + B - G_d) * fc^{-1} \quad (1)$$

Siendo  $\Delta$  la pendiente de la curva de presión de vapor saturado como función de la temperatura del aire ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ),  $\gamma$  la constante psicométrica ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ),  $G$  el flujo el calor en el suelo diario y  $fc^{-1}$  igual a  $(28,36)^{-1}$  el factor de conversión de unidades de  $W \text{ m}^{-2}$  a  $mm \text{ día}^{-1}$  (el factor considera un calor latente de vaporización a una temperatura de  $20 \text{ } ^\circ C$ ). El valor de  $\alpha$  (1,41) utilizado en la ecuación 2.1 corresponde al logrado por Carmona *et al.*, 2010. Éste es considerado representativo para la zona ya que fue calculado con valores medidos en una estación de balance de energía en condiciones de mínima advección.

El valor de  $\left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right)$  se calculó como un valor medio del día a partir de la temperatura media del aire ( $T_a$ ) y la altitud en la que se encuentra instalada la estación de medición de los datos (Allen *et al.*, 1998).

El valor de  $Rn$  se estimó a partir del albedo obtenido de datos de imágenes de satélite (captados por el sensor MODIS) y datos atmosféricos a escala local para la radiación solar. La fórmula utilizada

para estimar la radiación neta diaria ( $R_{nd}$ ) a partir de la radiación solar neta diaria ( $R_{snd}$ ) fue la propuesta por Rivas y Carmona 2011:

$$R_{nd} = A * R_{snd} + B \quad (2)$$

donde el parámetro A, adimensional, es igual a 0,75 y el parámetro B es de -28 W m<sup>-2</sup>. Los valores de los parámetros A y B fueron calculados por Rivas y Carmona en 2011 con datos medidos en una estación de balance de energía (EBE), instalada a 50 km de la ciudad de Tandil, Argentina. Para el ajuste de los parámetros Rivas y Carmona (2011) utilizaron información registrada por un radiómetro neto CNR1 (Kipp & Zonen), el cual presenta un diseño que permite medir la radiación de onda corta y larga por separado. Está constituido por dos sensores de radiación de onda corta (piranómetros CM3up ( $R_{s\downarrow}$ ) y CM3down ( $R_{s\uparrow}$ ), rango espectral 0,305 - 2,800  $\mu$ m) y dos sensores de radiación de onda larga (CG3up ( $R_{l\downarrow}$ ) y CG3down ( $R_{l\uparrow}$ ), rango espectral 5 - 50  $\mu$ m). La precisión de la  $R_n$  diaria utilizando el radiómetro CNR1 es de  $\pm 10\%$  (Carmona et al., 2011).

La  $R_{snd}$  a nivel de píxel se obtiene de la siguiente expresión:

$$R_{snd} = R_s * (1 - ALB) \quad (3)$$

Si reemplazamos la fórmula (3) en (2) obtenemos la siguiente expresión:

$$R_{nd} = A * (R_s * (1 - ALB)) + B \quad (4)$$

donde  $R_s$  (W m<sup>-2</sup>) es la radiación de onda corta medida en la estación meteorológica, ALB corresponde al albedo. Para estimar el ALB se utilizaron datos captados por el sensor MODIS a bordo del satélite Terra. La ecuación para la estimación del albedo con datos MODIS que se aplicó es la siguiente (Liang, 2000):

$$ALB = 0,16 * \rho_1 + 0,29 * \rho_2 + 0,243 * \rho_3 + 0,116 * \rho_4 + 0,112 * \rho_5 + 0,081 * \rho_7 - 0,0015 \quad (5)$$

donde  $\rho$  representa la reflectividad de la superficie y los subíndices 1, 2, 3, 4, 5 y 7 indican las bandas del sensor MODIS.

El término G, no considerado en el trabajo de Rivas y Carmona 2010 por trabajar sobre zonas con alta cobertura vegetal fue tomado en cuenta estimándose a partir de la expresión propuesta por Moran et al (1989), en función de la  $R_{nd}$  y el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI):

$$G : 0,583 \exp(-2.13 \text{NDVI}) * R_{nd} \quad (6)$$

Para la estimación del NDVI, se utilizaron las bandas 1 (rojo) y 2 (infrarojo cercano) de las imágenes captadas por el sensor MODIS/Terra, con una resolución espacial de 1x1 km.

Los datos meteorológicos utilizados corresponden a la red de estaciones meteorológicas y pluviométricas del Centro Regional de Agrometeorología dependiente de la facultad de Agronomía de la UNCPBA. En la Tabla 1 se presentan las coordenadas de las estaciones utilizadas

Estación	Latitud	Longitud	Alt. m
Azul	36° 45' 00"S	59° 57' 00"W	137
Benito Juárez	37° 41' 10" S	59° 46' 50"W	214
Las Flores	36° 02' 00"S	59° 06' 00"W	34
Olavarria	36° 53' 00"S	60° 12' 00"W	163
Rauch	36° 48' 20"S	59° 6' 00"W	96
Tandil	37° 17' 00"S	59° 5' 00"W	178

Los instrumentos convencionales que permiten medir temperatura y humedad se encuentran ubicados dentro de una casilla meteorológica a 1,5 m de altura sobre la superficie del terreno, la que está ubicada en un predio con una cubierta vegetal natural de pasto corto.

**Tabla 1: Ubicación de las estaciones meteorológicas.**

Las fechas usadas en el presente

trabajo, son seleccionadas de acuerdo al comportamiento de la radiación, meses del año en los cuales se presentan los valores máximos y días sin cobertura nubosa.

Para la aplicación de la ecuación 1 se seleccionaron 26 imágenes captadas por la misión Earth Observing System (EOS) por medio del sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo de la plataforma TERRA. Las imágenes corresponden a días totalmente despejados de meses de alta radiación. Las imágenes fueron descargadas desde el sitio MODIS con resolución de 1 Km en valores de radiancia y reflectividad (<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>). En este trabajo se optó por el producto MOD02, que contiene la radiancia de las 36 bandas, se presentan en unidades  $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$  (*MODIS Product User's Guide for Level 1B*). Del total de bandas, se utilizaron desde la banda 1 hasta la banda 7. La banda 1 (longitud de onda de 0,620 – 0,670  $\mu m$ ) y la banda 2 (longitud de onda de 0,841 – 0,876  $\mu m$ ), se utilizaron para obtener el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI).

El albedo, ecuación 5, fue estimado a partir de las bandas 1 y 2 antes mencionadas y las bandas 3 (longitud de onda de 0,459 – 0,479  $\mu m$ ), 4 (longitud de onda de 0,545 – 0,565  $\mu m$ ), 5 (longitud de onda de 1,230 – 1,250  $\mu m$ ) y 7 (longitud de onda de 2,105 – 2,155  $\mu m$ ) respectivamente.

Una vez obtenida la estimación del flujo de calor latente a partir de la ecuación 1 con imágenes satelitales, se calculó la ETo ( $mm\ día^{-1}$ ) a escala local mediante la ecuación de Penman FAO (PM FAO 56) (Allen *et al.*, 1998), usando los datos meteorológicos registrados en las estaciones indicadas en la Tabla 2.2. La fórmula aplicada es:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (7)$$

donde  $R_n$  radiación neta en la superficie del cultivo ( $MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$ );  $R_a$  radiación terrestre ( $mm\ día^{-1}$ );  $G$  flujo del suelo ( $MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$ );  $T$  temperatura media del aire a 2 m de altura ( $^{\circ}C$ );  $u_2$  velocidad del viento a 2 m de altura ( $m\ s^{-1}$ );  $e_s$  presión de vapor saturada (k Pa);  $e_a$  presión real de vapor (k Pa);  $e_s - e_a$  déficit de presión de vapor (k Pa);  $\Delta$  pendiente de la curva de presión de vapor ( $k\ Pa\ ^{\circ}C^{-1}$ );  $\gamma$  constante psicométrica ( $k\ Pa\ ^{\circ}C^{-1}$ ).

Teniendo en cuenta la precisión geométrica de las imágenes resultantes, los valores de LE obtenidos en la ecuación 1 corresponden al valor medio de un área de 3 x 3 píxeles para cada una de las estaciones meteorológicas. Los resultados así obtenidos de LE fueron comparados con los resultados de la ecuación 7 para cada estación.

Para evaluar la calidad del modelo de estimación de LE a escala espacial se aplicaron los siguientes estadísticos básicos: la desviación media del error cuadrático o bias (MBE), el error relativo (RE), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), el índice de concordancia del Willmott (Willmott,1981).

A partir de los 126 pares de valores obtenidos (observados y estimados) se realizó un ajuste por regresión lineal obteniéndose el coeficiente de determinación ( $r^2$ ) y la pendiente b de la regresión lineal entre los valores calculados y estimados. El modelo perfecto es cuando la pendiente de la regresión lineal  $r^2 = d = EF = 1$  y  $MBE = RMSE = RE = 0$ . Un modelo aceptable debe tender a los límites anteriores, siendo bueno el ajuste del modelo cuando  $d \geq 0,95$ ;  $RE \leq 0,20$ ; b tiende a 1 ( $1 \pm 0,1$ ) y  $r^2 > 0,80$  (Pereira, 2004; Stockle *et al.*, 2004).

La región de estudio esta ubicada en el centro de la provincia de Buenos Aires integrada por los partidos de Azul, Ayacucho, Benito Juárez, Las Flores, Olavarría, Rauch y Tandil, abarcando una superficie total de 39.036  $km^2$ . Está situada entre las latitudes 36° 45'S y 37° 17'S y entre las longitudes 59° 5'W este y 60° 12'W oeste.

Se encuentra dentro de la subregión de la región pampeana, llamada Pampa Deprimida, es una depresión asimétrica, de muy escaso gradiente, con pendientes iguales o inferiores a valores del 0,5%.

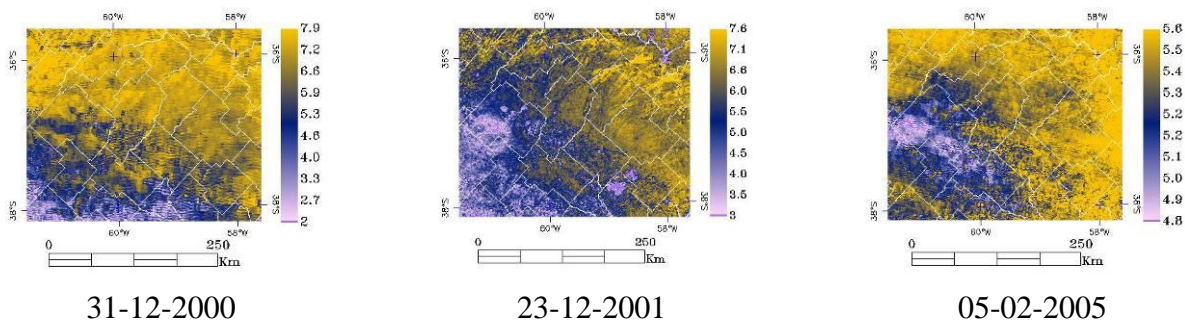
El clima es templado y húmedo (Köpen, 1931), posee características agroclimáticas dependientes de las condiciones microclimáticas que la afectan, dando como resultados agroclimas particulares denominados mesoclimas locales o mesoagroclimas locales (Navarro Dujmovich, *et al* 2011). La diferencia térmica entre el mes más cálido y el más frío es de 14,2°C. En enero el valor medio de la Ta es de 21,7°C, y en julio 7,5°C. La temperatura media anual es de 15,6°C con valores extremos de 37,9°C y -8,4°C.

El régimen de precipitaciones es isohigro, con una media anual para el periodo 1995-2011 de 925,9 mm (CRAGM, 1991).

La actividad predominante en la toda la región es agropecuaria, siendo la principal fuente de ingresos de los partidos.

### 3) RESULTADOS

En la Figura 1 se puede observar la variación de la LE a escala espacial y temporal para los partidos del centro de la provincia de Buenos Aires. Se observa una menor variación espacial del LE en fechas de baja radiación y en momentos con alta estabilidad en la humedad de suelo (principal variable que gobierna la humedad del suelo). Los valores oscilaron en el tiempo con mínimos próximos a 1 mm día<sup>-1</sup> y máximos que superaron los 9 mm día<sup>-1</sup>. El comportamiento temporal del LE es consistente con las condiciones de radiación, temperatura y humedad conformando mapas que representan el real estado del ambiente en los diferentes partidos.



**Figura 1: Mapas de LE para 3 fechas consideradas (mm día<sup>-1</sup>).**

Para la validación de los datos estimados mediante imágenes de satélite, se realizaron comparaciones con los datos obtenidos aplicando la ecuación de Penman FAO (PM FAO 56) para cada una de las estaciones meteorológicas seleccionadas. los valores variaron entre 2,8 y 7,4 mm día<sup>-1</sup> dando lugar a un comportamiento muy parecido en los diferentes puntos considerados. Las variaciones entre las estaciones están contenidas dentro del error de estimación de la ETo (del orden del 20 %).

En la Tabla 2 se presentan los estadísticos: mínimo, máximo, media, mediana, rango intercuartílico, desvío estándar, skewness y kurtosis.

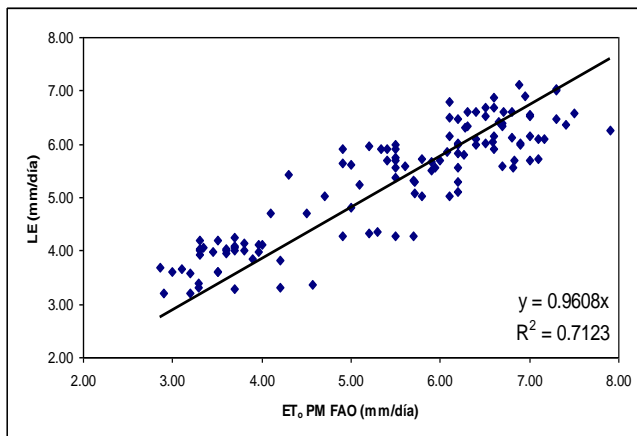
Estadísticos	ETo Calculada	LE Estimada
Mínimo (mm/día)	2,90	3,20
1er. Cuartil (mm/día)	4,00	4,10
Mediana (mm/día)	5,70	5,60
Media (mm/día)	5,40	5,30
3er. Cuartil (mm/día)	6,60	6,10
Máximo (mm/día)	7,90	7,10
Rango (mm/día)	5,00	3,90
Desvío Estándar (mm/día)	1,40	1,10
Coef. De Variación %	25,06	20,07
Skewness	-0,37	-0,35
Curtosis	-1,17	-1,17

La variabilidad de LE estimado mediante la ecuación de Priestley y Taylor (1972) adaptada a la teledetección, presentó valores de rango menor que la ETo calculada a través de la ecuación de Penman FAO (PM FAO 56). El desvío estándar presentó valores similares, siendo su valor inferior en LE estimada y el coeficiente de variación nos muestra que presentan mas homogeneidad los valores estimados de evapotranspiración. En cuanto a la asimetría ambas presentan un sesgo hacia la derecha de la media aritmética.

**Tabla 2: Estadísticos descriptivos comparativos entre ETo calculada y LE estimada**

Se ha evaluó la aplicación de la ecuación de Priestley y Taylor con los datos obtenidos al aplicar la ecuación Penman FAO mediante un ajuste por regresión lineal. La Figura 3 muestra la comparación de ETo PM FAO y LE, obteniéndose un coeficiente de determinación ( $r^2$ ) de 0,71

Se ha evaluó la aplicación de la



Para evaluar los errores se calculó la desviación media del error cuadrático (MBE), el error relativo (RE), la raíz cuadrada del error cuadrático (RMSE), el índice de Willmott (d) y la eficiencia del modelo (EF). En la Tabla 3 se muestran los resultados de los estadísticos utilizados.

A partir de los 126 pares de datos se obtuvo una desviación media del error de 0,12 mm día<sup>-1</sup> y un RMSE de ±0,65 mm día<sup>-1</sup>.

El análisis realizado nos permite demostrar que la metodología propuesta de estimar el flujo de calor latente mediante la ecuación de Priestley y Taylor (1972) adaptada a la teledetección puede ser utilizada en la región

**Figura 3: Ajuste lineal entre evapotranspiración ETo PM FAO y LE PT.**

subhúmeda-húmeda del centro de la provincia de Buenos Aires.

MBE	RE	RMSE	d	EF
0,12	0,12	0,65	0,99	0,78

**Tabla 3: Resumen de estadísticos utilizados**

#### 4) CONCLUSIONES

En el presente trabajo se aplicó una metodología sencilla, en cuanto a la base física, mediante la cual se puede estimar el flujo de calor latente (evapotranspiración), combinando datos meteorológicos de estaciones convencionales e información de imágenes satelitales. Ésta es una modificación de la ecuación de Priestley y Taylor (1972) en las que se requiere como dato de entrada imágenes de satélite (albedo y NDEVI), tomando como valor un coeficiente  $\alpha$  de 1,41.

La comparación entre los datos calculados (en 6 estaciones meteorológicas) y los estimados por el modelo, permitió observar que éste ajusta en un 71%, el error de la estimación es de  $\pm 0,12$  mm día<sup>-1</sup> y la desviación media 0,12 mm día<sup>-1</sup>. El índice de concordancia de Willmott mostró un valor de 0,99.

Los resultados muestran que la metodología es consistente y puede implementarse con facilidad para estimar la evapotranspiración a escala espacial en la región centro de la provincia de Buenos Aires. En el caso de realizarse en otra zona diferente a la aplicada en este trabajo es necesario que previamente se analice el comportamiento espacial de la relación  $\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)$ . Si la relación  $\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)$  presenta estabilidad espacial se puede aplicar la metodología propuesta sin inconveniente y el error de estimación será similar al logrado en este trabajo.

Es importante indicar que la metodología utilizada puede ser aplicada con cualquier tipo de imagen de satélite que permita la estimación del albedo de la superficie y del NDVI (por ejemplo CBERS, SPOT y Landsat 8 entre otras).

#### REFERENCIAS

**Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., (1998):** Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy

**Bayala, M. (2011):** Generación de mapas de temperatura radiativa de superficie utilizando datos de baja resolución espacial mediante técnicas de remuestreo. Tesis doctoral.

**Boegh, E., Soegaard, H., Thomsen, A. (2002):** Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. Remote Sensing of Environment. 79: 329-343.

**Carmona, F, Rivas, R y Caselles, V. (2010):** Estimación del parámetro alfa de Priestley-Taylor en condiciones de secano. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras Azul, Buenos Aires, Argentina.

**Carmona, F.; Rivas, R.; Ocampo, D.; Schirmbeck, J. y Holzman, M. (2011):** Sensores para la medición y validación de variables hidrológicas a escalas local y regional a partir del balance de energía. Aqua-LAC - Vol. 3 - N° 1 - Mar. 2011. pp. 26 - 36.

**Chuvieco Salinero, E. (2002):** Teledetección Ambiental. La observación de la Tierra en el espacio. Ed: Ariel. Madrid.

**Di Bella, C.M., Posse, G., Beget, M.E., Fischer, M.A., Mari, N., Veron, S. (2008):** La teledetección como herramienta para la prevención, seguimiento y evaluación de incendios e inundaciones. Ecosistemas , 17(3):39-52.

**Dingman, S. (2002):** Physical Hydrology, Second edition. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, USA, 575 pp.



- Flores, F. A.; Pérez, R. E.; Lillo, M. F. (2007):** Comparación de Tres Modelos de Estimación de Evapotranspiración Mediante Imágenes MODIS. Remote Sensing. TELEDETECCIÓN - Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional. Ed. Martin, 2007, ISBN: 978-987-543-126-3
- Köppen, W. (1931):** Grundriss der Klimakunde, Walter de Gruyter Co, Berlin und Leipzig. 388 p. McKee, T.B., N.J. Doesken, J. Kleist. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints 8th Conference on Applied Climatology, 17-22 January, 1993. Anaheim, CA. pp. 179-184.
- Liang, S., Fang, H., Chen, M., Shuey, C. J., Walthall, C., Daughtry, C., Morisette J., Schaaf C., Strahler A., (2002):** Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: methods and preliminary results. Remote Sensing of Environment 83:149– 162.
- Moran, M. y Jackson, R. (1989):** Mapping Surface Energy Balance Components by Combining Landsat Thematic Mapper and Ground-Based Meteorological Data. REMOTE SENS. ENVIRON. 30:77- 87.
- Navarro Dujmovicj, M.; Confalone, A.; Vilatte, C. y Aguas, L. (2011):** Bases agroambientales para un desarrollo sustentable del Partido de Azul. Cap.II Pag. 29-59. ISBN: 978-950-658-269-2. Ed.: Docuprint S.A.
- Norman, J. M., Anderson, M. C., Kustas, W. P., French, A. N., Mecikalski, J., Torn, R., Diak, G. R., Schmugge, T. J., & Tanner, B. C. W. (2003):** Remote-sensing of surface energy fluxes at 10V-m pixel resolutions. Water Resources Research (submitted for publication).
- Pereira, A. (2004):** The Priestley-Taylor parameter and the decoupling factor for reference evapotranspiration. Agricultural and Forest Meteorology, 125, 305-313.
- Rivas, R y F. Carmona, (2010):** La ecuación de Priestley-Taylor aplicada a nivel de pixel: una alternativa para estudios detallados de cuencas. Boletín Geológico y Minero, 121 (4): 401-412. ISSN: 0366-0176
- Rivas, R y F. Carmona, (2011):** Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. Physics and Chemistry of the Earth.
- Rivas, R. (2004):** Propuesta de un modelo operativo para la estimación de la evapotranspiración. Tesis doctoral. Universidad de Valencia. Facultad de Física.
- Sánchez J. M., V. Caselles, E. Valor y C. Coll. (2007):** Análisis de una metodología para la estimación de la evapotranspiración real diaria mediante teledetección a una escala regional. Revista de Teledetección. 2007. 27: 71-79
- Schirmbeck, J., Rivas, R. (2007):** Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura. TELEDETECCIÓN - Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional. 317-322. Ed. Martin, 2007, ISBN: 978-987-543-126-3.
- Sobrino, J. (2000):** Teledetección. Universidad de Valencia. ISBN: 84-370-4220-8. Ed.: Guada Impresores S. L.
- Stockle, C.; Kjelgaard, J. y Bellocchi, G. (2004):** Evaluation of estimated weather data for calculating Penman- Monteith reference evapotranspiration. Irrigation Science, 23, 39-46.
- Venturini V., L. Rodríguez y S. Islam. (2007):** Metodología para la estimación de la fracción evaporable y la evapotranspiración con productos MODIS. Revista de Teledetección. 2007. 27: 44-52.
- Willmott, C.J. (1981):** On the variation models. Phys. Geog , Vol 2, pag:184-194.

**Xiuqin F, Ren L., Li G., Zhu Q., Liu X. y Zhu Y. (2009):** Applicable algorithm to map daily evapotranspiration using MODIS images for the Laohahe River basin, northeastern China. IAHS Publ. 333.