

## Estimación de la radiación neta a nivel del suelo a partir de datos captados por el sensor ETM+

Juliano Schirmbeck<sup>1</sup>  
Raúl Rivas<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Hidrología de Llanuras  
Pinto 399, 7000, Tandil. Buenos Aires - Argentina  
jschirmbeck@rec.unicen.edu.ar

<sup>2</sup>Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires - CIC  
rrivas@rec.unicen.edu.ar

**Abstract.** Knowledge of Energy Balance (EB) at land surface is of main interest for environmental applications, such as climatic change, hydrology and others. The most important term in the BE equation is the net radiation (Rn). Numerous methods that allow estimating Rn have been presented in the literature in recent years. In the present paper a methodology for Rn estimation using remote sensing data is presented. The methodology is implemented using data captured by Enhanced Thematic Mapper sensor on board Landsat 7 satellite. Albedo, emissivity and land surface temperature have been retrieved from visible, infrared and thermal data. The initial results from ground measurements for two images acquired on April 27 and November 21, 2001 showed that these maps are reasonably accurate.

**Palabras-clave:** remote sensing, net radiation, mono-channel algorithm, sensor remoto, radiación neta, ecuación monocanal.

### 1. Introducción

Actualmente los sensores a bordo de satélites brindan una alta densidad de información espectral, espacial y temporal. Con ella es posible lograr obtener parámetros geofísicos de la superficie terrestre de gran utilidad en estudios de cambio climático, de hidrología regional y de productividad primaria. Hoy la teledetección es una de las herramientas más atractivas con que cuentan los investigadores y técnicos para conocer la evolución temporal y espacial de diferentes sistemas naturales.

El Balance de Energía (BE) de una región permite conocer la energía disponible en el sistema suelo-agua-planta y el peso que tiene cada uno de los términos que componen el balance. En general el BE se calcula a partir de modelos de flujo unidimensionales que tienen en cuenta como se reparte la radiación neta (Rn) a nivel del suelo por medio del flujo de calor latente (LE) (evaporación y transpiración), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor en el suelo (G). G y Rn son fácilmente cuantificables a partir de datos captados desde satélite y LE y H son flujos de carácter turbulento complejos de reproducir. El término LE es el más complejo de calcular y se obtiene como término residual de la ecuación de BE.

La estimación de la Rn en espacio y tiempo es fundamental como paso previo a la determinación de un BE de una zona o región. Para cuantificar la Rn a partir de imágenes de satélite es necesario calcular varios parámetros geofísicos (albedo, emisividad, porcentaje de vegetación y temperatura de la superficie) que requieren disponer de un conjunto de ecuaciones que no siempre están disponibles en un mismo trabajo.

En el presente artículo se describe la metodología seguida para la obtención de mapas de Rn en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Los resultados de Rn permitirán evaluar la disponibilidad energética de la región para estimar la disponibilidad de pasto para el ganado vacuno y su relación con el aporte de gases de efecto invernadero.

## 2. Metodología

En esta sección se describen los pasos seguidos para la obtención de mapas de Rn a partir de datos captados por el sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+).

En primer lugar los valores digitales (VD) de cada banda han sido transformados en radiancia ( $L_\lambda$ ) y posteriormente las  $L_\lambda$  han sido convertidos en reflectividad de superficie ( $\rho_{\lambda s}$ ) (ecuaciones 1 y 2):

$$L_\lambda = G_\lambda \cdot VD_\lambda + B_\lambda \quad (1)$$

siendo  $G_\lambda$  ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ) y  $B_\lambda$  ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ) los coeficientes de calibrado y propios del sensor ETM+

$$\rho_{\lambda s} = \frac{\pi \cdot (L_\lambda - L_{\lambda R}) \cdot d^2}{E_{\lambda 0} \cdot \cos \theta} \quad (2)$$

donde  $\rho_{\lambda s}$  (adimensional) es la reflectividad de la superficie,  $L_\lambda$  ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ) es la radiancia del sensor para la banda,  $L_{\lambda R}$  ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ) es la radiancia de la atmósfera resultante de la interacción entre las ondas electromagnéticas con los componentes atmosféricos (aerosoles y moléculas),  $d^2$  (unidades astronómicas-UA) es la distancia tierra sol,  $E_{\lambda 0}$  ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ) es la irradiancia al tope de la atmósfera y  $\theta$  es el ángulo solar zenital.

Para la aplicación de la ecuación de Rn se requiere conocer el albedo ( $\alpha$ ), la radiación solar ( $R_s$ ), la emisividad de la superficie y de la atmósfera ( $\varepsilon_{Ls}$ ,  $\varepsilon_a$ ) y la temperatura de la superficie y del aire ( $T_s$ ,  $T_a$ ) (ecuación 3).

$$Rn = (1 - \alpha) \cdot R_s + \varepsilon_{Ls} \cdot \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 - \varepsilon_{Ls} \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3)$$

donde Rn y Rs son expresados en unidad de energía ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ), la temperatura en K y  $\sigma$  es la constante de Stefan Boltzmann ( $4.9 \cdot 10^{-9} MJ m^{-2} K^{-4} d^{-1}$ ).

El valor obtenido con la ecuación 3 corresponde al valor instantáneo (momento de la adquisición de la imagen) y para su conversión a valor diario se lo ha multiplicado por 0.3 (error  $\pm 0.03$ ) Seguin e Itier (1983).

Para estimar el albedo de la superficie a partir de los datos captados por el sensor ETM+ se ha utilizado la ecuación propuesta por Liang et al. (2002):

$$\alpha = 0.356 \cdot \rho_{B1} + 0.13 \cdot \rho_{B3} + 0.373 \cdot \rho_{B4} + 0.085 \cdot \rho_{B5} + 0.072 \cdot \rho_{B7} \quad (4)$$

donde los subíndices B1, B2, B3, B4, B5 y B7 indican la reflectividad de la superficie para cada banda.

La emisividad de la superficie se ha calculado considerando un píxel mixto en el que no existe reflexión interna (sin termino de cavidad) Rivas y Caselles (2004) de acuerdo a la ecuación siguiente Sobrino et al. (2002):

$$\varepsilon_{Ls} = \varepsilon_v \cdot P_v + \varepsilon_s \cdot (1 - P_v) \quad (5)$$

donde  $\varepsilon_v$  (0.99) corresponde a la emisividad de la vegetación (adimensional),  $\varepsilon_s$  (0.973) corresponde a la emisividad del suelo (adimensional) y  $P_v$  corresponde al porcentaje de vegetación Sobrino et al. (2002). El porcentaje de vegetación se ha estimado a partir del índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) teniendo en cuenta las siguientes restricciones:

1-Si el NDVI esta comprendido en el intervalo [0, 0.3] es considerado suelo desnudo ( $P_v=0$ )

2-Si el NDVI esta en el intervalo (0.3, 0.6) responde a la siguiente función lineal de dos componentes (suelo y vegetación):

$$P_v = 3.333 \cdot NDVI - 1 \quad (6)$$

3- Si el NDVI es 0.6 o mayor es considerado vegetación ( $P_v=1$ )

Para la estimación de la emisividad del aire se ha utilizado una expresión que depende de la temperatura media del aire (K) medida próxima a la superficie. La ecuación de calculo es la siguiente Brutsaert (1984):

$$\varepsilon_a = 0.92 \cdot 10^{-5} T_a^2 \quad (7)$$

Para la obtención de la temperatura de la superficie se ha utilizado una ecuación monocanal que permite corregir las temperaturas proporcionadas por el satélite a temperaturas reales de la superficie mediante Coll et al. (1992):

$$T_S = T_\lambda + \frac{1 - \varepsilon_{LS}}{\varepsilon_{LS}} \cdot L_\lambda + \frac{K_\lambda \cdot W \cdot (T_\lambda - T_a)}{\varepsilon_{LS} \cdot \cos(\theta) \cdot \left(1 - \frac{K_\lambda \times W}{\cos(\theta)}\right)} - 2 \cdot \frac{1 - \varepsilon_{LS}}{\varepsilon_{LS}} \cdot K_\lambda \cdot W \cdot (T_a + L_\lambda - T_\lambda) \quad (8)$$

donde  $T_\lambda$  de satélite se ha calculado a partir de:

$$T_\lambda = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (9)$$

siendo  $K_1$  666.09 W m<sup>-2</sup> sr<sup>-1</sup> μm<sup>-1</sup>,  $K_2$  1282.71 K

$L_{i\lambda}$  es un parámetro con dimensiones de temperatura (K),  $K_\lambda$  es el coeficiente de absorción total de la atmósfera (cm<sup>2</sup> g<sup>-1</sup>),  $W$  es el contenido de vapor de agua en la atmosfera (g cm<sup>-2</sup>) y  $\theta$  es el ángulo de observación.

El valor de  $L_{i\lambda}$  se ha obtenido a partir de la siguiente aproximación Coll et al. (1992):

$$L_{i\lambda} = \frac{T_\lambda}{n_\lambda} \quad (10)$$

donde se ha asumido un valor de  $n_\lambda = 4.501$

El valor de  $K_\lambda$  se ha calculado a partir de una relación lineal que tiene en cuenta atmósferas estándar y radiosondeos (ver Tabla 3 pp 84 en Coll 1994):

$$K_\lambda = 0.0169 \cdot W - 0.1026 \quad (11)$$

### 3. Resultados

La metodología propuesta en el apartado 2 se ha aplicado en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina (**Figura 1**). Corresponde a un área de la denominada pampa húmeda en la cual se desarrollan actividades agropecuarias (cultivos de cereales y oleginosas), ganadería bovina de cría e invernada.

Es predominantemente llana con una precipitación media anual de 1000 mm año<sup>-1</sup> con excesos de lluvia en los meses de otoño y primavera. La temperatura media anual es de 15 °C con inviernos y veranos bien diferenciados. El viento en la zona tiene una velocidad media de 9 Km h<sup>-1</sup> y la humedad media del aire es de 72%.



**Figura 1.** Ubicación del área de estudio y composición en falso color compuesto de la zona de trabajo para las fechas consideradas.

El clima es subhúmedo-húmedo, mesotermal, con poca o nula deficiencia de agua (clasificación de Thorntwaite). La mayor parte del agua que sale del sistema hidrológico es por evapotranspiración (entre el 80 y 85 % del agua que precipita).

Las imágenes utilizadas corresponden a escenas Landsat captadas por el sensor ETM+. En el presente trabajo se muestran los resultados del sector SO del área de estudio para dos fechas bien diferenciadas (otoño y primavera). En la **Tabla 1** se observan los detalles de las imágenes usadas y las condiciones climáticas a la hora de la toma de la imagen. Los datos meteorológicos corresponden a una estación ET106 (36.7 S, 59.1 W, 132 m) Campbell ubicada en el área de estudio (todas las medidas meteorológicas han sido realizadas a 2 m).

**Tabla 1.** Imágenes usadas y datos meteorológicos al momento de la toma de la imagen.

| Fecha-día Juliano   | Path Row | R <sub>s</sub> | T <sub>a</sub> | W*  |
|---|----------|----------------|----------------|-----|
| 27/04/01-117  | 225 - 86 | 28.4           | 6.8            | 1.2 |
| 21/11/01-325  | 225 - 86 | 66.2           | 21.9           | 2.7 |
| *Calculado desde radiosondeo estación Ezeiza 9 h local (34.8 S, 58.5 W, 20 m) |          |                |                |     |

En la **Figura 2** se muestra el mapa de albedo logrado a partir de la aplicación de la ecuación 4 para el día 117 (**Figura 2.a**) y el 325 (**Figura 2.b**). En cada mapa se puede observar la variación espacial del albedo y además es posible notar que los valores máximos y mínimos son iguales. El límite inferior corresponde a suelo desnudo oscuro húmedo (por el alto contenido de arcilla) con albedo 0.04 y un límite superior de albedo 0.18 (vegetación baja bien húmeda y verde).



**Figura 2.** Mapa de albedo para el 27 de abril (a) y para el 21 de noviembre (b).

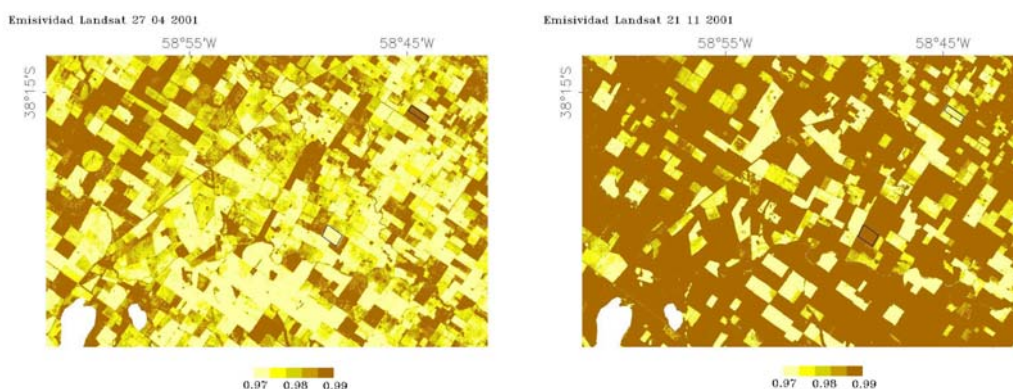
Para verificar la consistencia de los resultados de albedo se han seleccionado dos parcelas que contienen los extremos (suelo desnudo y vegetación) en cada mapa resultante (ver parcelas 1 y 2 indicadas en la **Figura 1**). En la **Tabla 2** se muestran los valores de los albedos para cada fecha y parcela.

**Tabla 2.** Albedo promedio en cada fecha para las parcelas 1 y 2 de la **Figura 2**.

|                | Parcela 1  | Parcela 2  |
|----------------|------------|------------|
| $\alpha_{117}$ | 0.08±0.005 | 0.18±0.007 |
| $\alpha_{325}$ | 0.16±0.010 | 0.08±0.006 |

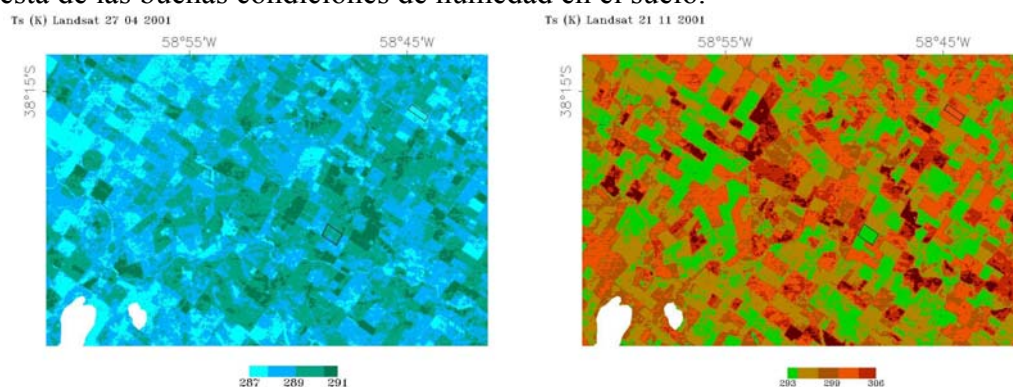
Los valores de la **Tabla 2** están contenidos en el intervalo de los datos medidos en terreno para suelo desnudo húmedo (0.04-0.12) y vegetación corta (0.15-0.25). Los valores anteriores corresponden a medidas registradas en la estación de Rn ubicada en Tandil (37.3 S, 59.03 W) (sensor de radiación de onda corta Campbell CM3 – intervalo de medición de 0.305-2.800  $\mu\text{m}$ ).

En la **Figura 3** se pueden observar los mapas de emisividad obtenidos aplicando la ecuación 5. En estos se puede observar que para ambas fechas se registran emisividades mínimas (suelo desnudo 0.973) y máximas (vegetación 0.990).



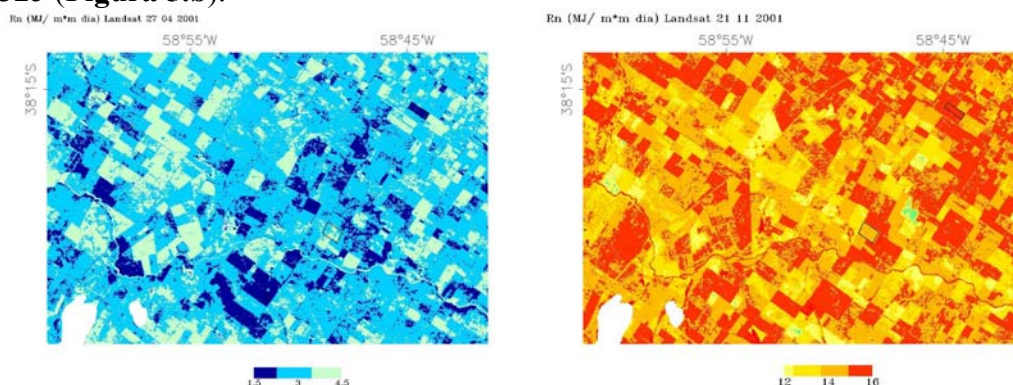
**Figura 3.** Mapa de emisividad del sector de análisis para la imagen de otoño (a) y de primavera (b).

En la **Figura 4** se muestra el resultado de la corrección atmosférica (aplicación de la ecuación monocanal) para las dos fechas consideradas (**Figura 4.a y 4.b**). Los mapas de  $T_s$  resultantes muestran la variación espacial de ésta y la significativa diferencia de temperatura entre la imagen de otoño y la de primavera. Además, es posible observar que las parcelas con cultivo en buen estado fenológico siempre presentan temperaturas mínimas. Esto último es respuesta de las buenas condiciones de humedad en el suelo.



**Figura 4.** Mapas de  $T_s$  corregida para los días 117 (a) y 325 (b).

La **Figura 5** muestra el mapa de  $R_n$  ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ) diario para el día 117 (**Figura 5.a**) y para el 325 (**Figura 5.b**).



**Figura 5.** Mapas de  $R_n$  para el 27 de abril (a) y para el 21 de noviembre (b).

Es importante notar que en zonas de suelo arcilloso con buena humedad se puede presentar un valor de  $R_n$  similar tanto para suelo como para vegetación. Esto ocurre únicamente cuando el suelo presenta buena humedad y por lo tanto la  $T_s$  es equivalente o muy próxima a la que se puede observar en un área con vegetación. Por ejemplo, si se comparan los valores de las parcelas 1 y 2 para el día 117 se puede notar que el valor de  $R_n$  es similar indicando buenas condiciones de humedad en el suelo y en la vegetación (**Tabla 3**), de otra

manera la  $R_n$  hubiese diferido significativamente. Es importante notar que lo expresado con anterioridad no es fácil de observar en las **Figuras 4 y 5** debido a las escalas de color utilizadas, pero si, se pueden observar claramente al analizar la **Tabla 3**.

**Tabla 3.** Valores medios y desviación de las diferentes variables para el día 27 de abril.

|           | $\varepsilon^*$ | $T_s$      | $R_n$     |
|-----------|-----------------|------------|-----------|
| Parcela 1 | 0.973           | 289.8±0.42 | 3.99±0.08 |
| Parcela 2 | 0.990           | 284.6±0.30 | 3.49±0.06 |

\*El valor de la emisividad es asumido de acuerdo a la restricción impuesta para la ecuación 5.

Para evaluar los resultados de los mapas de  $R_n$  obtenidos se han comparado los valores calculados para la parcela 1 y 2 (con vegetación) con medidas realizadas en el área de la estación ET106. El valor de  $R_n$  en el área de la estación (con pasto corto) ha sido calculado a partir de medidas de albedo,  $T_a$  y  $R_s$ . En la **Tabla 4** se pueden observar los resultados de la comparación.

**Tabla 4.** Valores de  $R_n$  obtenidos aplicando la ecuación 3 y calculados en el área de la estación.

|            | Parcela | ET106 |
|------------|---------|-------|
| $R_{n117}$ | 3.5     | 5.7   |
| $R_{n325}$ | 14.5    | 18.6  |

#### 4. Conclusiones

En el presente trabajo se describe la metodología que se está utilizando para la obtención de mapas de radiación neta a partir de datos captados por el sensor ETM+ a bordo del satélite Landsat 7.

Los pasos seguidos para la estimación de los diferentes términos de la ecuación de  $R_n$  son sencillos y de fácil implementación en cualquier región del planeta. La limitación para la implementación de la metodología expuesta estaría dada por el acceso a los datos requeridos.

Los resultados de los mapas logrados son consistentes. La comparación de valores de albedo, emisividad y  $R_n$  calculados en parcelas de control arrojan valores próximos a medidas realizadas in situ y a datos obtenidos por modelos de escala puntual (**Tabla 2 y 4**). Si se tiene en cuenta que las ecuaciones aplicadas en este trabajo han sido utilizadas en diferentes zonas del mundo se puede concluir que los resultados obtenidos aplicando esta metodología son de utilidad para la aplicación de Balances de Energía a escala regional.

#### Agradecimientos

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina por los fondos asignados para el desarrollo del proyecto Balance de Gases Efecto Invernadero y uso del territorio en la región centro de la provincia de Buenos Aires (PICTO22825).

#### Referencias

- Brutsaert, W. **Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications.** Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1984. 299 p.
- Coll, C., Caselles, V., Sobrino J. A. Desarrollo de un modelo de corrección atmosférica en el térmico. I Aplicación al canal 6 de Landsat. Anales de Física, v. 88, p. 107-119, 1992.
- Coll, C. **Un modelo operativo para la determinación de la temperatura de la superficie terrestre desde satélite.** 1994. 243 p. (Universitat de València, Facultat de Física). Tesis Doctoral en Física, departamento de Termodinámica.
- Liang, S., Fang, H., Chen, M., Shuey, C. Wathall, C., Daughtry, Morisette, J., Schaff, C., Strahler. Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: methods and preliminary results. Remote Sensing of Environment, v.83, p. 149-162, 2002.

Rivas, R., Caselles, V. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing – based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, v. 93, p. 68-76, 2004.

Seguin, B., Itier, B. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, v.4, p. 371-383, 1983.

Sobrino, J., Jimenez Muñoz. J. C., Paolini, L. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, v. 90, p. 434-440, 2002.