

Metodología para la estimación de la fracción evaporable y la evapotranspiración con productos MODIS

V. Venturini¹, L. Rodríguez¹ y S. Islam²

¹ *Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral
C.C. 217, Santa Fe, 3000. Argentina.*

² *Department of Civil and Environmental Engineering, Tufts University
113 Anderson Hall, Medford, MA 02155.*

RESUMEN

En este trabajo se presenta una nueva metodología para obtener mapas de la fracción evaporable (FE) y de evapotranspiración (ET) a partir de los productos derivados del sensor MODIS, sin necesidad de calibración local. Este método está basado en la relación complementaria propuesta por Granger, la ecuación de Priestley-Taylor y el concepto de evaporación relativa. El resultado de combinar estas tres ecuaciones es una ecuación simple para calcular ET sin los parámetros de resistencia comúnmente utilizados para estimar ET. Los valores de ET obtenidos con el método propuesto han sido validados en la región denominada Southern Great Plains (SGP) de los Estados Unidos de Norteamérica, para tres (3) días despejados durante marzo-abril de 2003. Los resultados sugieren que esta nueva formulación es sólida y válida no sólo con mapas de temperatura de superficie sino también con mapas de temperatura de brillo obtenidos con un solo canal.

ABSTRACT

We present a new formulation to derive evaporative fraction (EF) and evapotranspiration (ET) maps from MODIS products without site-specific relationships. This formulation is based on Granger's complementary relationship, Priestley-Taylor's equation and the relative evaporation concept (ET/Epot). By combining these three equations we obtain a simple model to estimate ET without the resistant parameters commonly applied in ET formulations. We tested and validated the ET results obtained with the proposed formulation over the Southern Great Plains (SGP) region of the United States for clear sky days during March-April 2003. Our results suggest that the proposed approach is robust and valid not only with surface temperature maps but also with one channel brightness temperature.

INTRODUCCIÓN

Las estimaciones precisas de la evapotranspiración (ET) y de la fracción evaporable (FE) son necesarias para una gran variedad de modelos hidrológicos así como también en el manejo agropecuario. Como consecuencia de ello, en las dos últimas décadas se ha desarrollado una amplia gama de modelos para calcular ET para un vasto rango de condiciones de la superficie y escalas espacio-temporales. La mayoría de estos modelos son variaciones de las ecuaciones de Penman (Monteith y Unsworth, 1990) y de Priestley-Taylor, ecuación citada como P-T de ahora en adelante (Priestley y Taylor, 1972). Los modelos desarrollados en base a estas dos ecuaciones han sido validados con una amplia gama de resultados (Jackson et al.,

1977; Seguin et al., 1989; Granger y Gray, 1989; Jiang y Islam, 2001; Norman et al., 2003; Nishida et al., 2003; Rivas y Caselles, 2004). Sin embargo, sólo algunos de estos métodos están basados en las conocidas relaciones complementarias, las que postulan que ET puede ser calculada como una función complementaria de la evaporación potencial (Epot) y de la evapotranspiración en ambientes húmedos (Ew).

La primera relación complementaria fue propuesta por Bouchet (1963), quien se basó en un experimento de campo para la formulación de la misma. Dicha formulación ha sido objeto de muchas investigaciones y la base de algunos modelos que fueron aplicados con éxito bajo diferentes condiciones superficiales y atmosféricas (Brutsaert y Stricker, 1979; Morton, 1983; Granger y Gray, 1989; Ramírez y Hobbins, 2005).

Luego de revisar cuidadosamente diversos conceptos de Epot, Granger (1989) propuso una función complementaria basada en la transferencia de masa de vapor de agua. Granger relacionó diferentes conceptos de Epot, argumentando que los procesos involucrados en cada uno de ellos son complementarios y que la relación derivada con dos de ellos sería de validez universal.

Cabe destacar que, hasta hace relativamente pocos años, los datos atmosféricos disponibles para las aplicaciones antes mencionadas, provenían básicamente de estaciones meteorológicas con escasos datos sobre la temperatura de la superficie terrestre (Ts). El advenimiento de la tecnología satelital permitió que hoy en día se disponga de datos diarios de Ts, mientras que los datos atmosféricos aún son derivados de estaciones meteorológicas. Por este motivo la mayoría de las metodologías desarrolladas recientemente requieren escasa información meteorológica mientras que explotan la tecnología satelital que permite caracterizar la superficie (Price, 1990; Jiang y Islam, 2001; Nishida et al., 2003).

El desarrollo de productos atmosféricos derivados de los sensores MODIS a bordo de los satélites EOS-Terra y EOS-Aqua constituye un avance muy significativo para el desarrollo y la aplicación de modelos para calcular ET y FE. En este sentido, los productos MOD07, generados con imágenes de EOS-Terra, y MYD07, obtenidos con imágenes de EOS-Aqua, proveen perfiles diarios de la temperatura atmosférica (Ta) y de la temperatura de punto rocío (Td) con una resolución espacial de 5x5 km (Menzel et al., 2002).

En este trabajo se presenta una nueva metodología para calcular ET y FE a partir de datos teleobservados, así como también una comparación de los resultados obtenidos con imágenes de Ts distribuidas por el equipo científico de MODIS y con temperatura de brillo mono-canal sin correcciones atmosféricas.

MÉTODO PROPUESTO

El método que se aplica en este trabajo hace uso del modelo complementario propuesto por Granger (1989), en particular la fórmula propuesta para calcular la evaporación relativa que tiene la forma:

$$ET + Epot \frac{\gamma}{\Delta} = Ew \left(\frac{\Delta + \gamma}{\Delta} \right) \quad (1)$$

donde γ es la constante psicrométrica y Δ es la pendiente de la curva de presión de saturación del vapor de agua (SVP) Ew es la evapotranspiración real de una superficie húmeda que se corresponde con el concepto propuesto por Penman (Monteith y Unsworth, 1990) y Epot es la evapotranspiración potencial.

Por otra parte, Granger y Gray (1989) propusieron una expresión para la evaporación relativa, la que se define como el cociente entre ET y Epot. Esta expresión está basada en las ecuaciones de Dalton, como se observa a continuación:

$$GG = \frac{ET}{Epot} = \frac{f_u (e_s - e_a)}{f_u (e_s^* - e_a)} \quad (2)$$

donde f_u es una función de la velocidad del viento y la altura de la vegetación, e_s es la presión de vapor de agua de la superficie para el contenido de humedad y temperatura al momento de la medición, e_a es la presión de vapor del aire para la humedad relativa y temperatura al momento de la medición y e_s^* es la presión de vapor de saturación de la superficie.

Las ecuaciones (1) y (2) permiten obtener un modelo para calcular ET que depende sólo del concepto de Ew y es independiente de los términos de resistencia por la acción del viento.

Desde el punto de vista de la teleobservación, el efecto de enfriamiento causado por ET es observable en Ts, que engloba la cobertura vegetal y el contenido de humedad del suelo, entre otros factores (Sun y Pinker, 2004). Por lo tanto, el gradiente ($e_s - e_a$) debería relacionarse con la temperatura del conjunto suelo-vegetación. Aunque la relación entre la presión de vapor y la temperatura no es lineal, a los fines prácticos, la misma es comúnmente rectificadada para pequeñas diferencias de temperatura. En la Figura 1 se puede observar la relación entre las diferentes variables en juego, y donde e_u^* representa la presión de vapor de saturación correspondiente a una temperatura de superficie T_u desconocida.

En orden a utilizar la ecuación (2) para estimar ET, es necesario conocer ($e_s^* - e_a$) y ($e_s - e_a$). Se utiliza aquí la curva de SVP y la variable temperatura para aproximar las presiones de vapor.

Una analogía con el concepto de temperatura punto rocío (Td) sugiere que Ts sería la temperatura de la superficie si ésta es saturada sin cambiar su presión de vapor de agua real. De este modo, T_u debe ser menor que Ts si la superficie no está saturada, y próxima a Ts si la superficie está saturada.

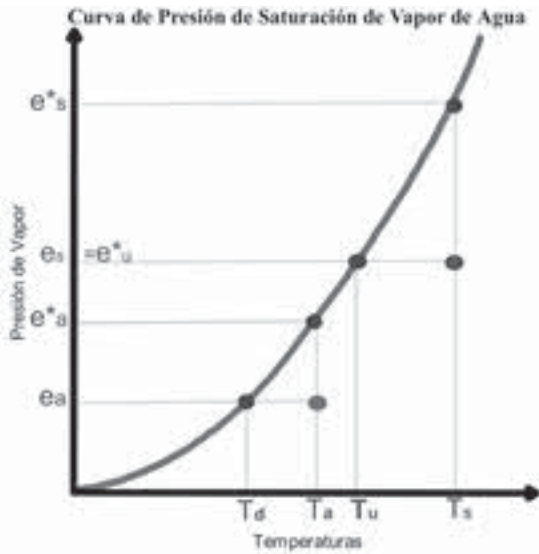


Figura 1. Esquema de la curva de presión de vapor de saturación y la relación entre las diferentes variables de la superficie (T_u , T_s , e_s , y e_u^*) y del aire (T_a and T_d y e_a).

Por lo tanto, e_s podría ser derivada a partir de la temperatura T_u , aunque ésta no sería observada de la misma manera que T_d . El valor de T_u puede ser estimado a partir de la curva SVP en función de T_s y T_d , como se verá más adelante. MODIS-terra y MODIS-Aqua proveen datos diarios y espacialmente distribuidos de T_s y T_d (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>).

De esta forma, e_s puede ser reemplazada por T_u y la evaporación relativa, ET/E_{pot} , puede escribirse como sigue:

$$F = \left(\frac{f_u}{f_u} \right) (T_u - T_d) \quad (3)$$

La función f_u depende de la altura de la vegetación y de la velocidad del viento pero es independiente de la humedad del suelo. En otras palabras, es razonable esperar que f_u afectará ET y E_{pot} de la misma manera (Granger, 1989). F es un coeficiente adimensional, por lo tanto varía entre 0 y 1. El valor 0 corresponde a $ET=0$ y el valor 1 a $ET=E_{pot}$.

Para estimar ET con la ecuación (1) se necesita una expresión para E_w . Si bien esta ecuación fue desarrollada utilizando el modelo de Penman para calcular E_w , P-T también se comporta en forma complementaria a ET , por lo que en este nuevo modelo de ET se la utilizó para reemplazar E_w . En resumen, E_{pot} es calculada con las ecuaciones de

Dalton y E_w con P-T, de forma tal que la desigualdad $E_{pot} > E_w > ET$ se siga verificando. Combinando las ecuaciones (1), (3) y la ecuación de P-T se obtiene:

$$ET = \alpha \left(\frac{F \Delta}{F \Delta + \gamma} \right) (R_n - G) \quad (4)$$

donde α es el parámetro de P-T, el que puede ser calculado con la expresión analítica propuesta por Eichinger et al. (1996) o reemplazado por 1.26, valor propuesto por Priestley y Taylor. R_n es la radiación neta que llega a la superficie, y G el flujo de calor del suelo.

La ecuación (4) podría ser aplicada a una amplia gama de escalas espaciales, dado que grandes regiones pueden ser estudiadas con datos teleobservados, distribuidos en el espacio de la misma manera que una parcela pequeña podría ser investigada con datos obtenidos a nivel de la superficie.

Aún debe encontrarse una expresión para T_u , para con ella calcular F con la ecuación (3), y finalmente ET mediante la expresión (4). El método propuesto para calcular T_u , para cada píxel, se basa en la ecuación de la curva de SVP, la que comúnmente se modela con una función exponencial. La pendiente de la curva de SVP puede calcularse como la derivada primera en T_s y T_d , y también linealizando la curva en el intervalo $[T_u, T_s]$ y $[T_d, T_u]$, cuyas pendientes se denotan Δ_1 y Δ_2 , respectivamente (ver Figura 2). Planteando un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas, se obtiene la siguiente expresión para T_u .

$$T_u = \frac{(e_s^* - e_a) - \Delta_1 T_s + \Delta_2 T_d}{\Delta_2 - \Delta_1} \quad (4)$$

La ecuación de Buck (1981) fue utilizada para modelar la curva de SVP dada su simplicidad. Los detalles de esta metodología pueden consultarse en Venturini et al. (2006).

AREA DE ESTUDIO Y PRODUCTOS MODIS

Área de estudio

El método fue aplicado en la región denominada Sourthen Great Plains (SGP) en los Estados Unidos de Norteamérica, ubicada entre las latitudes 34.5° N y 38.5° N y las longitudes -95.3° y -99.5, como se observa en la Figura 3.

Esta región se caracteriza por un terreno plano y una importante variedad de coberturas vegetales. El programa Atmospheric Radiation Measurement (ARM) mantiene y opera varias estaciones de tipo Razón de Bowen para medir el balance energía en

la región. Las estaciones están distribuidas en todo el área (ver Figura 3). Las estaciones E8 y E22 están ubicadas en zonas ganaderas. E9 y E4 en zonas de pasturas naturales; E13 y E24 en áreas de cultivos de trigo; E15, E7, E27 y E20 están ubicadas en pasturas artificiales; E19 y E18 en zona de pasturas no explotadas; E12 está localizada en praderas naturales, y E2 está en zona de hierbas.

Los valores de flujo de calor latente utilizados en este trabajo para validar los resultados se obtuvieron de la página Web del programa ARM.

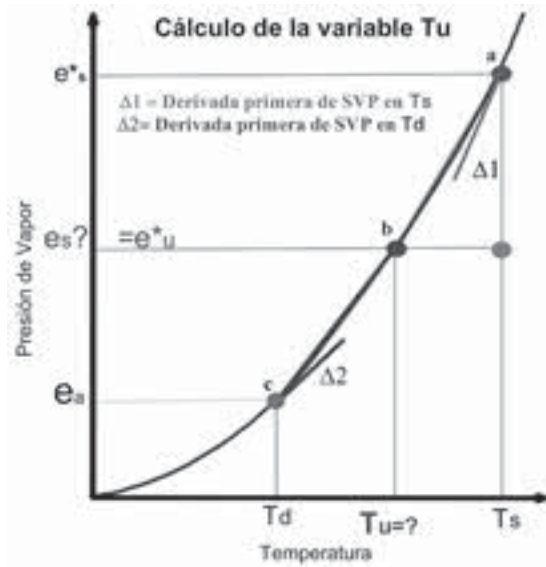


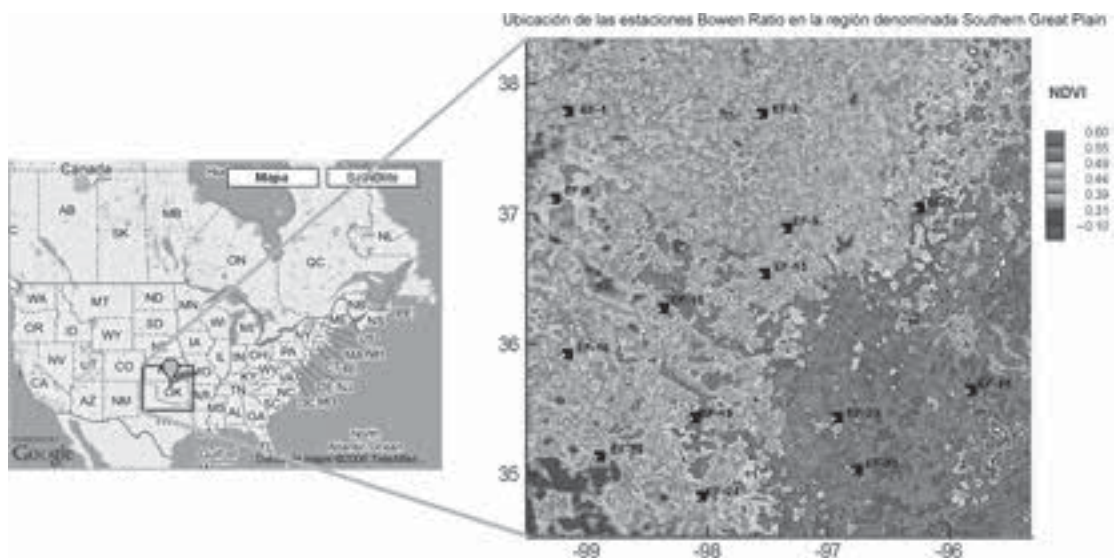
Figura 2. Esquema de la curva de presión de vapor de saturación en función de la temperatura y la linealización de la misma en los intervalos $[T_d, T_u]$ y $[T_u, T_s]$. $\Delta 1$ es la derivada primera de la curva calculada en T_s y la pendiente de la recta ab . $\Delta 2$ es la derivada primera de la curva calculada en T_d y la pendiente de la recta bc .

Productos de MODIS-Terra

Se procesaron imágenes de 3 días en marzo-abril del año 2003, correspondientes a la estación primavera, con aproximadamente un 80% del área de estudio libre de nubes. La Tabla 1 resume la información sobre las tres imágenes que se presentan.

Fecha 2003	Día del año (DOY)	Hora (UTC)	Calidad de la imagen (% nubes)
23 de marzo	82	17:05	18
31 de marzo	90	17:55	15
1 de abril	91	17:00	18

Tabla 1. Fecha, día del año acumulado a partir del 1º de enero, hora de adquisición de la imagen y porcentaje de píxeles contaminados con nubes



***Figura 3.** Ubicación del área de estudio, Southern Great Plains, en EEUU. Localización (latitud y longitud) de las estaciones de tipo Razón de Bowen sobre un mapa de NDVI característico del periodo en estudio.

Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color

Los productos MOD021Km contienen las cuentas digitales calibradas de 36 bandas para píxeles de 1km. Este producto es utilizado para calcular el índice normalizado de vegetación NDVI y la temperatura radiométrica de la banda térmica 31. Las imágenes MOD03 incluyen latitud, longitud, elevación del terreno, ángulo zenital solar y los ángulos azimutales y zenitales del satélite, con una resolución espacial de 1km. Los productos MOD11 contienen Ts y la emisividad de las bandas térmicas 31 y 32 para píxeles de 5 km (Wan y Dozier, 1996). El producto MOD07 provee perfiles atmosféricos, que contienen información sobre variables tales como Td, Ta y e_a . La resolución espacial de estas imágenes es de 5x5 km para 20 niveles atmosféricos en el sentido vertical (Menzel et al., 2002). En este trabajo se adoptaron las imágenes para el nivel atmosférico de 1000 hPa por ser el nivel más cercano a la superficie terrestre. En todos los casos, los píxeles de 5x5 km se consideraron homogéneos.

El área de estudio fue recortada de cada imagen y proyectada en una grilla de 467 columnas por 444 filas mediante una proyección Plate-Carree, en píxeles de aproximadamente 1 km de resolución espacial. Una descripción completa sobre estos productos y su procesamiento puede ser consultada en Bisht et al. (2005) y en Batra et al. (2006).

RESULTADOS

Existen diferentes métodos para calcular Ts, por ejemplo los mono-canal y los multi-canal. Los métodos más utilizados, así como sus ventajas y desventajas, están claramente explicados en Dash et al. (2002). En este trabajo se utilizó la temperatura de brillo radiométrica obtenida con la banda 31 de MODIS, T31, sin corrección atmosférica. T31 puede obtenerse en forma simple mediante la ecuación de Planck y no requiere información sobre la condición atmosférica de la región. Si bien las diferencias entre T31 y Ts podrían ser superiores 5°K (Dash et al., 2002), llegando en algunos casos a aproximadamente 20k. Sin embargo, en este caso, los errores en el cálculo de Ts deben ser analizados en términos de ET.

Para obtener valores instantáneos de ET con la ecuación (4) es necesario calcular la radiación neta (Rn). Para este estudio, Rn se estimó con la metodología propuesta por Bisht et al. (2005). El flujo de calor del suelo se calculó con el método de Moran et al. (1989) que hace uso del NDVI. La pendiente

de la curva SVP, Δ , se obtuvo con la ecuación propuesta por Buck (1981) y la Ta suministrada en los productos MOD07.

Con todos los componentes estimados con los mapas de Ts y la T31, se calcularon los coeficientes F y ET para cada día en estudio. El cálculo se realizó mediante la aplicación de las ecuaciones 5, 3 y 4, en ese orden.

En primer lugar se compararon los valores Ts y T31 en cada píxel. En la Figura 4 se pueden observar diferencias de aproximadamente 20 °K entre ambas temperaturas. En la Tabla 2 se incluyen los valores máximo, mínimo, medio y desviaciones estándar para las imágenes tratadas. Los resultados concuerdan con los publicados por Venturini et al. (2004) para la región de Florida-Estados Unidos de Norteamérica. Las diferencias observadas entre Ts y T31 se deben principalmente al contenido de vapor de agua en la atmósfera y al ángulo de observación de satélite.

A continuación, se calculó el coeficiente de evaporación relativa, F, con Ts y T31 y se compararon los resultados obtenidos (Figura 5). Claramente se observa que la mayoría de los valores de F se dispersan alrededor de la línea 1:1, con coeficientes de correlación de 0.727, 0.834 y 0.913, respectivamente. Si bien las diferencias observadas entre Ts y T31 son significativas, el impacto sobre el coeficiente F es menos significativo. Esto puede deberse a la estructura hiperbólica de la relación funcional entre F y Ts, que minimiza el efecto de los errores en la estimación de Ts.

Finalmente se compararon los resultados de ET calculados con ambas temperaturas (Ver Figura 6) cuyos resultados en términos de error medio cuadrático (RMSE), tendencia (T) y coeficiente de correlación (R) se resumen en la Tabla 3, donde se advierten valores de RMSE de aproximadamente 20 Wm⁻², T de alrededor de 14 Wm⁻² y valores de R entre 0.8 y 0.9, este último correspondiente al día con menor cobertura de nubes. Las diferencias encontradas (5-10% del valor de ET medio) en los valores de ET son inferiores a los errores normalmente publicados en la literatura. Si bien es necesario un número mayor de imágenes, estos resultados indicarían que tanto Ts como T31 sin corrección atmosférica podrían ser utilizadas en esta metodología. En otras palabras la sensibilidad del método debe ser analizada en términos de Td y Tu dado que el mismo no parece ser extremadamente sensible a Ts.

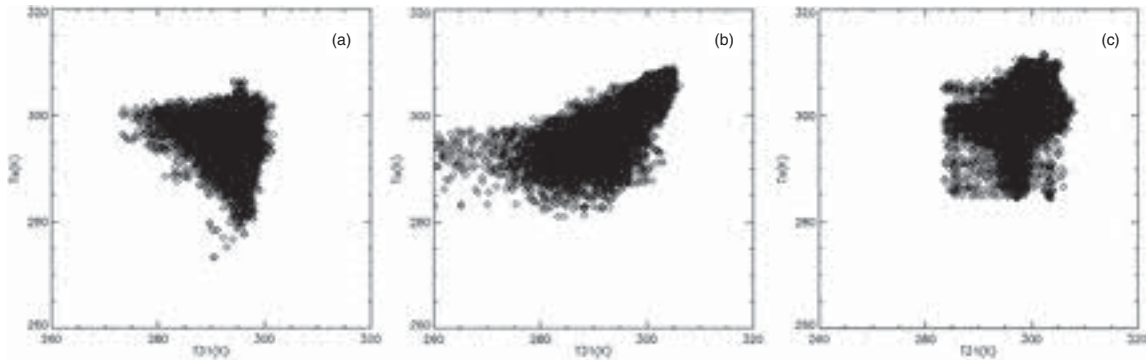


Figura 4. Comparación entre T_s y T_{31} para (a) 23 de marzo, (b) 31 de marzo y (c) 1 de abril de 2003.

	Media		Max.		Min.		S	
	T_s	T_{31}	T_s	T_{31}	T_s	T_{31}	T_s	T_{31}
DOY82	298.3	295.3	306.3	329.6	295.0	273.2	1.8	1.8
DOY90	300.2	296.5	309.1	306.1	296.1	273.1	2.5	3.3
DOY91	300.3	297.4	311.6	307.9	296.7	283.4	2.4	2.5

Tabla 2. Comparación entre T_s y T_{31} . Valores medios, máximos, mínimos y desviaciones estándar expresados en K

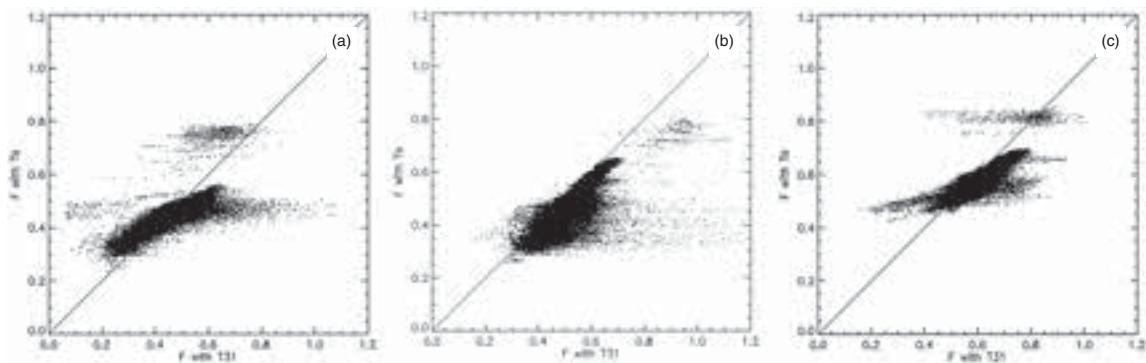


Figura 5. Comparación entre F calculado con T_s y T_{31} para (a) 23 de marzo, (b) 31 de marzo y (c) 1 de abril de 2003.

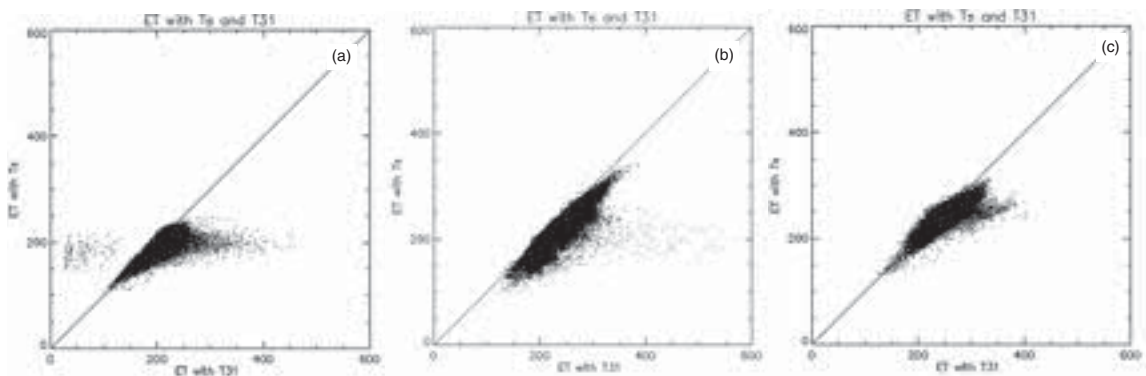


Figura 6. Comparación de ET estimado con T_s y T_{31} para (a) 23 de marzo, (b) 31 de marzo y (c) 1 de abril del 2003.

	Numero de píxeles	RMSE	T (Obs-Cal)	R
DOY82	5	19.69	13.4	0.8
DOY90	3	22.9	18.9	0.9
DOY91	4	18.5	13.5	0.8

Tabla 3: Comparación de ET calculado con Ts y T31 (Wm^{-2}) en términos de error medio cuadrático (RMSE), tendencia (T) y coeficiente de correlación (R).

Por último se validaron los resultados de ET con datos obtenidos de las estaciones del tipo Razón de Bowen instaladas en la región en estudio. Cabe aclarar que la escala espacial de los valores puntuales observados no concuerda con la escala espacial de un píxel de $1 km^2$, por lo que se asumió que las observaciones son representativas de áreas de $1 km^2$, adyacente a las estaciones. En la Figura 7 se observan los valores de ET calculados con Ts y T31 versus los observados, donde se puede apreciar que los resultados reproducen razonablemente bien las observaciones. Los valores de RMSE son aproximadamente 17 y $22 Wm^{-2}$ para ET estimado con Ts y T31, respectivamente, aunque ET con T31 sobreestima los valores observados en $23 Wm^{-2}$, mientras que los resultados obtenidos con Ts sobreestiman las observaciones en sólo $15.5 Wm^{-2}$.

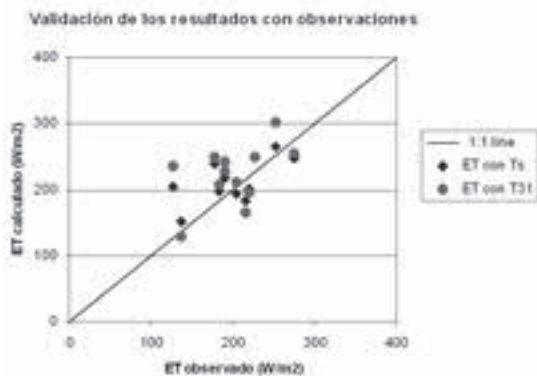


Figura 7: ET obtenido con Ts y T31 versus observaciones de campo.

El método propuesto es simple y puede ser aplicado con datos puramente teleobservados, con resultados aceptables. Cabe mencionar que Batra et al. (2006); Grago y Crowley (2005); Gomez et al. (2005); Rivas y Caselles (2004); Nishida et al. (2003); Norman et al. (2003); Jiang y Islam (2001)

han publicado errores en estimaciones de ET que son similares o superiores a los presentados en este trabajo.

CONCLUSIONES

El método presentado está basado en la relación complementaria universal propuesta por Granger y en la ecuación de Priestley y Taylor, la que se interpreta como una expresión de ET (Brutsaert y Stricker, 1979; Morton, 1983; Grago y Crowley, 2005; Ramirez et al., 2005). El modelo complementario es potenciado mediante la introducción del concepto de evaporación relativa a través del coeficiente adimensional, F, que permite eliminar los factores de resistencia y función de la velocidad del viento.

Los datos de temperatura con que se alimenta la ecuación (5) condicionan, en cierta forma la precisión de los resultados de ET. Un análisis teórico de primer orden de los errores del método sugieren que el mismo es más sensible a Td y Tu que a Ts (Venturini et al., 2007). Sin embargo, los errores en el cálculo de la Ts con diferentes metodologías merecen un análisis de sensibilidad del método más detallado. Cabe aclarar que la disponibilidad de los datos atmosféricos necesarios para aplicar métodos multi-canales, que arrojan resultados de Ts de considerable precisión, no siempre están disponibles en la región en estudio o el acceso a los mismos no es simple para los usuarios finales que requieren estimar ET con fines prácticos. Así, el desarrollo de metodologías robustas y simples que permitan calcular ET con razonable precisión adquiere relevancia práctica y científica.

Si bien, Ts representa una variable clave para el cálculo los diferentes flujos de calor a nivel superficial en general, y para la estimación de ET en particular, la misma debe analizarse en el contexto de la metodología a aplicar. La metodología aplicada no sólo permite estimar ET en forma espacialmente distribuida, con datos teleobservados sino que también compensa los errores que normalmente se comenten al usar la temperatura de brillo monocanal como un estimativo de la Ts.

En este trabajo se muestra que diferencias o errores de hasta 20K en el cálculo de Ts, generan errores en términos de ET inferiores a $20 Wm^{-2}$, lo que representa un 10% del valor medio de ET para la estación en estudio (primavera).

REFERENCIAS

- BATRA, N., ISLAM, S., VENTURINI, V., BISHT, G. y JIANG, L. 2006, Estimation and Comparison of Evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for Clear Sky Days over the southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 103: 1-15.
- BISHT, G., VENTURINI, V., JIANG, L. y ISLAM, S. 2005, Estimation of Net Radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) Terra Data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, 97: 52-67.
- BOUCHET, R. J. 1963, Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. International Association of Scientific Hydrology. General Assembly of Berkeley, Transactions, 2, Evaporation, Berkeley, Calif.
- BRUTSAERT, W. y STRICKER, H. 1979, An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15(2): 443-450.
- BUCK, A. L. 1981, New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *Journal of Applied Meteorology*, 20: 1527-1532.
- CRAGO, R. y CROWLEY, R. 2005, Complementary relationship for near-instantaneous evaporation. *Journal of Hydrology*, 300: 199-211.
- CRAGO, R., HERVOL, N. y CROWLEY, R. 2005, A complementary evaporation approach to the scalar roughness length. *Water Resources Research*, 41: W06017, doi:10.1029/2004WR003521.
- DASH, P., GÖTTSCHE, F. M., OLESEN, F. S. y FISCHER, H. 2002, Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing*, 23(13): 2563-2594.
- EICHINGER, W. E., PARLANGE, M. B. y STRICKER, H. 1996, On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley-Taylor coefficient. *Water Resources Research*, 32 (1): 161-164.
- GRANGER, R.J. 1989, A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111: 31-38.
- GRANGER, R.J. y GRAY, D.M. 1989, Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111: 21-29.
- GÓMEZ, M., OLIOSO, A., SOBRINO, J. A. y JACOB, F. 2005, Retrieval of evapotranspiration over the Alpilles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, 96: 399-408.
- JACKSON, R.D., REGINATO, R.J., y IDSO, S.B. 1977, Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, 13: 651-656.
- JIANG, L. y ISLAM, S. 2001, Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*, 37(2): 329-340.
- MENZEL, W. P., SEEMANN, S. W., LI, J., y GUMLEY, L. E. (2002). MODIS Atmospheric Profile Retrieval Algorithm Theoretical Basis Document, Version 6, Reference Number: ATBD-MOD-07. http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod07.pdf
- MONTEITH, J.L. y UNSWORTH, M. 1990, Principles of Environmental Physics. Butterworth-Heinemann, 2nd edition. Burlington-MA, 304 pages. ISBN: 071312931X.
- MORAN, M.S., JACKSON, R.D., RAYMOND, L.H.; GAY, L. W. y SLATER, P.N. 1989, Mapping surface energy balance components by combining Landsat thematic mapper and ground-based meteorological data, *Remote Sensing of Environment*, 30: 77-87.
- MORTON, F. I. 1983, Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66, 1-76.
- NISHIDA, K., NEMANI, R. R., RUNNING, S. W. y GLASSY, J.M. 2003, An operational remote sensing algorithm of land evaporation. *Journal of Geophysical Research*, 108(D9), 4270.
- NORMAN, J. M., ANDERSON, M. C., KUSTAS, W. P., FRENCH, A. N., MECIKALSKI, J., TORN, R., DIAK, G. R., SCHMUGGE, T. J., y TANNER, B. C. W. 2003, Remote sensing of surface energy fluxes at 10¹ -m pixel resolutions. *Water Resources Research*, 39(8): 1221-1232.
- PRICE, J.C. 1990, Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(5): 940-948.
- PRIESTLEY, C. H. B. y TAYLOR, R. J. 1972, On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*. 100: 81-92.
- RAMÍREZ, J. A. y HOBBS, M.T. 2005, Observational evidence of the complementary relationship in regional evaporation lends strong support for Bouchet's hypothesis. *Geophysical Research Letters*, 32, L15401, doi:10.1029/2005GL023549.

- RIVAS, R. y CASELLES, V. 2004, A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 83: 68-76.
- SEGUIN, B., ASSAD, E., FRETAUD, J. P., IMBERNOM, J. P., KERR, Y., y LAGOUARDE, J. P. 1989, Use of meteorological satellite for rainfall and evaporation monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, 10: 1001-1017.
- SUGITA, M. y BRUTSAERT, W. 1991, Daily evaporation over a region from lower boundary-layer profiles measured with radiosondes. *Water Resources Research*, 27(5): 747-752.
- SUN, D. y PINKER, R. T. 2004, Case study of soil moisture effect on the land surface temperature retrieval. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 1 (2), 127-130.
- VENTURINI, V., BISHT, G., ISLAM, S. y JIANG, L. 2004, Comparison of evaporative fractions estimated from AVHRR and MODIS sensors over South Florida. *Remote Sensing of Environment*, 93: 77-86.
- VENTURINI, V., ISLAM, S., BISHT, G. y RODRIGUEZ, L. 2006, Estimation of Evaporative Fraction and Evapotranspiration From Remotely Sensed Data Using Complementary Relationship” America Meteorological Society 86th Annual Meeting and 20th Conference on Hydrology, Vol. 3.3. Enero 29- Febrero 2. Atlanta, Georgia- USA.
- VENTURINI, V., ISLAM, S., y RODRIGUEZ, L. 2007, Estimation of Evaporative Fraction and Evapotranspiration From MODIS Products Using Complementary Based Model”.. *Remote Sensing of Environment*. In print.
- WAN, Z., y DOZIER, J. A. 1996, A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4): 892-905.