

Estimación de la evapotranspiración utilizando bandas del infrarrojo medio

D. Girolimetto¹ y V. Venturini¹

¹ Centro de Estudios HidroAmbientales. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas. Universidad Nacional del Litoral. Ciudad Universitaria. CC217 Santa Fe, 3000, Argentina

Resumen

La creciente demanda del recurso hídrico conlleva la necesidad de utilizarlo eficientemente en todos los ámbitos, y en particular, en la agricultura por ser la principal consumidora de agua. Desde hace varias décadas la comunidad científica ha desarrollado y actualizado diferentes métodos que apoyan la gestión del agua para la agricultura. Entre estos modelos destacamos aquellos que permiten calcular la principal pérdida de agua, la evapotranspiración (ET). La tecnología satelital ha generado un punto de inflexión en estos desarrollos científicos al proporcionar información con resoluciones espacio-temporales muy finas comparadas con la densidad de información de campo. Así, existen muchos modelos para estimar la ET con datos de teledetección. En este trabajo se presenta una modificación al cálculo del parámetro «F» del modelo de Venturini *et al.* (2008) que determina la ET con datos de teledetección. La humedad relativa de la superficie, $\sigma = e_s / e^*_s$, puede ser estimada mediante las propiedades de las bandas infrarrojas cortas (SWIR) y fácilmente incorporada al cálculo de F y ET. Los resultados preliminares obtenidos con esta nueva forma de estimar F son promisorios, mostrando un error medio cuadrático del orden del 13% del valor medio de la ET y un sesgo de aproximadamente 4%. Los estadísticos indicarían que el modelo modificado supera al modelo original.

Palabras clave: evapotranspiración, SWIR, humedad relativa de la superficie, MODIS, estrés hídrico

Abstract

Evapotranspiration estimation using short-wave infrared bands

The growing demand for water leads to the need for efficient use in all areas, and particularly in the agriculture practices that are the main consumer of water. For several decades the scientific community developed and updated different methods that support water management for agriculture. These models include those that calculate the main loss of water, the evapotranspiration (ET). Satellite technology has created a turning point for these scientific developments providing information with fine spatial-temporal resolutions compared to the density of field data. Thus, today there are many models available to estimate ET with remotely sensed data. In this work we present a modification to the calculation of the parameter «F» in model published by Venturini *et al.* (2008) to compute ET with remotely sensed data. The relative humidity of the surface, $\sigma = e_s / e^*_s$, can be estimated from the properties of the short infrared bands (SWIR), and easily incorporated in the calculation of F and ET. The results obtained with the new F shows promising results. The mean square error is about 13% of the mean ET and the resulting bias approximately 4%. These statistics would indicate that the modified model results improve the original model.

Key words: evapotranspiration, SWIR, relative surface moisture, MODIS, water stress.

* Autor para la correspondencia: dgirolimetto@fich.unl.edu.ar
Recibido: 11-10-13; Aceptado: 26-11-13.

Introducción

La demanda creciente de agua a nivel mundial, ha motivado la necesidad de utilizar este recurso de forma eficiente en todos los ámbitos, y en particular, en la agricultura por ser la principal consumidora de agua. A su vez, la actividad agrícola juega un papel de suma importancia en el producto bruto interno de los países, aportando grandes beneficios económicos y brindando la principal fuente de alimentos a sus poblaciones. Es por ello, que se generan planes que optimicen el uso del agua mientras se maximiza la producción, conservando el recurso hídrico para las generaciones futuras.

En las últimas cuatro décadas, la comunidad académica internacional ha puesto especial atención en el desarrollo de diversas metodologías tendientes a aportar soluciones al sector agrícola (Sullivan *et al.*, 2007). La necesidad de monitorear grandes regiones, ha motivado el desarrollo de métodos para el cálculo de la evapotranspiración (ET) sobre la base de datos provenientes de sensores remotos. El advenimiento de los sensores remotos, permitió cuantificar el flujo de energía radiante que proviene de las diferentes superficies, proporcionando información que caracteriza las funciones y propiedades de los diferentes ecosistemas en general.

La tecnología satelital permitió el desarrollo de diversas metodologías para estimar la ET en base a datos remotamente sensados (Jackson *et al.*, 1977; Seguin *et al.*, 1989; Jiang e Islam, 2001; Nishida *et al.*, 2003; Norman *et al.*, 2003; Rivas y Caselles, 2004; Venturini *et al.*, 2008). En particular, el método desarrollado por Venturini *et al.*, (2008), requiere exclusivamente de datos satelitales para estimar la ET, facilitando su aplicación. Este método permite obtener mapas de ET a partir de la relación complementaria propuesta por Granger (1989) y la ecuación de Priestley and Taylor (1972), mencionada como P-T de aquí en adelante. El modelo elimina la función del viento y los parámetros de resistencia mediante la inclusión de la de evaporación relativa.

En este trabajo se adoptó modelo propuesto por Venturini *et al.* (2008) pero se modificó la metodología de obtención del parámetro principal de dicho modelo.

Revisión del modelo de Venturini *et al.*

Como ya se mencionó, Venturini *et al.*, (2008) desarrollaron una ecuación basada en la relación complementaria de Granger, (1989), la ecuación de P-T y el concepto de evaporación relativa propuesto por Granger y Gray (1989), que se define como:

$$GG = \frac{ET}{E_{pot}} = \frac{f_u(e_s - e_a)}{f_u(e_s^* - e_a)} \quad [1]$$

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

Venturini *et al.* supusieron que f_u afecta de forma similar a la ET y a la evapotranspiración potencial (E_{pot}). También consideraron que las presiones de vapor de agua de saturación y real se pueden calcular a partir de la curva SVP con los datos de temperatura (Figura 1). De esta forma, los autores expresaron a la evaporación relativa (F) de la siguiente manera:

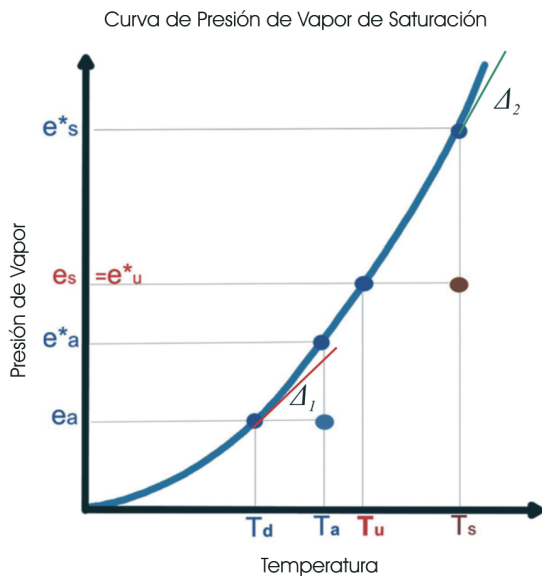


Figura 1. Esquema de la curva de presión de vapor de saturación y la relación entre T_u , T_s , e_s , e_s^* en el contexto de la temperatura de superficie. El aire suprayacente, se caracteriza por T_a y T_d y la presión de vapor e_a^* y e_a respectivamente.

$$F = \frac{ET}{E_{pot}} = \frac{(e_s - e_a)}{(e_s^* - e_a)} \cong \frac{(T_u - T_d)\Delta_1}{(T_s - T_d)\Delta_2} \quad [2]$$

donde T_u es la temperatura de la superficie si ésta es saturada sin cambiar su presión de vapor de agua real. Este concepto es análogo al concepto de temperatura punto de rocío (T_d). T_s es la temperatura de la superficie y Δ_1 y Δ_2 son las pendientes de la curva presión de vapor de agua de saturación (SVP) para las temperaturas T_d y T_s respectivamente (ver Figura 1).

A partir de la ecuación [2], es posible obtener E_{pot} ($E_{pot} = ET / F$) y combinarlo con la ecuación complementaria de Granger (1989) [$ET + E_{pot}(\gamma / \Delta) = E_w(\Delta + \gamma) / \Delta$], lo que redundará en una expresión para ET como una función de la evapotranspiración de ambiente húmedo (E_w),

$$ET + \frac{ET\gamma}{F\Delta} = E_w \left(\frac{\gamma + \Delta}{\Delta} \right) \quad [3]$$

donde Δ es la pendiente de la curva SVP y γ es la constante psicrométrica.

Venturini *et al.* utilizaron la ecuación de P-T para calcular E_w . Consecuentemente, combinando la expresión de P-T con la ecuación [3], se obtiene la siguiente expresión para ET :

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

donde α es el parámetro de P-T que generalmente es considerado como igual a 1.26 para superficies saturadas, R_n es la radiación neta a nivel de la superficie y G es el flujo de calor del suelo.

En esta nueva expresión de ET , es necesario determinar el factor F . Para ello, los autores utilizaron la curva SVP suponiendo que, en superficies no saturadas, las fuerzas actuantes sobre las moléculas de agua son las mismas que en superficies saturadas. Venturini *et al.* utilizaron la ecuación de Buck (1981) para modelar la curva SVP y aproximar T_u .

La pendiente de la curva SVP en T_s y T_d (Δ_2 y Δ_1 respectivamente) puede obtenerse como la primera derivada de la curva SVP así como también a partir de la linealización de la curva SVP en los intervalos [T_d, T_u] y [T_u, T_s]. Por lo

tanto, igualando ambos conceptos, los autores derivaron la siguiente expresión para T_u :

$$T_u = \frac{(e_s^* - e_a) - \Delta_2 T_s + \Delta_1 T_d}{\Delta_1 - \Delta_2} \quad [5]$$

Con T_u determinado, es posible obtener e_s y luego calcular ET . Una completa discusión acerca de la definición de T_u y su cálculo pueden encontrarse en Venturini *et al.*, (2008).

Los autores reconocen que esta forma de estimar T_u es numérica y no refleja totalmente los procesos involucrados en dicha variable.

Derivación del nuevo coeficiente F

Para resolver la ecuación [2] es necesario conocer e_s , o la temperatura T_u , como se explicó anteriormente. La estimación de T_u a partir de la linealización de la curva SVP, implica tácitamente que T_u es dependiente de T_d , es decir, depende en cierta medida de la humedad relativa del aire. Sin embargo, por definición (Venturini *et al.*, 2008), T_u es una variable de superficie que dependería sólo de la T_s y del contenido de humedad de la superficie.

La ecuación [2], está gobernada por el déficit de presión de vapor de la superficie evaporante ($e_s^* - e_s$) o por la disponibilidad de agua en la superficie. En otras palabras, en una superficie saturada, $e_s = e_s^*$, mientras que en una superficie muy seca, e_s tiende a e_a (Granger y Gray, 1989).

La relación entre e_s y e_s^* fue analizada por Barton, (1979) quien en virtud de describir la evaporación desde una superficie no saturada, introdujo el parámetro σ definido como el cociente entre una condición real y potencial de presiones:

$$\sigma = \frac{e_s}{e_s^*} \quad [6]$$

Barton definió a σ como una medida de la humedad disponible sobre la superficie. El autor utilizó datos de la región árida de Deniliquin (Australia) para relacionar empíricamente σ con la humedad del suelo (HS). Las siguientes relaciones fueron encontradas por Barton:

$$\sigma = \frac{1.8HS}{HS + 30} \quad \text{Si } HS < 37.5 \quad [7]$$

$$\sigma = 1 \quad \text{Si } HS \geq 37.5 \quad [8]$$

donde HS es la humedad del suelo en %.

Para dicha región, el autor encontró que un suelo desnudo se satura para $HS \geq 37.5\%$. Este límite es un parámetro de ajuste del método de Barton, que debe ser definido para cada tipo de suelo y región en estudio. El autor no reportó valores de σ para superficies mixtas (suelo + vegetación), sin embargo, Barton indicó que esta parametrización es práctica ya que se puede incorporar fácilmente en un modelo de ET .

El concepto de σ es utilizado en este trabajo para relacionar a T_u con propiedades de la superficie. Más específicamente, σ puede ser aproximado a partir de la reflectancia en las frecuencias del infrarrojo de onda corta (SWIR) y relacionado con el concepto de humedad relativa de una superficie de evaporación.

La energía en el SWIR es absorbida por el agua, por lo que estas bandas son sensibles a las variaciones del contenido de humedad de una superficie (Chen *et al.*, 2005) y han sido ampliamente utilizadas para estimar el contenido de agua de la vegetación y para estimar la humedad del suelo (Knaeps *et al.*, 2012). Diversos autores utilizaron combinaciones de la reflectancia en el infrarrojo cercano (NIR) y en el SWIR para estudiar cambios en el contenido de agua foliar (Hunt *et al.*, 1987; Gao, 1996; Ceccato *et al.*, 2001; Fensholt y Sandholt, 2003; Zarco-Tejada *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2005; Cheng *et al.*, 2006; Trombetti *et al.*, 2008).

La importante absorción por agua producida a longitudes de onda $> 1000 \text{ nm}$, tiene un efecto significativo sobre la reflectancia, la que está negativamente relacionada con el contenido de agua de la superficie (Yilmaz *et al.*, 2008). Así, los suelos secos presentan una alta reflectividad en contraste con la baja reflectancia de los suelos húmedos (Lovell y Asner, 2002). Hay otros parámetros que afectan a las ondas SWIR, como por ejemplo, la estructura interna de la hoja, contenido de materia seca, tipo de suelo, entre otros, pero son insignificantes en comparación con la absorción por agua (Fensholt y Sandholt, 2003). Ceccato *et al.*, (2002) sugieren que más del 50% de los

cambios en la reflectancia del SWIR se deben a la absorción causada por el contenido de agua en el suelo y vegetación. Esta región del espectro electromagnético sería sensible al vapor de agua atmosférico, sin embargo en áreas relativamente pequeñas en ausencia de nubes, la variabilidad espacial atmosférica sería insignificante y las variaciones de las bandas SWIR se relacionan con la presencia de agua en la superficie (Tucker, 1980; Hunt *et al.*, 1987; Ceccato, *et al.*, 2001).

Diferentes pruebas de laboratorio demostraron que para cualquier superficie saturada, la reflectancia en el SWIR es casi nula (Zarco-Tejada *et al.* 2003). Se ha observado que la banda del sensor MODIS correspondiente a los 2130 nm es altamente sensible al contenido de agua de las hojas (Fensholt and Sandholt, 2003). En esta frecuencia, a medida que aumenta el contenido de agua en la vegetación, la reflectancia disminuye, alcanzando valores cercanos a cero para superficies con alto contenido de humedad.

Esta propiedad se utiliza para definir la reflectancia SWIR correspondiente a la condición de saturación (R_{sat}). Por lo tanto, considerando la superficie conformada por el complejo suelo + vegetación, a medida que aumenta el contenido de agua, la reflectancia en el SWIR disminuye. Considerando dicha relación inversa y suponiendo que la disminución de la reflectancia en el SWIR es esencialmente debido al contenido de agua de la superficie, σ puede aproximarse como:

$$\sigma = \frac{R_{sat}}{R_i} \quad [9]$$

donde R_{sat} es la reflectancia de una superficie saturada y R_i es la reflectancia SWIR del pixel i .

A los fines prácticos, R_{sat} es fácilmente obtenible a partir de la relación entre R_i y la HS , si los datos *in situ* están disponibles; de lo contrario, R_{sat} se puede aproximar como la reflectancia media de los píxeles identificados como agua libre (por ejemplo píxeles con $NDVI < 0$) en una imagen. En cualquier caso, valores de R_i cercanos a cero representan píxeles saturados y pueden ser tomados como R_{sat} .

Con σ determinado, se puede calcular $e_s = \sigma e_s^*$ y determinar el parámetro F (ecuación [2]) para luego calcular ET .

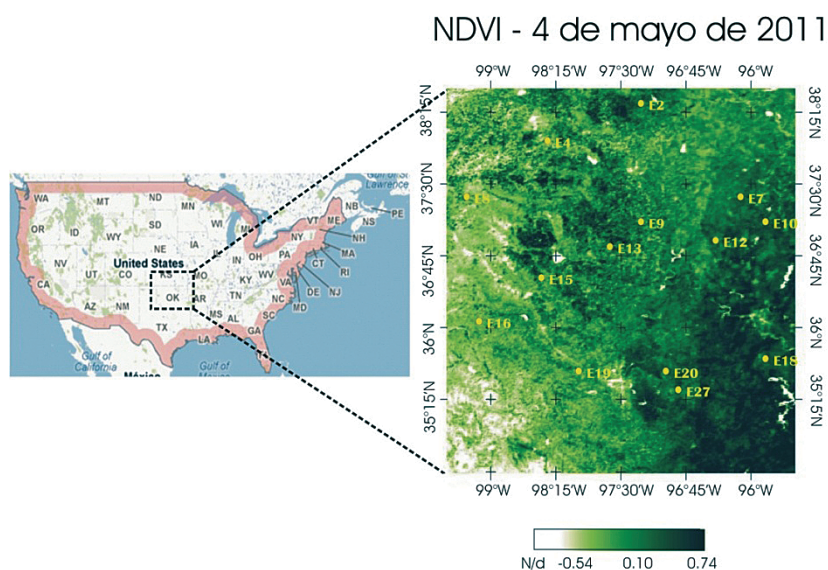


Figura 2. Ubicación del área de estudio y estaciones de muestreo sobre un mapa de NDVI.

Zona de estudio

El área de estudio se encuentra en la región denominada Southern Great Plains (SGP) de EE.UU., entre los 95,5 y 99,5° de longitud Oeste y los 34,5 y 38,5° de latitud Norte (Figura 2).

SGP es una planicie que se extiende sobre el Estado de Oklahoma y el sur de Kansas. Presenta una geografía relativamente homogénea, con un rango de elevaciones que va desde los 490 m al Este hasta los 900 m hacia el Oeste, incrementándose gradualmente. En estos llanos, las pendientes son cortas y empinadas en los valles. El clima es subtropical semiárido, con inviernos fríos y secos y veranos calurosos. Las precipitaciones máximas ocurren en verano, sin embargo, las temperaturas altas hacen que la estación sea relativamente seca. La temperatura media anual varía entre los 14°C y los 18°C y las precipitaciones entre los 490 y 740 mm. La cobertura vegetal es heterogénea, siendo la hierba la vegetación dominante en la pradera. Debido a que, en general, las condiciones climáticas y de suelo son favorables, la mayor parte de la superficie se encuentra cultivada (<http://www.arm.gov>).

SGP cuenta con una amplia red de estaciones terrenas que son mantenidas por el programa Atmospheric Radiation Measurement (ARM). Las estaciones se encuentran bien distribuidas en todo el dominio como se puede observar en la Figura 2.

Datos disponibles

La zona denominada SGP presenta una extensa cobertura de estaciones del tipo Energy Balance Bowen Ratio (EBBR) que permiten obtener observaciones de los flujos de calor a nivel de la superficie como así también de diferentes variables meteorológicas. El sistema EBBR produce cada 30 min, estimaciones de cuatro variables primarias: flujo de calor sensible, flujo de calor latente, R_n y valor medio de flujo de calor de la superficie del suelo. Además e registran variables ambientales tales como temperatura del aire (T_a), presión de vapor, presión atmosférica, humedad de suelo (HS , a cinco profundidades), temperatura de suelo (T_{suelo} , a cinco profundidades), flujo de calor del suelo (a cinco profundidades), dirección y velocidad de viento. Mayor información acerca de los datos está disponible en <http://www.arm.gov>.

Imágenes satelitales

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) se encuentra a bordo de los satélites Terra y Aqua. Estos satélites forman parte de la misión EOS (Earth Observing System) de la NASA. MODIS proporciona una resolución radiométrica alta, de 12 bits, en 36 bandas del espectro electromag-

Tabla 1. Fecha, día del año, hora de paso del satélite y calidad de la imagen.

Fecha	Día del año (DOY)	Hora de paso (UTC)	Calidad de la imagen (% de nubes)
5 de junio del 2011	156	19:55	14
1 de junio del 2010	152	19:15	4
4 de junio del 2010	155	19:45	18
5 de junio del 2009	156	19:25	14

nético que abarcan longitudes de onda desde los 0.4 a los 14.4 μm . Para obtener más información sobre el sensor MODIS se puede visitar la página: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>.

En este trabajo se seleccionaron 4 imágenes MODIS-Aqua correspondientes a la verano de los años 2009, 2010 y 2011, con al menos el 80% del área de estudio libre de nubes. La Tabla 1 resume la información de las imágenes incluyendo la fecha, día del año, la hora de paso del satélite y la calidad de la imagen.

Se utilizaron los productos MYD02, MYD07 y MYD11. El producto MYD02 ofrece diariamente la radiancia calibrada y geocalizada, al tope de la atmósfera, de 36 bandas espectrales. Las bandas 8-36 presentan una resolución espacial de 1 km, mientras que los datos correspondientes a las bandas 1-2 (250 m) y 3-7 (500 m) son agregados hasta una resolución de 1 km. Las imágenes correspondientes al rojo (R) y NIR, fueron utilizadas para obtener el índice de vegetación NDVI; mientras que las imágenes de reflectancia de la banda 7 (R7) correspondiente al canal centrado en los 2.130 μm se utilizaron para obtener σ .

El producto MYD07 ofrece perfiles de temperatura y humedad, concentración total de la columna de ozono, vapor de agua precipitable y varios índices de estabilidad atmosférica (Seemann *et al.*, 2003; Seemann *et al.*, 2006). Los perfiles de temperatura y humedad son producidos en 20 niveles verticales de presión atmosférica (Menzel *et al.*, 2002). El algoritmo utilizado por MODIS para recuperar los perfiles atmosféricos, es una regresión estadística que permite una recuperación física posterior (Smith y Woolf, 1988; Hayden, 1988; Li, 2000). En este trabajo se utilizó el perfil vertical de 950 hPa por ser el nivel más cercano a las presiones atmosféricas registradas en la zona de estudio. Este perfil corresponde exactamente

al plano de los 950 hPa y ofrece la T_a y la T_d de todos aquellos puntos del plano con presiones atmosféricas mayores o iguales a 950 hPa. La resolución espacial de este producto es de 5 km^2 y la resolución temporal es diaria.

El producto MYD11 proporciona imágenes de T_s y emisividad de la superficie diariamente (Wan y Dozier, 1996; Venturini *et al.*, 2004; Venturini *et al.*, 2010). El producto tiene una precisión de 1 K para materiales con emisividades conocidas.

Estos productos fueron validados, lo que significa que las incertidumbres de los mismos están bien definidas sobre un rango de condiciones representativas. En el siguiente link <http://www.modis.gsfc.nasa.gov> es posible encontrar toda la información acerca de estos productos. Todas las imágenes utilizadas, georeferenciadas a partir de las coordenadas geográficas (Latitud y Longitud) originales de las mismas, fueron recortadas en una matriz de 445 \times 445 píxeles de 1 km^2 aproximadamente.

Calculo de σ

Con el fin de aproximar R_{sat} , se contrastó la R7 con los datos de HS (% gravimétrico) obtenidos en cada estación de muestreo para cada uno de los días analizados (Figura 3). Se observó una relación inversa entre ambas variables, lo que es congruente con lo observado por Zarco-Tejeda *et al.*, (2003) quienes modelaron la reflectancia de la vegetación para diferentes valores de contenido de agua en la hoja.

En la Figura 3 se observa que la R7 tiende a hacerse asintótica a 0,06 para valores de HS mayores a 25%, indicando la condición de saturación de la superficie (Hillel, 1998). Se adopta R_{sat} igual a 0.06 coincidiendo con la re-

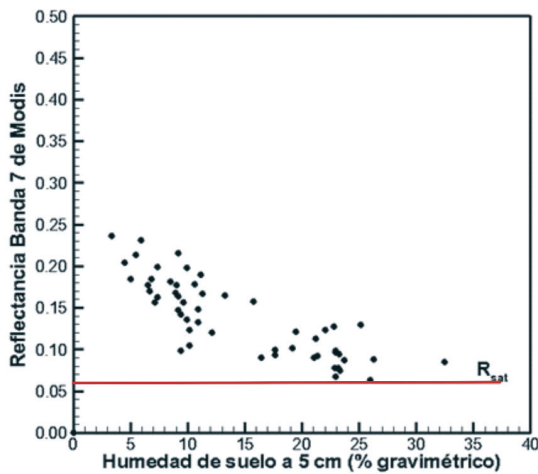


Figura 3. Relación entre R7 y HS. Superpuesto R_{sat} .

reflectancia mínimo minimorum. En el caso de no contar con observaciones de HS, R_{sat} puede obtenerse a partir de la reflectancia de los píxeles identificados con $NDVI < 0$ en la imagen del SWIR. En este caso, R_{sat} se obtiene como $(\sum R_{d_{NDVI < 0}}) / n$, donde $R_{d_{NDVI < 0}}$ es la reflectancia media de los píxeles identificados con $NDVI < 0$ en la banda del SWIR para un día dado, y n es el total de días analizados.

Se destaca la similitud en los valores obtenidos de R_{sat} a partir de observaciones de HS y a partir de $R_{d_{NDVI < 0}}$ (0.06 y 0.059). Las pruebas de laboratorio demostraron que la reflectancia de una superficie saturada presenta un rango de variación limitado cualquiera sea la superficie y estación del año (Zarco-Tejada, 2003), razón por la cual, R_{sat} puede considerarse constante sin introducir grandes errores.

Con R_{sat} determinado, es posible aplicar la ecuación [9] y obtener σ para cada uno de los días estudiados. Luego, e_s puede ser obtenido (ver ecuación [6]) y el parámetro F calculado mediante la aplicación de la ecuación [2]. Finalmente, la ET modificada a partir de σ (ET_{G-V}) puede ser estimada para los días analizados.

Validación de la ET modificada a partir de σ

Se contrastaron los resultados de ET_{G-V} con los datos observados (ET_{obs}). Los estadísticos utilizados para analizar la bondad del nuevo modelo fueron el bias, el error medio cuadrático (RMSE) y el coeficiente de correlación (r). El bias se calculó como $\sum(ET_{obs} - ET_{calculada}) / n$ y el RMSE como $[\sum(ET_{obs} - ET_{calculada})^2 / n]^{0.5}$, donde n es el número de observaciones ($n = 20$). La ET_{G-V} arrojó un RMSE de 52.0 Wm^{-2} y un bias de 15.9 Wm^{-2} , los que representan el 13% y el 4% de la media de ET_{obs} , respectivamente. Estos valores son similares a los presentados por otros autores (Kustas et al., 2003; Batra et al., 2006; Venturini et al., 2008; Peng et al., 2012). Los estadísticos sugieren que el modelo modificado, ET_{G-V} , representa correctamente los valores observados.

La Tabla 2 muestra el RMSE y el bias del modelo para cada día analizado. En general, los RMSEs son menores al 13% de los valores medios para cada día, con sesgos inferiores al 8% de la ET_{obs} . Sólo el día 04/06/2010 presentó un RMSE de 19% con un sesgo del mismo orden. La calidad de la imagen de dicho día (18% de nubes) no es buena y solo dos estaciones están libres del efecto de nubes. Venturini et al., (2008) publicaron valores de RMSE y bias del orden de 18% y 15% del valor medio de ET_{obs} para la misma región. Kalma et al., (2008) realizaron un análisis exhaustivo donde los resultados de 30 estudios publicados sobre validación de ET fueron resumidos. Estos autores informaron valores RMSE del orden de los 50 Wm^{-2} y errores relativos entre el 15 y el 30%. Long y Singh, (2012) publicaron recientemente valores de RMSE entre 45.6 Wm^{-2} y 63.1 Wm^{-2} utilizando imágenes Landsat TM/ETM+ y ASTER, respectivamente.

Tabla 2. Comparación entre ETobs y ETcalculada en cada día analizado.

Día	# de observaciones	ET_{G-V}	
		RMSE	Bias
5 de junio del 2011	8	36.78	-18.82
1 de junio del 2010	2	19.22	-5.54
4 de junio del 2010	4	84.05	-74.97
5 de junio del 2009	8	31.53	-19.95

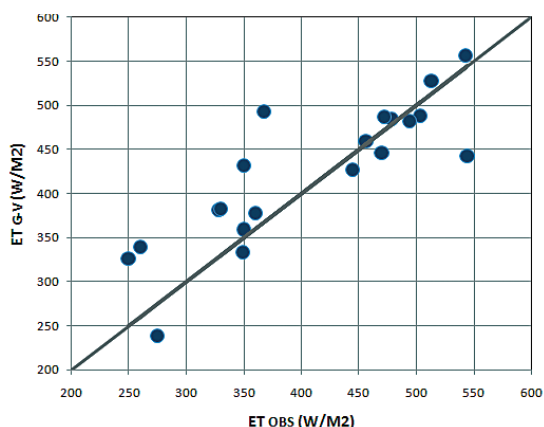


Figura 4: Contraste entre los resultados de ET_{G-V} y ET_{obs} .

Finalmente, la Figura 4 muestra el contraste entre el modelo modificado y ET_{obs} . El modelo modificado presenta un buen ajuste con la ET_{obs} y significaría una importante mejora en las estimaciones de ET con datos provenientes de satélites. El parámetro σ incorporado en la metodología mejora las estimaciones de ET , siendo además el nuevo método fácil de obtener con datos teledetectados, pudiendo ser codificado y aplicado rutinariamente sin supervisión.

Análisis de σ

Como se demostró en el apartado anterior, σ mejora notoriamente las estimaciones de ET , sin embargo, se debe analizar la sensibilidad de dicho parámetro para capturar distintas condiciones de humedad de la superficie. Por ello se lo contrastó con observaciones de HS (% gravimétrico) a una profundidad de 5 cm (Figura 5), obteniéndose una correlación de 0.82, indicando una clara asociación entre ellos. Si se supone que valores de $HS > 25\%$ indican el límite para la condición de saturación de la superficie en la región en estudio, valores de σ superiores a 0.70 indicarían que la superficie se encuentra saturada. Barton (1979) encontró que para suelo desnudo, un valor de $\sigma \approx 1$ se correspondía con una condición de humedad superficial $> 35\%$ (en peso de suelo seco). Recordemos que el autor no reportó valores de σ para superficies mixtas. De acuerdo a lo analizado, σ parecería captar las variaciones temporales y espaciales de la HS .

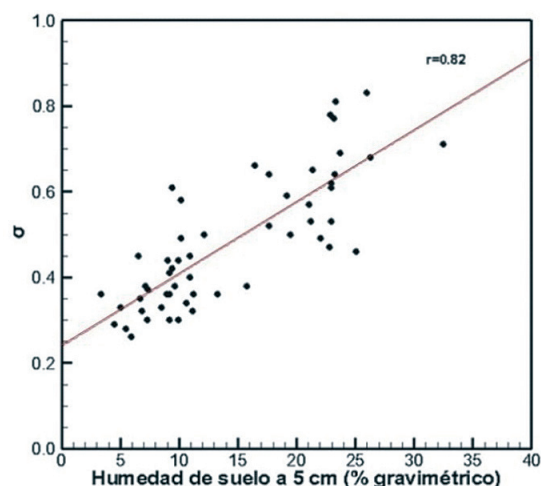


Figura 5. Relación entre σ y HS .

Discusión y conclusiones

El cálculo de la ET ha sido un desafío para los hidrólogos. La ET es la pérdida local de agua más importante de cualquier ecosistema, por lo que su estimación requiere de métodos precisos.

En general, muchos de los modelos actuales para estimar la ET requieren poca cantidad de observaciones auxiliares de campo (Jiang y el Islam, 2001; Nishida *et al.*, 2003; Venturini *et al.*, 2008). Hoy en día, los sensores satelitales son una fuentes de datos cruciales para cualquier modelo ya sea físico o empírico, no sólo por su eficacia en el monitoreo de los diferentes ecosistemas terrestres, sino también para el tipo y calidad de la información entregada.

En este trabajo, la metodología de Venturini *et al.*, (2008) fue modificado para mejorar la estimación del parámetro principal del método. Se propuso una metodología sencilla que relaciona las propiedades de las bandas infrarrojas cortas (SWIR) y el parámetro σ de Barton. Este parámetro σ se definen como e_s / e^*_s . Se propuso obtener σ como la relación entre la reflectancia SWIR de los píxeles saturados, aquí llamada R_{sat} , y la reflectancia del píxel común. R_{sat} , se puede estimar con la información de la imagen o con datos de humedad de suelo.

A fin de verificar que s representa el contenido de humedad de cada píxel, se lo contrastó con datos de HS , encontrándose una correlación entre ambas variables de 0.82, que indica una relación entre ambas. El análisis espacial

mostró que existe una correspondencia entre s y datos de HS a pesar de las diferentes escalas de observación que presentan las variables; mientras que HS presenta una escala de observación puntual y está medido por debajo de la superficie del suelo, σ es la respuesta superficial de un píxel mixto de 1 km² aproximadamente.

A fin de verificar la bondad del modelo propuesto acá, se compararon las estimaciones de ET_{G-V} con valores observados de ET encontrándose un RMSE del orden del 13%. En esta comparación nuevamente tenemos diferentes escalas, ya que las estaciones Bowen tienen un radio de cobertura de metros, mientras la ET_{G-V} es un valor promedio en 1 km². Sin embargo los resultados obtenidos están dentro los errores publicados por otros autores quienes trabajaron mejores resoluciones espaciales (Kustas *et al.*, 2003).

Aunque esta comparación no es exhaustiva, se aplicó el modelo a los meses de verano (donde se registran los mayores valores de R_n y ET), bajo el supuesto que los errores serían mayores también en esta época del año. Los resultados de la ET_{G-V} son mejores que los resultados de la ET obtenida con el modelo original de Venturini *et al.* el que se aplicó a diferentes estaciones del año.

En general, se puede decir que la selección del mejor modelo depende de los datos disponibles, el tipo de aplicación y la experiencia del usuario final. En este sentido, la combinación del modelo original de Venturini *et al.* con el nuevo parámetro s conduce a un modelo más preciso y robusto, que puede ser de gran ayuda para establecer sistemas de alerta.

Por otro lado, este nuevo modelo permitiría monitorear el estado hídrico de una superficie mixta fácilmente y a bajo costo operativo.

Referencias

- BATRA N., ISLAM S., VENTURINI V., BISHT G., & JIANG L. 2005. Estimation and Comparison of Evapotranspiration from Multiple Satellites for Clear Sky Days. *Remote Sensing of Environment*, 103, 1-15.
- BARTON I. J. 1979. A parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces. *Journal of Applied Meteorology*. 18, 43-47.
- BUCK, A. L. 1981. New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *Journal of Applied Meteorology*, 20, 1527-1532.
- CECCATO, P., FLASSE, S., TARANTOLA, S., JACQUEMOUD, S., & GREGOIRE, J. M. 2001. Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain. *Remote Sensing of Environment*, 77, 22-33.
- CECCATO, P., GOBRON, N., FLASSE, S., PINTY, B., & TARANTOLA, S. 2002. Designing a spectral index to estimate vegetation water content from remote sensing data: Part 1. Theoretical approach. *Remote Sensing of Environment*, 82, 188-197.
- CHEN, D., HUANG, J., & JACKSON, T. 2005. Vegetation water content estimation for corn and soybeans using spectral indices derived from MODIS near- and short-wave infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, 98, 225-236
- CHENG, Y. B., ZARCO-TEJADA, P. J., RIANO, D., RUEDA, C. A., & USTIN, S. L. 2006. Estimating vegetation water content with hyperspectral data for different canopy scenarios: Relationships between AVIRIS and MODIS indexes. *Remote Sensing of Environment*, 105, 354-366.
- FENSHOLT, R., & SANDHOLT, I. 2003. Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near- and shortwave infrared data in a semiarid environment. *Remote Sensing of Environment*, 87, 111-121.
- GAO, B. C. 1996. NDWI-A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58, 257-266.
- GRANGER, R. J. 1989. An examination of the concept of potential evaporation. *Journal of Hydrology*, 111, 1-20.
- GRANGER, R. J., & GRAY, D. M. 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111, 21-29.
- HAYDEN, C. M. 1988. GEOS-VAS simultaneous temperature-moisture retrieval algorithm. *Journal of Applied Meteorology*. 27, 705-733.
- HILLEL, D. 1998. Environmental soil Physics. Academic Press. Amsterdam. 771 pags.
- HUNT, E. R., ROCK, B. N., & NOBEL, P. S. 1987. Measurement of leaf relative water content by infrared reflectance. *Remote Sensing of Environment*. 22, 429-435.
- JIANG L., & ISLAM S. 2001. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*, 37(2), 329-340.
- JACKSON, R. D., REGINATO, R. G., IDSO, S. B. 1977. Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*. 13: 651-656.
- KALMA, J. D., MCVICAR, T. R., & MCCABE, M. F. 2008. Estimating Land Surface Evaporation:

- A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surveys in Geophysics*. Volume 29, Numbers 4-5, 421-469
- KNAEPS, E., DOGLIOTTI, A. I., RAYMAEKERS, D., RUDDICK, K., & STERCKX, S. 2012. In situ evidence of non-zero reflectance in the OLCI 1020 nm band for a turbid estuary. *Remote Sensing of Environment*. 120(SI), 133-144.
- KUSTAS, W. P., NORMAN, J. M., ANDERSON, M. C., & FRENCH, A. N. 2003. Estimating sub-pixel surface temperature and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment*, 85, 429-440.
- LI, J., WOLF, W., MENZEL, W.P., ZHANG, W., HUANG, H. L., & HACTOR, T. H. 2000. Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: The algorithm and validation. *Journal Applied Meteorology*. 39, 1248-1268.
- LONG, D., & SINGH, V. P. 2012. A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME) from satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 121, 370-388.
- LOBELL, D. V., & ASNER, G. P. (2002). Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 66 N° 3, 722-727.
- MENZEL, W. P., SEEMANN, S. W., LI, J., & 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 (accessed on 12/04/2003).
- NISHIDA K., NEMANI, R. R., RUNNING, S. W., & GLASSY, J. M. 2003. An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108.
- NORMAN, J. M., ANDERSON, M. C., KUSTAS, W. P., FRENCH, A. N., MECIKALSKI, J., & TORN, R. 2003. Remote sensing of surface energy fluxes at 101-m pixel resolutions. *Water Resources Research*. 39(8), 1221-1232.
- PENG, J., LIU, Y., ZHAO, X., & LOEW, A. 2012. Estimation of evapotranspiration from TOA radiances in the Poyang Lake Basin, China. *Hydrology and Earth System Sciences*. 9, 10963-11003.
- PRIESTLEY, CH. B., & TAYLOR, R. J. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81-92.
- RIVAS, R., & 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.
- SEEMANN, S. W., LI, J., MENZEL, W. P., & GUMLEY, L. E. 2003. Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from MODIS infrared radiances. *Journal of Applied Meteorology*. 42, 1072-1091.
- SEEMANN, S. W., BORBAS, E. E., LI, J., MENZEL, W. P., & GUMLEY, L. E. 2006. MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document. Online document [http://modisatmos.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD07:MYD07_A_TBD_C005.pdf].
- SEGUIN B., ASSAD, E., FRETAUD, J. P., IMBERNOM, J. P., KERR, Y., & LAGOUARDE, J. P. 1989. Use of meteorological satellite for rainfall and evaporation monitoring. *International Journal of Remote Sensing*. 10, 1001-1017.
- SMITH, W. L., & WOOLF, H. M. 1988. A linear simultaneous solution for temperature and absorbing constituent profiles from radiance spectra. Technical proceedings of the fourth international TOVS. Study conference held in Igls, Austria 16 to 22 March 1988. W.P. Menzel Ed. 330-347.
- SULLIVAN, D. G., FULTON, J. P., SHAW, J. N., & BLAND, G. 2007. Evaluating the sensitivity of an unmanned thermal infrared aerial system to detect water stress in a cotton canopy. *Trans. ASABE* 50, 1955-1962.
- TUCKER, C. 1980. Remote sensing of leaf water content in the near infrared. *Remote Sensing of Environment*. Volume 10, Issue 1, Pages 23-32
- VENTURINI, V., BISHT, G., ISLAM, S., & 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., & RODRÍGUEZ, L. 2008. Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. *Remote Sensing of Environment*, 112, 132-41.
- VENTURINI, V., RODRÍGUEZ, L., & BISHT, G. 2010. A comparison among different modified Priestley and Taylor's equations to calculate actual evapotranspiration with MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*. In print.
- WAN, Z., & 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.
- YILMAZ, M. T., HUNT JR., E. R., GOINS, L. D., USTIN, S. L., VANDERBILT, V. C., & JACKSON, T. J. 2008. Vegetation watercontent during SMEX04 from ground data and Landsat 5 Thematic Mapper imagery. *Remote Sensing of Environment*, 112, 350-362.
- ZARCO-TEJADA, P. J., RUEDA, C. A., & USTIN, S. L. 2003. Water content estimation in vegetation with MODIS reflectance data and model inversion methods. *Remote Sensing of Environment*, 85, 109-124.