

ESTIMACIÓN DE LA TASA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN A PARTIR DE DATOS SATELITALES MODIS

Cristóbal Mulleady¹ y Daniel Barrera²

¹Centro Atómico Bariloche. Comisión Nacional de Energía Atómica. San Carlos de Bariloche, Argentina.

²CONICET / Departamento de Ingeniería Agrícola y Uso de la Tierra –UBA-. Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 25 de noviembre de 2011, en su versión final el 5 de septiembre de 2012)

RESUMEN

Se propuso una variante en la técnica de Venturini y otros para la estimación de la densidad de flujo instantáneo de calor latente ET en escala regional basada únicamente en percepción remota, introduciendo una nueva expresión para el cálculo de la evapotranspiración relativa. Se efectuó una discusión del significado físico de las variables intervinientes y la validez de las expresiones propuestas para su cálculo. Se estimaron por primera vez mapas de ET en la Provincia de Buenos Aires, en varios días de verano. Se comprobó que las variaciones espaciales obtenidas de dicha variable presentan una relación adecuada con los valores de temperatura de superficie y NDVI obtenidos de los productos MODIS. Se comprobó estadísticamente que al reemplazar los valores de temperaturas del aire y de punto de rocío en superficie por datos en 1000hPa del producto MODIS se introducen errores significativos. Los valores obtenidos de albedo, radiación entrante de onda corta, radiación entrante y saliente de onda larga, flujo de calor en el suelo, y flujo instantáneo de calor latente de vaporización, están en los rangos esperados de acuerdo con mediciones y estimaciones hechas por otros autores en localidades de la región de estudio y en otras regiones.

Palabras claves: Evapotranspiración relativa, tasa instantánea de evapotranspiración, Teledetección.

ESTIMATION OF THE EVAPOTRANSPIRATION RATE FROM MODIS SATELLITE DATA

ABSTRACT

A variant was proposed in the technique of Venturini and others for the estimation of the density of instantaneous latent heat flux in regional scale based only on remote sensing, by introducing a new expression for the calculation of the relative evapotranspiration. A discussion of the physical meaning of the variables involved and the validity of expressions proposed for its calculation was carried out. Maps of ET in the province of Buenos Aires were estimated for the first time, in several days of summer. It was found that obtained spatial variations of ET present a proper relationship with the surface temperature and NDVI values obtained from MODIS

products. It was proved as per statistics that, on having replaced the values of air and dew point temperatures at the surface by information in 1000hPa of the MODIS products, significant errors interfere. The obtained values of albedo, incoming shortwave radiation, incoming and outgoing long-wave radiation, and instantaneous flux of latent heat of vaporization, are within the range expected in accordance with measurements and estimates made by other authors in locations interior to the study region and in other regions.

Key words: relative evapotranspiration, instantaneous evapotranspiration rate, Remote sensing.

1. INTRODUCCIÓN

La tasa de evapotranspiración (ET) es una de las componentes más importantes del ciclo hidrológico. Representa la transferencia de vapor de agua hacia la atmósfera mediante la transpiración de las plantas y la evaporación desde el suelo desnudo. La estimación de ET es esencial en el estudio de los procesos hidrológicos.

La relación existente entre temperatura de superficie, humedad de suelo, densidad de vegetación, y balance de energía, es compleja y ha sido estudiada por meteorólogos, hidrólogos, ecólogos y físicos ambientales. En las últimas décadas se han desarrollado modelos para estimar la evapotranspiración en distintas escalas de espacio y tiempo, para diferentes condiciones de cobertura vegetal y humedad de suelo, a partir de mediciones in situ que incluyen variables meteorológicas y en ciertos casos variables en el suelo. La mayoría de estos modelos parten de la ecuación de Penman (1948). Uno de ellos es el de Priestley y Taylor (1972), quienes simplificaron la ecuación de Penman reemplazando el término aerodinámico por una fracción constante del término radiativo; este modelo ha sido ampliamente aceptado.

Otra aproximación es la de estimar la evapotranspiración como residuo a partir de la ecuación de conservación de energía en la superficie evapotranspirante. La ecuación de densidad de flujo de energía que gobierna el balance viene dada por la forma en que se distribuye la radiación neta (R_n) a nivel de superficie, por medio del flujo de calor en el suelo (G) y los flujos at-

mosféricos de calor sensible (H) y de calor latente ($\lambda\rho_w ET$) (Brutsaert, 1984):

$$R_n = G + H + \lambda\rho_w ET \quad (1)$$

donde ρ_w es la densidad del agua, λ es el calor latente de vaporización y ET es la tasa de evapotranspiración en unidades de velocidad (por ejemplo, mm/día). En esta ecuación falta el término correspondiente a la advección de aire con distinto estado energético, la cual se considera despreciable. Todos los estudios realizados bajo este enfoque usan modelos unidimensionales para describir la radiación, la conducción y los mecanismos de transporte que influyen la temperatura de superficie y el balance de energía.

La mayor parte de los estudios basados en teledetección que utilizan la ecuación de balance de energía, hacen uso de la información remota para estimar la radiación neta y el flujo de calor en el suelo. Los dos términos restantes, (H) y ($\lambda\rho_w ET$), son flujos verticales causados principalmente por transporte turbulento y son difíciles de estimar. En general estos términos son obtenidos por medio de modelos de flujo unidimensionales elaborados en analogía con la ley de Ohm (Friedl, 2002). Una de las variables necesarias para estimar H es la resistencia del aire al transporte vertical de propiedades, relacionada con la difusividad turbulenta, la cual necesita de mediciones in situ para su determinación (Boegh y otros., 2002; Friedl, 2002).

2. MODELOS UTILIZADOS COMO BASE EN EL PRESENTE TRABAJO

A fin de no depender de complejas parametrizaciones espaciales en el cálculo de r_a para tener en cuenta la heterogeneidad de superficies, algunos investigadores han partido de la relación empírica de Bouchet (1963), quien postula que a medida que el suelo pierde su humedad, la consiguiente disminución en la evapotranspiración real es compensada exactamente por un aumento en la evapotranspiración potencial correspondiente a las nuevas condiciones ambientales; lo expresó mediante una ecuación que denominó "relación complementaria". Granger (1989) retomó esta idea y derivó una relación similar a la de Bouchet pero con base teórico-física. Postuló que la evapotranspiración potencial ET_{pot} , en cualquiera de sus posibles definiciones, puede expresarse según la ecuación de Dalton:

$$ET_{pot} = f_u (e_s^* - e_a) \quad (2)$$

donde

f_u = Función de la velocidad del viento y la rugosidad de la superficie (m seg⁻¹)

e_a = Presión de vapor del aire (hPa)

e_s^* = Presión de vapor de saturación de la superficie (hPa); el supraíndice * indica saturación, mientras que el subíndice s se refiere a la superficie.

Luego, asumiendo que en el proceso de secado del suelo se mantienen constantes, por un lado, la energía disponible para el intercambio entre superficie y atmósfera, o sea, la diferencia ($R_n - G$) en la ecuación (1); y, por otro lado, el poder evaporante de la atmósfera $EA = f_u (e_a^* - e_a)$, Granger partió de la ecuación (1) y derivó una nueva expresión para la relación complementaria. Las hipótesis de trabajo de Granger implican que la disminución del transporte de calor latente hacia la atmósfera al secarse el suelo se compensa exactamente con un aumento de igual magnitud en el transporte de calor sensible H. La validez de la relación complementaria de Granger ha sido evaluada por varios autores, que usaron datos experimentales en pro-

cesos de secado en distintas escalas de tiempo y en áreas con vegetación diversa (Crago y Crowley 2005; Crago y otros 2005; Xu y Singh 2005; Xu y Chen 2005; Han y otros 2011; Huntington y otros 2011).

Granger y Gray (1989) definieron, apoyándose en la relación complementaria, el concepto de evapotranspiración relativa como $F = \frac{ET}{ET_{pot}}$. Bajo estrés hídrico, la evapotranspiración actual ET es menor que E_{pot} . Supusieron que la ley de Dalton es válida también en este caso: $ET = f(u)(e_s - e_a)$, asumiendo que la presión de vapor sobre la superficie evaporante es menor que su valor máximo posible a saturación, o sea $e_s < e_s^*$. Por otra parte, debe ser $e_s > e_a$ pues de lo contrario no habría evaporación sino condensación. Bajo estas suposiciones propusieron la relación:

$$F = \frac{ET}{ET_{pot}} = \frac{f_u (e_s - e_a)}{f_u (e_s^* - e_a)} \quad (3)$$

donde es e_s la presión de vapor en la película de aire contigua a la superficie evaporante (hPa). En el caso de una superficie totalmente vegetada, la ecuación (3) está en armonía con la fisiología de la planta: Si el suelo está al menos a capacidad de campo y por ende la transpiración se realiza en condiciones óptimas, los estomas están abiertos y existe acoplamiento perfecto entre las hojas y el aire (Boegh y otros 2002); las presiones actuales de vapor dentro de la cavidad estomática y en la película de aire contigua a la hoja son iguales y corresponden a la saturación (e_s^*). Por el contrario, bajo estrés hídrico hay cierto grado de desacople causado por el cerramiento estomático y en consecuencia la presión de vapor en la película de aire contigua a la hoja es $e_s < e_s^*$, lo que causa que $ET < ET_{pot}$ (Boegh y otros 2002).

Granger y Gray también razonaron de la siguiente manera: Cuando ET disminuye por estrés hídrico, como consecuencia aumenta e_s^* pues la cubierta vegetal aumenta su temperatura al transpirar menos; esto hace que aumente E_{pot} para las nuevas condiciones ambientales. En síntesis, relacionaron la evapotranspiración relativa con la disponibilidad de agua en el suelo y con el déficit de saturación en el aire.

Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012) retomaron el trabajo de Granger y Gray. Como $(e_s - e_a)$ es muy difícil de estimar y requiere de mediciones in situ, recurrieron a una expresión en función de las temperaturas asociadas a las presiones de vapor a saturación mediante la curva de Clausius-Clapeyron (en adelante curva PVS-T). Y propusieron estimar dichas temperaturas a partir de información satelital exclusivamente. Para estimar F partieron de la ecuación (3) y asumieron que la función f_u es igual en numerador y denominador. Basaron esta suposición en la afirmación de Granger (1989) de que es razonable esperar que f_u afecte a ET y ET_{pot} de manera similar, y argumentaron, al igual que Granger (1989), que f_u es independiente del contenido de humedad del suelo. Este razonamiento implica que el cambio en el gradiente térmico vertical al pasar a condiciones más secas no influye en la difusividad turbulenta ni en el perfil de viento, algo que no es estrictamente cierto pero que puede aceptarse en una primera aproximación.

Para la estimación de la evapotranspiración real, Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012) siguieron un camino paralelo al de Granger y Gray, pero usando para evaluar ET_{pot} , en lugar de la ecuación de Penman, la de Priestley-Taylor, y arribaron a la expresión:

$$\lambda \rho w ET = \alpha_{PT} \left(\frac{F \Delta}{F \Delta + \gamma} (R_n - G) \right) \quad (4)$$

donde α_{PT} es la constante de Priestley-Taylor (igual a 1.26), Δ es la pendiente de la curva PVS-T y γ es la constante psicrométrica –que en realidad varía levemente con la presión atmosférica–.

En las siguientes secciones se describe la metodología propuesta, basada en la desarrollada por Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011) pero con distinta expresión de la evapotranspiración relativa y caminos independientes para estimar ciertos parámetros necesarios para la determinación de los componentes de la ecuación (4). Se detallan los pasos seguidos para implementar la técnica propuesta y obtener un mapa de tasa instantánea de ET en la provincia de Buenos

Aires.

3. MATERIAL Y METODOLOGÍA

3.1. Área de estudio, productos y datos utilizados

Se tomó como área de estudio una gran porción de la provincia de Buenos Aires que se extiende en longitud desde 58.0 W hasta 63.0 W y en latitud desde 34.0 S hasta 39.0 S (ver Figura 1). La metodología para la estimación de ET utilizada en este trabajo sólo es aplicable para imágenes obtenidas durante días claros. Como es muy difícil hallar condiciones de cielo libre de nubosidad se consideró como condición de cielo despejado una contaminación nubosa de las imágenes del 30% como máximo. Además las imágenes deben estar preferentemente libres de bruma, de lo contrario es necesario emplear métodos para corregir sus efectos, los cuales son complejos y requieren información auxiliar y datos de modelos de transferencia radiativa, aerosoles y turbidez (Tasumi y otros., 2008). Para determinar la visibilidad horizontal se utilizaron datos de las estaciones meteorológicas de la red del Servicio Meteorológico Nacional y se consideró que la imagen se encuentra libre de bruma para valores de visibilidad horizontal mayores a 12 km.

Se realizó una búsqueda de imágenes MODIS en el período enero-marzo de 2009, y como consecuencia de aplicar el criterio antes mencionado se eligieron seis imágenes (ver Tabla I).

Se usó información obtenida por el sensor MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua de la agencia espacial NASA (EEUU), con una frecuencia temporal variable de una a tres visitas por día en la región de estudio. Dicho instrumento posee una gran resolución espectral (36 bandas radiométricas) y espacial (píxeles de 250 m, 500 m y 1 km). La información es procesada en forma automática y pocas horas después de la captura están disponibles en Internet, en el sitio WEB de la NASA, muchos productos con acceso libre y gratuito. Los productos usados en este trabajo poseen resoluciones espaciales de

250 m, 500 m, 1 km y 5 km según el parámetro estimado, por lo cual las estimaciones de evapotranspiración instantánea tienen 5 km de resolución. Dichas estimaciones requieren que el cielo esté despejado. Se utilizaron los productos MOD03, MOD07, MOD11, MOD35, MOD09 y MOD13. El producto MOD03 cuenta con la información referida a latitud, longitud y ángulo cenital solar con una resolución de 1km.

Se utilizaron además, para contraste, mediciones de 17 estaciones meteorológicas de superficie, que incluyeron datos observados horarios de presión y temperaturas del aire y de punto de rocío (ver Figura 1 y Tabla 1).

3.2. Tratamiento de las imágenes y productos MODIS

Antes de cuantificar los parámetros requeridos es necesario analizar y procesar la información contenida en los productos MODIS. Para ello se recurrió al uso de diversas herramientas. En la Figura 2 se puede ver un recuadro en línea de trazos asociado a tres ítems que hacen referencia a las consideraciones tomadas para el procesamiento previo de la información satelital:

i) Primero cada imagen fue geo-referenciada utilizando la información de geolocalización (latitud y longitud de cada píxel) contenida en el producto MOD03. Para la geo-referenciación de las imágenes en proyección tipo swath (MOD03, MOD07, MOD11 y MOD35) se utilizó el código ENVI® 4.3. Para el caso de las imágenes en formato tile (MOD09 y MOD13) se utilizó la herramienta MODIS Reprojection Tool (MRT) distribuida por el Land Processes DAAC EROS Data Center.

ii) En el siguiente paso se obtuvieron los coeficientes necesarios para convertir los números digitales (ND) en valores con sentido físico. Para ello se utilizó un explorador de archivos tipo HDF, ya que la información para la mencionada conversión está incluida en cada uno de los archivos.

ESTACIÓN	LAT.	LON.
PEHUAJO AERO	35°52'	61°54'
JUNIN AERO	34°33'	60°55'
LAS FLORES AERO	36°02'	59°08'
SAN MIGUEL	34°33'	58°44'
EL PALOMAR AERO	34°36'	58°36'
CASTELAR INTA	34°40'	58°39'
EZEIZA AERO	34°49'	58°32'
AEROPARQUE AERO	34°34'	58°25'
BUENOS AIRES	34°35'	58°29'
CORONEL SUAREZ AERO	37°26'	61°53'
BOLIVAR AERO	36°12'	61°04'
AZUL AERO	36°50'	59°53'
OLAVARRIA AERO	36°53'	60°13'
BARROW INTA	38°19'	60°15'
TRES ARROYOS	38°20'	60°15'
TANDIL AERO	37°14'	59°15'
TRENQUE LAUQUEN	35°58'	62°44'

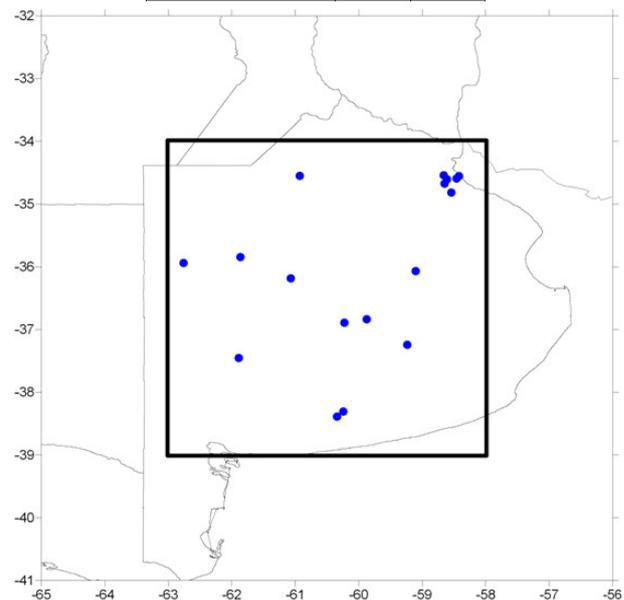


Figura 1: Se presenta la región de estudio en un dominio definido por las coordenadas 34°-39°S y 58°-63°O. A la derecha se encuentra la lista de las estaciones meteorológicas consultadas y su ubicación dentro de la región de estudio. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

iii) Por último, se eliminaron los píxeles asociados a cuerpos de agua superficial (ríos, lagos y océano) y aquellos contaminados con nubosidad utilizando los productos land/sea mask y cloud mask, respectivamente. El producto land/sea mask se encuentra incluido en el producto de calibración y geolocalización MOD03, y el producto cloudmask se encuentra disponible con una resolución espacial de 1km en el MOD35.

Una vez realizada la georreferenciación, la obtención de los coeficientes de calibrado o conversión de ND y el filtrado de los píxeles no deseados, se seleccionaron de los productos MODIS las variables meteorológicas y de superficie necesarias. En la Figura 2 este paso está representado por los casilleros circulares.

3.3. Metodología

3.3.1. Estimación de la evapotranspiración relativa y real

Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012) partieron de la expresión de la evapotranspiración relativa definida por Granger y Gray (1989) (ecuación 3), y combinándola con la curva PVS-T usaron para el cálculo de F (a la cual llamaron fracción evaporativa) la siguiente relación:

$$F = \frac{ET}{ET_{pot}} = \frac{(T_u - T_d)}{(T_s - T_d)} \quad (5)$$

donde T_s es la temperatura en la superficie bajo estrés hídrico, T_d es el punto de rocío correspondiente a la presión de vapor en el aire e_a , y T_u es la temperatura que tendría la superficie si se enfriara isobáricamente, llevando el aire a la saturación sin modificar la presión de vapor en la superficie e_s . Ahora bien, e_s es lo mismo que e_u^* , la presión de vapor saturante que corresponde a la temperatura T_u . Esto significa que T_u es la temperatura que debería tener la superficie evaporante bajo condiciones óptimas de humedad y al comienzo del proceso de secado del suelo, para que la tasa de evapotranspiración real fuera igual a su valor potencial ET_w en la superficie vegetada que luego llega a estar bajo estrés siguiendo el proceso condicionado por las hipótesis de Granger (1989). T_u es la temperatura de

comienzo necesaria para que se cumpla la ecuación (3). Al comparar las ecuaciones (3) y (5) vemos que esta última debería incluir las pendientes correspondientes al pasaje de presión de vapor a temperatura, lo cual se esquematiza en la Figura 3. Es decir:

$$F = \frac{ET}{ET_{pot}} = \frac{(e_s - e_a)}{(e_s^* - e_a)} \\ = \frac{(T_u - T_d) (\Delta T_u T_d)}{(T_s - T_d) (\Delta T_s T_d)} \quad (6)$$

Venturini y otros (2008) argumentaron, según la ecuación (4) de dicho trabajo y el respectivo gráfico explicativo, que las pendientes en la ecuación (6) deberían evaluarse en T_s -en el numerador- y T_d -en el denominador-, lo cual carece de toda lógica (ver Figura 3). La ecuación (4) mencionada es:

$$F = \frac{(f_u)}{(f_u)} \cdot \frac{(T_u - T_d) (\Delta T_s)}{(T_s - T_d) (\Delta T_d)} \quad (7)$$

Una lectura cuidadosa del texto sugiere que se trataría de errores involuntarios en la ecuación y en el gráfico explicativo, y que lo que quisieron proponer es que las pendientes mencionadas se evalúen en T_d en el numerador y en T_s en el denominador. Sea como fuere, la expresión para F es errónea. Y a continuación decidieron cancelar dichas pendientes por considerarlas aproximadamente iguales, arribando así a la ecuación (5) luego de cancelar las funciones del viento con el argumento ya explicado. Esta misma ecuación la usaron en otros trabajos (Venturini y otros 2006, 2007, 2011) en los que no hay una explicación detallada del razonamiento. Venturini y otros (2011) exploraron la hipótesis de que ET es una función lineal de EA y propusieron en la ecuación (11) de su trabajo la siguiente relación empírica similar a F :

$$F_a \approx \frac{(T_a - T_d)}{(T_s - T_d)} \quad (8)$$

En realidad, una vez evaluada T_u como veremos más adelante, las pendientes de la ecuación (8) pueden calcularse así:

$$\Delta T_u T_d = \frac{(e_u^* - e_a)}{(T_u - T_d)} \\ \Delta T_s T_d = \frac{(e_s^* - e_u^*)}{(T_s - T_d)} \quad (9)$$

Nosotros proponemos esta forma de cálculo de las pendientes y consecuentemente usar la ecuación (6) en lugar de la (5).

Por otra parte, Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011) utilizaron en sus cálculos la aproximación de Buck (1981) en lugar de la ecuación de Clausius-Clapeyron. Nosotros hemos preferido utilizar esta última y su primera derivada a fin de no añadir errores en los cálculos. Además, tanto en la curva PVS-T como en su primera derivada hemos usado la expresión del calor latente de vaporización L_v como función de la temperatura, en lugar de considerarlo constante. También hemos usado γ como función de la presión atmosférica y de L_v , y no como una constante.

Para la determinación de T_s y T_d hemos recurrido, al igual que Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012), a productos MODIS disponibles en Internet.

Los valores de T_s están disponibles en el producto MOD11. La NASA estima T_s a partir de imágenes satelitales en infrarrojo térmico (canales 31 y 32) mediante la conocida técnica “split-window”. Se obtiene un valor único de T_s para cada píxel, el cual es de 1 km de lado en el nadir. El píxel refleja la integración de las respuestas de diferentes superficies interiores al mismo (suelo más vegetación); por lo tanto, la evaporación desde el suelo y la transpiración de las plantas no se pueden estimar separadamente, sino como un valor único de ET .

A partir del perfil vertical de temperatura de rocío del aire que se obtiene con datos MODIS, se provee el producto con el valor T_d del aire en distintos niveles de la atmósfera. Utilizamos el valor en el nivel de 1000 hPa en nuestros cálculos. La presión atmosférica en superficie en los diferentes píxeles del área de estudio se desvía muy poco de 1000 hPa, por lo cual consideramos que el error introducido en este paso es pequeño.

Resta entonces por estimar el valor T_u , sabiendo que se cumple la relación $T_d < T_u < T_s$.

Determinamos la temperatura T_u a partir de los

datos de T_s y T_d y la curva PVS-T siguiendo el método empleado por Venturini y otros (2006, 2008). Si Δ_1 y Δ_2 son las pendientes de dicha curva evaluadas en (T_s, e_s^*) y (T_d, e_a) respectivamente, una primera aproximación para obtener T_u se obtiene asumiendo variaciones lineales para rangos de T pequeños mediante la expresión (ver Figura 3):

$$(e_s^* - e_a) = \Delta_1 (T_s - T_u) + \Delta_2 (T_u - T_d)$$

Despejando T_u queda:

$$T_u = \frac{\Delta_1 T_s - \Delta_2 T_d - (e_s^* - e_a)}{\Delta_1 - \Delta_2} \quad (10)$$

Se obtiene así una estimación preliminar de T_u . Mediante una técnica iterativa se puede obtener un valor de T_u tan ajustado como se desee. Se comienza el proceso iterativo recalculando Δ_1 y Δ_2 mediante la derivada de $e_s = f(T)$ en $\frac{(T_s + T_u)}{2}$ y $\frac{(T_u + T_d)}{2}$ respectivamente. Una descripción detallada del cálculo de T_u se puede hallar en Venturini y otros (2008).

Para la estimación de la densidad de flujo de calor latente $\lambda \rho_w ET$ (evapotranspiración real instantánea) se adoptó la ecuación (4) que ya hemos comentado. En la Figura 2 se muestra el diagrama con los pasos efectuados para obtener mapas de $\lambda \rho_w ET$.

Se considera a continuación la determinación de los restantes componentes de la ecuación (4).

3.3.2. Parámetro de Priestley–Taylor

El concepto de evapotranspiración potencial de equilibrio relaciona en forma directa la magnitud del parámetro α_{PT} con el término aerodinámico de la ecuación de Penman (1948). El parámetro α_{PT} a veces es llamado también coeficiente de advección. Representa principalmente la contribución del viento (efectos advectivos) y del poder evaporante de la atmósfera a la tasa de evapotranspiración. En la práctica se lo ingresa a los cálculos tanto como una constante o como una variable. En el caso de la formulación original de Priestley y Taylor (1972), el parámetro α_{PT} toma el valor promedio de 1.26,

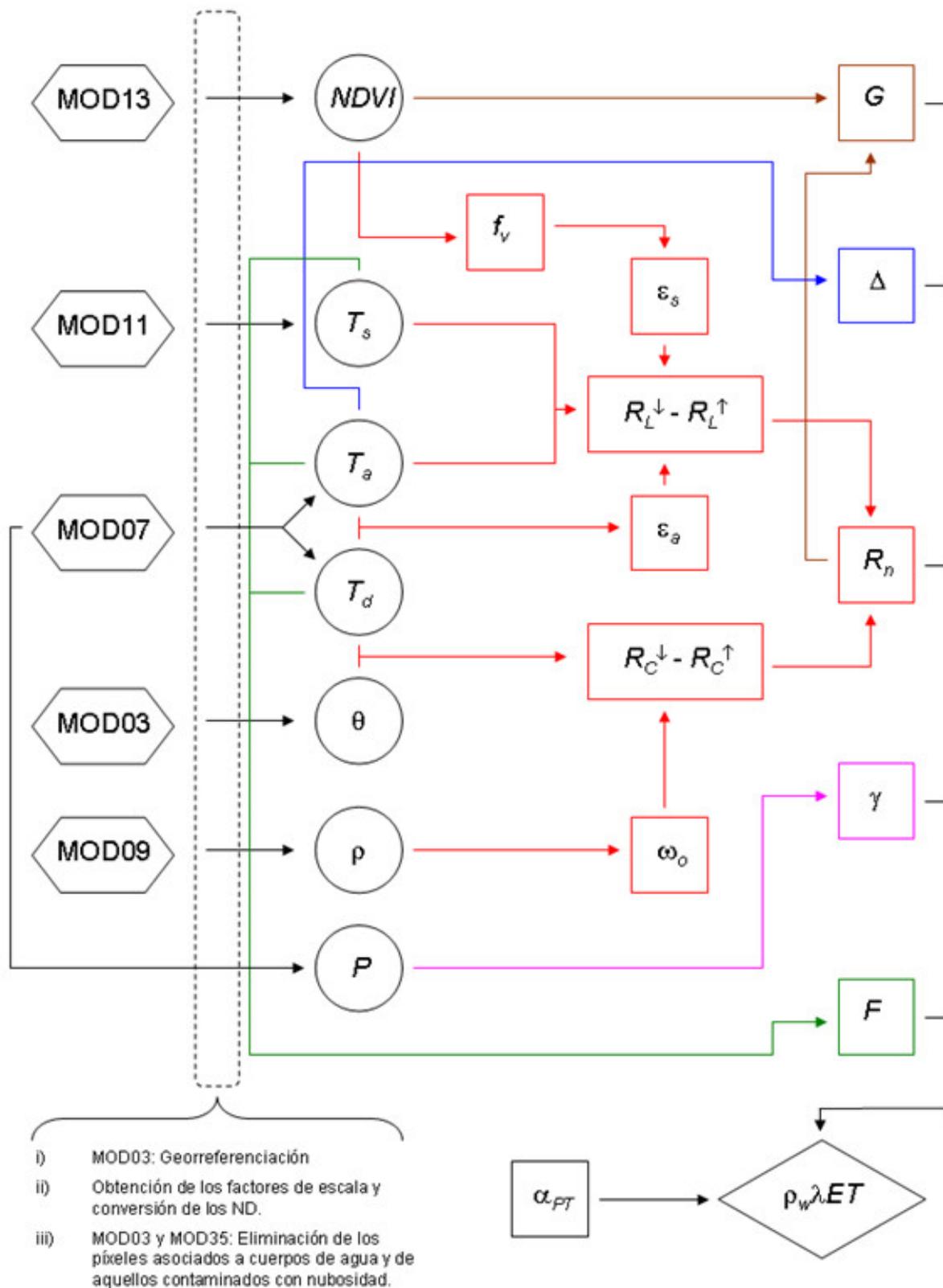


Figura 2: Diagrama con los pasos a seguir para obtener mapas de densidad de flujo de calor latente $\lambda\rho_w ET$.

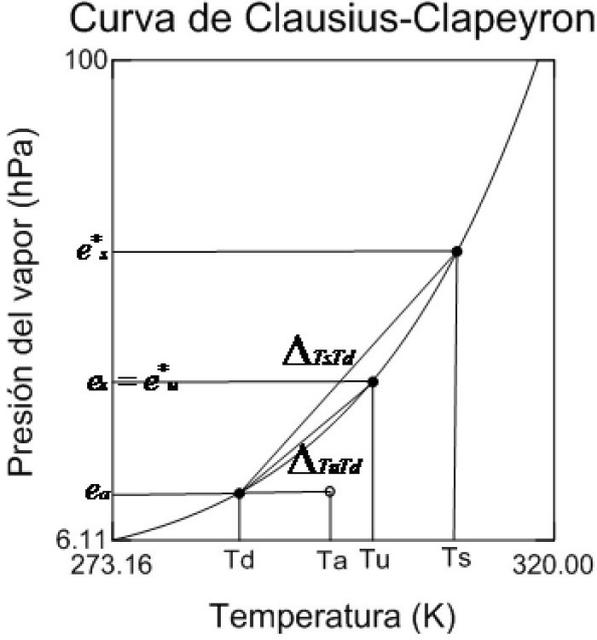


Figura 3: Curva de presión de vapor de saturación y esquema que ilustra la forma de hallar $(e_s^* - e_a)$ y $(e_u^* - e_a)$ en función de las diferencias respectivas en temperaturas.

magnitud de los autores hallaron en forma experimental. En la literatura el coeficiente α_{PT} toma valores que van desde 1.08 hasta mayores a 1.60 para regiones semiáridas y es tratado en función de la advección del ambiente (Villalobos y otros, 2002). En caso de trabajar en climas áridos y semiáridos el valor de α_{PT} debe ser incrementado hasta 1.70-1.75, de acuerdo con Jensen y otros. (1990). Valores más bajos son esperados en humedales y superficies con coeficientes de rugosidad bajos. En escala espacial pequeña (estudios a nivel local) es esperable que α_{PT} no tome un único valor, ya que su magnitud dependerá fuertemente de la velocidad del viento, la rugosidad de la superficie y la temperatura entre otras variables. Sin embargo, y teniendo en cuenta estas observaciones, en el presente trabajo se optó por mantener el valor de 1.26 para α_{PT} que está universalmente aceptado para estimaciones a nivel regional en regiones húmedas y semi-húmedas (Brutsaert 2005).

3.3.3. Estimación de la radiación neta en superficie

Existen varios trabajos dedicados a la estimación de la densidad de flujo de radiación neta superficial (R_n) que combinan observaciones de sensores remotos con mediciones puntuales realizadas en superficie (Jacobs y otros 2000). El trabajo de Islam y otros (2003) se basa en la obtención de R_n interpolando observaciones puntuales realizadas en superficie.

En el presente trabajo se aplicó una metodología propuesta por Bisht y otros (2005). Esta independiza la estimación de R_n de datos medidos en superficie, estimando todos los parámetros necesarios a partir de información obtenida del instrumento MODIS. Este método permite obtener estimaciones de R_n distribuidas espacialmente sobre grandes regiones heterogéneas y para días despejados. En forma resumida, la metodología consiste en la estimación de las componentes del balance radiativo en superficie bajo ciertas consideraciones. En la Figura 2 se muestran en rojo los pasos a seguir para obtener una estimación del flujo de radiación neta instantánea superficial R_n . Esta puede ser evaluada a partir de sus componentes de flujos saliente y entrante de radiación de onda corta y los flujos saliente y entrante de radiación de onda larga como:

$$R_n = R_C^\downarrow - R_C^\uparrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \\ = (1 - \alpha)R_C^\downarrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \quad (11)$$

Donde R_C^\downarrow y R_C^\uparrow son los flujos de radiación de onda corta entrante y saliente respectivamente, R_L^\downarrow y R_L^\uparrow son los flujos de radiación de onda larga entrante y saliente respectivamente y α es el albedo de la superficie.

3.3.4. Estimación de la radiación neta de onda larga

Los flujos de radiación de onda larga se pueden representar de la siguiente forma:

$$R_L^\downarrow = \sigma \epsilon_a T_a^4 \quad (12)$$

$$R_L^\uparrow = \sigma \epsilon_s T_s^4 \quad (13)$$

donde T_a y T_s son las temperaturas del aire y de la superficie respectivamente, ϵ_a y ϵ_s son los

coeficientes de emisividad del aire y de la superficie (adimensionales) y σ es la constante de Steffan-Boltzmann.

Para los valores de T_a se utilizó el nivel de 1000hPa del perfil vertical estimado en el producto MOD07.

La emisividad de la superficie ε_s fue estimada como el promedio de las emisividades observadas en las bandas 31 y 32 del sensor MODIS, las cuales son obtenidas por la NASA (producto MOD11) con una resolución horizontal de 1km.

En el caso de la radiación de onda larga entrante R_a , se optó por el esquema propuesto por Prata (1996) que tiene la siguiente expresión:

$$R_a = \varepsilon_a \sigma_{SB} T_a^4 \quad (14)$$

donde ε_a es la emisividad de la atmósfera, que estimamos a partir de la siguiente fórmula (Prata 1996):

$$\varepsilon_a = 1 - \frac{\left[1 + \frac{46,5 \cdot e_a}{T_a}\right]}{\text{EXP} \left[\sqrt{1,2 + 3 \frac{46,5 \cdot e_a}{T_a}}\right]} \quad (15)$$

donde ε_a es la presión de vapor del aire a nivel de superficie (hPa), que a su vez determinamos con el valor de T_d en 1000 hPa del sondeo MODIS. Las temperaturas T_a y T_d obtenidas del producto MOD07 tienen una resolución horizontal de 5km. Para ambas variables se asumió su homogeneidad dentro del píxel.

3.3.5. Estimación de la radiación absorbida de onda corta

En la literatura se encuentran disponibles varias parametrizaciones del flujo de radiación de onda corta entrante (Niemelä y otros, 2001). Esencialmente, el flujo de radiación de onda corta entrante se puede expresar de la siguiente manera:

$$R_C^\downarrow = \tau_{sw} S_o \cdot \cos(\theta_{cs}) \quad (16)$$

donde τ_{sw} es el factor de transmisividad atmosférica (para días despejados tiene un valor aproximado de 0.72) (sin dimensiones), S_o es la

constante solar en el tope de la atmósfera ($W m^{-2}$), que tiene un valor aproximado a 1 367 $W m^{-2}$ y θ_{cs} es el ángulo cenital solar (rad). En el presente estudio se utilizó el esquema propuesto por Zillman (1972) para calcular R_C^\downarrow . Este utiliza la presión de vapor del aire a nivel de superficie e_a (hPa) (que se puede determinar a partir de la ecuación PVS-T evaluada en T_d) y se expresa de la siguiente manera:

$$R_C^\downarrow = \frac{1000 S_o \cdot f_{cs}^2}{1085 f + e_a (2,7 + f_{cs}) + 100}$$

$$f = \cos(\theta)$$

$$f_{cs} = \cos(\theta_{cs})$$

Según Niemelä y otros (2001) existen esquemas que se ajustan mejor a la realidad que el de Zillman, pero para su aplicación requieren de información difícil de obtener, tales como las transmitancias asociadas a la dispersión causada por aerosoles y ciertos gases tales como el vapor de agua y el ozono, para las concentraciones actuales de dichos elementos en diferentes niveles de la atmósfera.

La ecuación que expresa la radiación absorbida por la superficie (R_c) es:

$$R_C = (1 - \alpha) R_C^\downarrow \quad (17)$$

En cuanto a la estimación del albedo, Bisht y otros (2005) proponen el uso de la Función de Distribución de Reflectividad Bidireccional (en sus siglas en inglés BRDF) del producto MODIS MOD43B. Este procedimiento requiere la información de los albedos de cielo negro y cielo blanco, valores de turbidez de la atmósfera y valores de fracción isotrópica entre otros.

Para mantener la simplicidad en el presente estudio, se optó por asumir que la superficie terrestre se comporta como una superficie lambertiana, es decir, con reflectancia direccional isotrópica. De acuerdo con Tasumi y otros (2008), los errores cometidos al hacer esta suposición son pequeños para observaciones satelitales cerca del nadir o punto subsatélite. Con esta hipótesis adoptamos la parametrización propuesta por Liang (2000). Esta consiste en una combinación lineal de la reflectancia medida por el instrumen-

to MODIS en las 7 bandas del rango visible:

$$\alpha = 0,160\alpha_1 + 0,291\alpha_2 + 0,243\alpha_3 + 0,116\alpha_4 + 0,112\alpha_5 + 0,081\alpha_7 - 0,0015 \quad (18)$$

donde α_i es la reflectancia de cada banda obtenida por el sensor MODIS, que están disponibles en el producto MOD09 con 500 m de resolución.

3.3.6. Estimación del flujo de calor en el suelo

El flujo de calor sensible en el suelo (G) es una fracción pequeña pero variable de la radiación neta R_n . En los suelos desnudos o con baja densidad de vegetación, el calentamiento de la superficie del suelo por radiación solar y el transporte de calor hacia abajo es mayor que en el caso de superficies densamente vegetadas. Si bien algunos autores desprecian este término y otros lo estiman como una fracción constante de R_n , nosotros hemos preferido tener en cuenta la relación de G con R_n y la vegetación. Para obtener una medida de G se utilizó el esquema propuesto por Moran y otros. (1989):

$$G = \frac{0,583R_n}{e^{2,13NDVI}} \quad (19)$$

donde NDVI es el Índice de Vegetación Normalizado, el cual se estima a partir de información

de imágenes satelitales en el visible e infrarrojo cercano. Esta fórmula es aplicable para píxeles con valores de NDVI positivos y ha sido ampliamente utilizada en la literatura (Jiang e Islam, 1999; Batra y otros, 2006; Schirmbeck y Rivas, 2007; entre otros). Los datos del NDVI fueron obtenidos del producto MOD13 de MODIS, con una resolución de 1km. Este último producto es desarrollado con una frecuencia de 16 días; por tal motivo se asumió que la cobertura vegetal no se modifica significativamente en ese período de tiempo.

3.3.7. Estimación de la constante psicrométrica

La constante psicrométrica γ se expresa:

$$\gamma = \frac{c_p p}{0,622L_v} \quad (20)$$

donde c_p es el calor específico del aire seco y p es la presión atmosférica. Esta última a nivel de superficie fue adquirida del producto MOD07 con resolución horizontal de 5km.

3.3.8. Análisis estadísticos para la validación de resultados

Se efectuaron comparaciones y análisis estadísti-

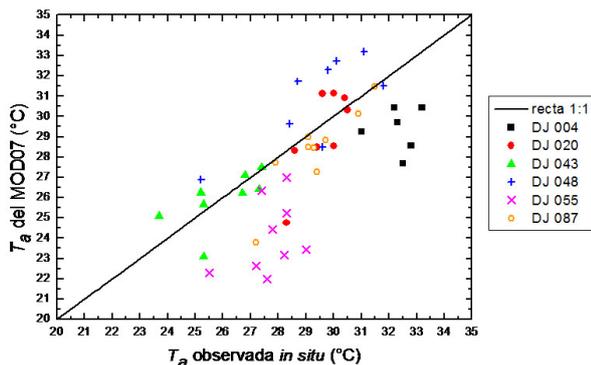


Figura 4: Comparación entre los datos de Temperatura del aire T_a (°C) observados por las estaciones de superficie a la hora aproximada de visita del satélite y los que se encuentran disponibles en el producto MODIS MOD07 para todos los días de estudio.

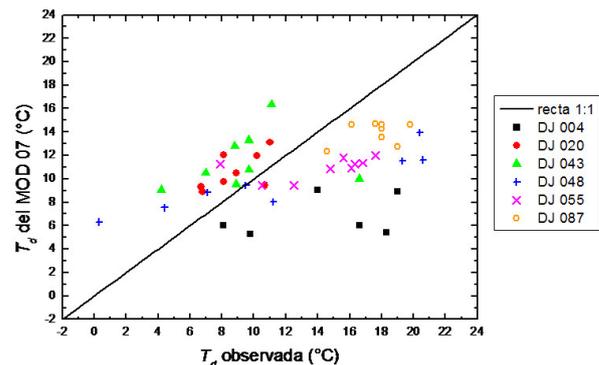


Figura 5: Comparación entre los datos de Temperatura de rocío T_d (°C) observados por las estaciones de superficie a la hora aproximada de visita del satélite y los que se encuentran disponibles en el producto MODIS MOD07 para todos los días de estudio.

cos entre mediciones en las 17 estaciones meteorológicas de superficie y valores obtenidos de productos MODIS en los píxeles correspondientes, para las siguientes variables: presión atmosférica, y temperaturas del aire y de punto de rocío. Las comparaciones se hicieron solo para las ocasiones con disponibilidad de datos puntuales a la hora aproximada de visita del satélite, y con cielo claro sobre la estación a considerar. Se tomaron datos de las seis visitas seleccionadas.

Para medir y cuantificar las diferencias entre los datos registrados por estaciones meteorológicas de superficie y aquellos modelados o estimados se utilizaron el sesgo (BIAS), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés), sus valores relativos a la media observada (BIASr y RMSEr) y el cuadrado del coeficiente de correlación lineal R^2 (Scott Armstrong y Collopy 1992).

4. RESULTADOS OBTENIDOS

Se efectuaron todos los pasos conducentes a obtener estimaciones de evapotranspiración según el diagrama de la Figura 2. Se hallaron 6 imágenes que cumplieron con los requisitos de escasa contaminación por nubosidad y ausencia de bruma (ver Tabla 1).

En la Figura 4 se hace la comparación entre los datos de Temperatura del aire T_a ($^{\circ}\text{C}$) observados y estimados.

En la Tabla II se efectúa la comparación estadística de los datos de T_a observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de T_a modelados por MOD07 para el nivel de 1000 hPa.

La Figura 5 muestra un gráfico análogo al de la Figura 4 pero para la temperatura de rocío T_d .

La Tabla III muestra un análisis análogo al de la Tabla II, pero para la temperatura de rocío T_d .

La Figura 6 muestra un gráfico análogo al de la

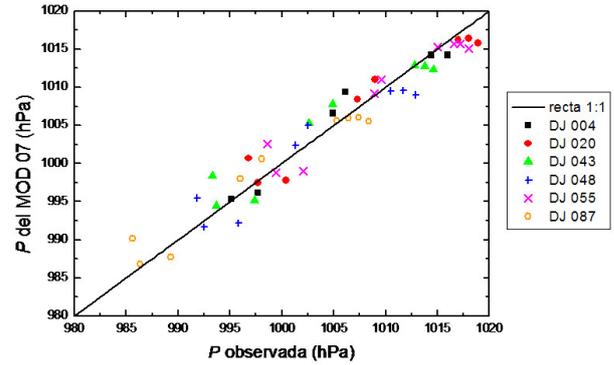


Figura 6: Comparación entre los datos de Presión atmosférica P (hPa) observados por las estaciones de superficie a la hora aproximada de visita del satélite y los que se encuentran disponibles en el producto MODIS MOD07 para todos los días de estudio.

Figura 4 pero para la presión atmosférica P .

La Tabla IV muestra un análisis análogo al de la Tabla II, pero para la presión atmosférica P .

La Tabla V muestra la comparación estadística de las mediciones de las estaciones de superficie de la región de estudio y los modelados por el producto MOD07 para las temperaturas del aire y de rocío y la presión atmosférica. Se utilizaron los datos de los 6 días analizados.

La Tabla VI muestra los valores medios y desvíos estándar de T_s , R_n y $\lambda\rho_w ET$ para cada día de estudio. Para los cálculos se consideraron todos los píxeles válidos del dominio de estudio.

A modo de ejemplo se muestran a continuación los mapas obtenidos de las variables más representativas del trabajo realizado para el día 4 de enero de 2009 por la escasa nubosidad que presentaba en la región (Figuras 7 a 10).

5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En las figuras 4, 5 y 6 se puede ver que los casos tomados de cada visita del satélite son menos

Día calendario Día Juliano	Hora de visita UTC	Calidad de la imagen (% nubosidad)	Visibilidad horizontal (km)
4 de Enero 004	13:55	8.15	14.64
20 de Enero 020	13:55	9.86	13.54
12 de Febrero 043	14:00	11.51	14.04
17 de Febrero 048	14:20	15.99	13.57
24 de Febrero 055	14:25	23.47	14.32
28 de Marzo 087	14:25	21.65	13.12

Tabla I: Lista de las imágenes MODIS utilizadas con sus respectivos porcentajes de nubosidad y visibilidad horizontal (km).

Día Juliano	Nº de píxeles	T_a observada [°C]				T_a del MOD07 [°C]				BIAS [°C]	RMSE [°C]	BIASr [%]	RMSEr [%]	R^2
		Media	Máx.	Mín.	σ	Media	Máx.	Mín.	σ					
004	6	32.3	33.2	31.0	0.75	29.3	30.4	27.7	1.09	3.00	3.21	9.26	9.94	0.00
020	8	29.6	30.5	28.3	0.80	29.2	31.1	24.8	2.17	0.40	1.56	1.35	5.27	0.63
043	8	26.0	27.4	23.7	1.29	25.9	27.5	23.1	1.37	0.04	1.07	0.16	4.14	0.39
048	8	29.3	31.8	25.2	2.02	30.8	33.2	26.9	2.23	-1.47	2.01	-5.02	6.85	0.59
055	9	27.7	29.0	25.5	0.99	24.1	27.0	22.0	1.80	3.64	3.98	13.15	14.36	0.14
087	9	29.3	31.5	27.2	1.32	28.3	31.5	23.8	2.12	1.00	1.44	3.41	4.92	0.80

Tabla II: Comparación estadística de los datos de T_a observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de T_a modelados por MOD07 para el nivel de 1000 hPa.

Día Juliano	Nº de píxeles	T_a observada [°C]				T_a del MOD07 [°C]				BIAS [°C]	RMSE [°C]	BIASr [%]	RMSEr [%]	R^2
		Media	Máx.	Mín.	σ	Media	Máx.	Mín.	σ					
004	6	14.3	19.0	8.1	4.52	6.8	9.1	5.3	1.73	7.51	8.45	52.54	59.10	0.12
020	8	8.8	11.0	6.7	1.68	10.6	13.1	8.9	1.55	-1.82	2.27	-20.62	25.74	0.36
043	8	9.5	16.6	4.2	3.55	11.6	16.4	9.1	2.45	-2.06	4.16	-21.64	43.74	0.05
048	8	11.6	20.6	0.3	7.77	9.7	14.0	6.3	2.53	1.93	5.49	16.63	47.36	0.86
055	9	14.2	17.6	7.9	3.26	10.9	12.0	9.4	0.92	3.30	4.28	23.22	30.07	0.27
087	8	17.6	19.8	14.6	1.63	13.9	14.7	12.3	0.95	3.30	3.76	18.68	21.30	0.13

Tabla III: Comparación estadística de los datos de T_d observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de T_d modelados por MOD07 para el nivel de 1000 hPa.

Día Juliano	N° de píxeles	T_d observada [°C]				T_d del MOD07 [°C]				BIAS [°C]	RMSE [°C]	BIASr [%]	RMSEr [%]	R^2
		Media	Máx.	Mín.	σ	Media	Máx.	Mín.	σ					
004	6	1005.7	1016.0	995.1	8.47	1006.0	1014.2	995.3	8.45	-0.28	1.80	-0.03	0.18	0.95
020	8	1008.1	1018.9	996.8	9.18	1008.0	1016.4	997.5	8.24	0.16	2.24	0.02	0.22	0.94
043	8	1004.1	1014.6	993.3	8.88	1004.9	1012.9	994.5	7.88	-0.76	2.59	-0.08	0.26	0.92
048	8	1002.4	1012.9	991.8	8.60	1001.9	1009.6	991.7	7.71	0.51	2.63	0.05	0.26	0.90
055	9	1009.5	1018.0	998.6	7.81	1009.2	1015.7	998.8	7.21	0.33	2.10	0.03	0.21	0.92
087	8	998.1	1008.4	985.6	9.29	998.5	1006.0	986.8	8.20	-0.38	2.36	-0.04	0.24	0.95

Tabla IV: Comparación estadística de los datos de P observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de P modelados por MOD07.

Parámetro	N° de píxeles	BIAS	RMSE	BIASr	RMSEr	R^2
T_a obs. - T_a MOD07	48	1.07	2.43	3.71	8.42	0.45
T_d obs. - T_d MOD07	47	1.89	4.93	14.96	38.97	0.18
P obs. - P MOD07	48	0.06	2.29	0.01	0.23	0.94

Tabla V: Comparación estadística de las mediciones de las estaciones de superficie de la región de estudio y los modelados por el producto MOD07 para las temperaturas del aire y de rocío y la presión atmosférica. Se utilizaron todos los datos sin discriminar por día.

Día Juliano	T_s [°C]		R_n [W/m ²]		$\lambda\rho_w ET$ [W/m ²]	
	Media	σ	Media	σ	Media	σ
004	34.4	1.99	664.5	57.44	428.2	40.60
020	34.2	2.31	645.2	53.45	419.1	39.45
043	30.2	1.92	629.6	42.56	395.5	31.03
048	33.5	2.10	665.1	35.61	466.9	32.45
055	30.8	2.32	640.0	29.76	404.4	18.98
087	30.2	1.48	563.5	30.49	374.9	20.84

Tabla VI: Valores medios y desvíos estándar de T_s , R_n y $\lambda\rho_w ET$ para cada día de estudio. Para los cálculos se consideraron todos los píxeles válidos del dominio de estudio.

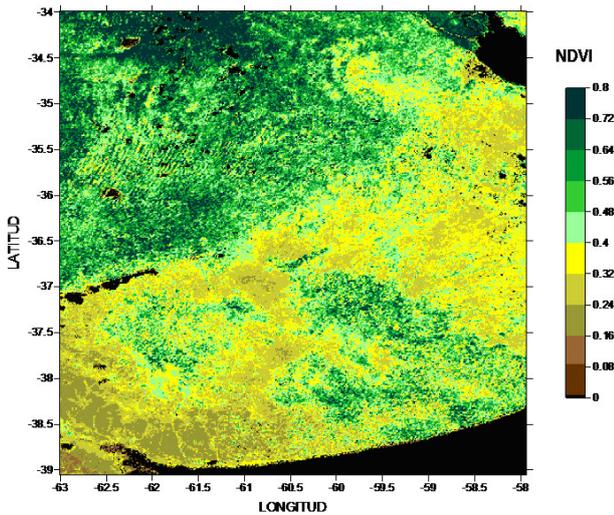


Figura 7: Mapa de NDVI desarrollado a partir de los datos disponibles en el producto MOD13.

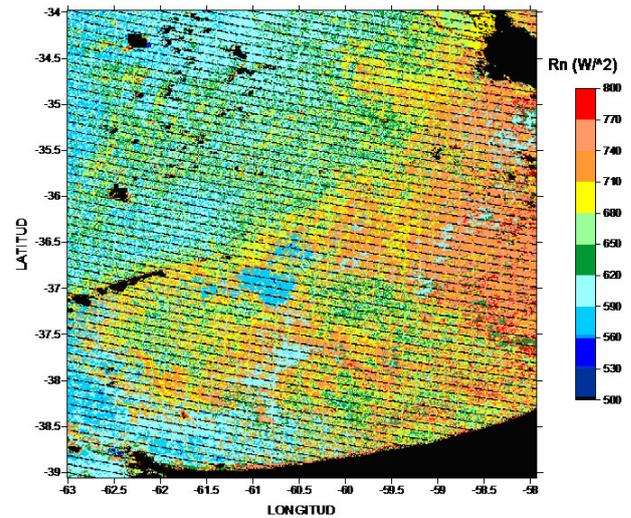


Figura 9: Mapa de densidad de flujo instantáneo de radiación neta.

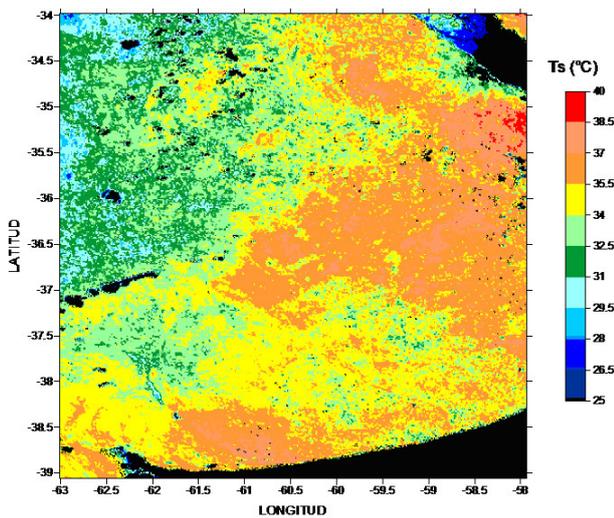


Figura 8: Mapa de temperatura de la superficie desarrollado a partir de los datos disponibles en el MOD11.

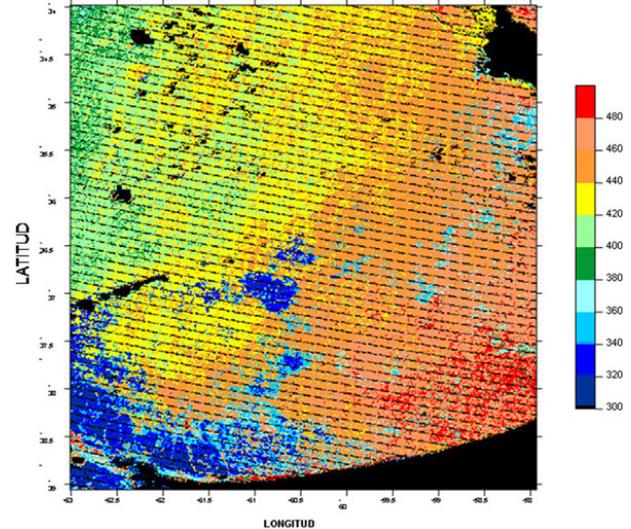


Figura 10: Mapa de densidad de flujo instantáneo de calor latente calculado a partir de la ecuación (4).

que 17, que es la cantidad de estaciones meteorológicas disponibles para validación (Figura 1). Ello se debe principalmente a que no todas las estaciones cuentan con registros horarios de las variables analizadas; algunas estaciones efectúan observaciones solo cuatro veces al día. En algunos casos también se descartó la comparación debido a la presencia de nubosidad sobre la estación, con la consiguiente pérdida de información en el píxel respectivo.

En la Figura 4 se observa que en líneas generales los valores de T_a observados superan a los valores modelados por el MOD07.

En la Tabla II se puede ver un análisis detallado de los datos donde se muestra un sesgo (BIAS) positivo para todos los días analizados menos el día 048, observación que concuerda con los visto en la Figura 3. Por otro lado, se obtuvieron valores de R^2 que van desde buenos (0.80 para el

día 087) hasta pobres (0.14 y 0.00 para los días 055 y 004, respectivamente).

Al igual que con T_a , en el presente estudio se utilizó como sustituto de la temperatura de rocío a nivel de superficie, la temperatura de rocío modelada en el MOD07 para el nivel de 1000 hPa. En la comparación estadística de la Tabla II se puede ver que al igual que con T_a , los valores de T_d registrados en superficie superan a los modelados en el MOD07 para la mayoría de los días de estudio, lo cual es consistente con el hecho de que las estaciones de medición analizadas se encuentran a alturas con presiones atmosféricas generalmente mayores que 1000 hPa (ver Figura 1).

Al comparar los resultados de las Tablas II y III, se puede observar que la magnitud del BIAS y del RMSE es mayor para T_d que para T_a .

Del análisis de los datos de se observa que el uso de los datos de T_a y T_d disponibles en el MOD07 llevan en general a una subestimación de los valores reales (ver Figuras 4 y 5). Esto es debido a que la temperatura del aire y la temperatura de rocío para el nivel de 1000 hPa del producto MOD07 no representan de forma fiel la temperatura del aire y la temperatura de rocío del nivel de superficie. Una observación similar fue realizada por Bisht y otros (2005).

En la Figura 6 se observa un buen ajuste entre los datos de presión atmosférica observados en superficie y los modelados en el producto MOD07. La información contenida en la Tabla IV concuerda con esta última observación, ya que se han obtenido valores de BIAS y RMSE relativamente pequeños. En la Figura 6 se muestra los valores de BIAS, RMSE y R^2 utilizando todas las mediciones sin discriminar por día.

En la Tabla IV se observa que los valores modelados de presión atmosférica P presentan el mejor ajuste a las observaciones de superficie, mientras que los datos modelados de T_d son los más apartados de las mediciones de superficie.

En la Tabla 5 se muestran los valores medios y desvíos estándar de T_s , R_n y $\lambda\rho_w ET$ para los seis casos analizados, considerando todo el dominio de estudio. Los valores de R_n son del orden de los obtenidos por otros autores en áreas con características climáticas parecidas, utilizando distintas metodologías basadas en información de sensores remotos (Jiang y Shafiqul, 1999; Sobrino y otros, 2003; Bisht y otros, 2005; Batra y otros, 2006; Da Costa y otros, 2009; Venturini y otros, 2012). Los valores hallados de $\lambda\rho_w ET$ son del orden de los medidos en la localidad de Balcarce interior a la región de estudio (Righetti y otros 2007). También se observa que son algo superiores a los obtenidos por Venturini y otros (2007, 2008, 2011, 2012), lo cual es esperado pues estos resultados corresponden a comienzos de primavera y otoño en las praderas del sur de EEUU con latitudes similares a las de nuestro dominio.

Las Figuras 7 a 10 corresponden a la visita del satélite TERRA el día 4 de enero de 2009 a las 13:55 UTC.

En la Figura 7 (Mapa de NDVI) se aprecian valores del producto MOD13 que son consistentes con los esperados en la región de estudio a principios de enero y teniendo en cuenta que se trató de un verano deficitario en precipitaciones.

Es interesante comparar la correspondencia espacial entre los mapas obtenidos y analizar los comportamientos de las distintas variables en zonas de mínimos y máximos –tanto absolutos como secundarios-. Por ejemplo, en las zonas con NDVI (Figura 7) y T_s (Figura 8) relativamente altos deberíamos esperar valores de ET (Figura 10) relativamente elevados; y esto es precisamente lo que se observa.

En el mapa obtenido de densidad de flujo instantáneo de radiación neta (Figura 9), las líneas negras discontinuas que aparecen se deben a que los datos del canal 5 del sensor MODIS presentan deficiencias en esos píxeles; ello influyó negativamente en el mapa de albedo obtenido, y se propagó a los mapas siguientes en el proceso de cálculo: radiación neta y calor latente de vaporización.

En el mapa de $\lambda\rho_w ET$ (Figura 10) se puede ver cómo los valores relativamente bajos tienden a ubicarse en las zonas con vegetación débil o dispersa (valores de NDVI relativamente bajos) y valores relativamente altos de T_s . Las zonas con vegetación más vigorosa o valores relativamente altos de NDVI tienden a mostrar valores relativamente bajos de T_s y valores relativamente elevados de $\lambda\rho_w ET$. Estas observaciones reflejan la relación que existe entre los índices de vegetación y la temperatura de la superficie y cómo puede ser utilizada para evaluar el uso que le da la superficie a la energía disponible, como la transferencia de calor latente y sensible hacia la atmósfera.

6. CONCLUSIONES

Se ha abordado la problemática de la estimación de la tasa de evapotranspiración en escala regional, basada únicamente en percepción remota, sin depender de mediciones complementarias in situ ni de complejas parametrizaciones espaciales que tengan en cuenta la heterogeneidad de superficies. Con este objetivo hemos propuesto una variante en el algoritmo de cálculo propuesto por Venturini et al (2006, 2007, 2008) que utiliza únicamente imágenes y sondeos satelitales MODIS.

Se efectuó una discusión amplia del significado físico y la validez de las variables intervinientes, necesarias para determinar la tasa instantánea de evapotranspiración real. Se analizaron en forma crítica, entre otras, varias técnicas para el cálculo satelital del albedo y la radiación neta en superficie.

Hemos estimado la densidad de flujo instantáneo de calor latente en la Provincia de Buenos Aires en varios días de verano usando solo información satelital, lo cual no se había hecho antes.

Hemos comprobado que las variaciones espaciales de la evapotranspiración instantánea estimada presentan una relación adecuada con los valores de T_s y NDVI obtenidos de los productos MODIS.

Hemos comprobado estadísticamente que al tomar T_a y T_d en 1000hPa del producto MODIS y usarlos para evaluar los valores respectivos en superficie, se introducen errores significativos, especialmente en el caso de T_d . Creemos que la técnica puede mejorarse sustancialmente explorando nuevas formas de estimar dichas temperaturas.

Los valores obtenidos de albedo, radiación entrante de onda corta, radiación entrante y saliente de onda larga, flujo de calor en el suelo, y flujo instantáneo de calor latente de vaporización, están en los rangos esperados de acuerdo con mediciones y estimaciones hechas por otros autores en localidades de la región de estudio. Se mostró que la técnica da valores en el orden de lo esperado en la región de estudio en un día típico de verano, y ofrece una herramienta útil para la estimación de la evapotranspiración en escala regional sin acudir a mediciones in situ.

Agradecimientos: El presente trabajo fue financiado por el CONICET y la Universidad de Buenos Aires mediante subsidio UBACYT G813.

REFERENCIAS

- Bisht G., Venturini V., Jiang L. e Islam, S. 2005. Estimation of the net radiation using MODIS (moderate resolution Imaging spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, 97, 52-67.
- Boegh E., Soegaard H y 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.
- Bouchet R.J., 1963. Évapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Transactions, I International Association of Scientific Hydrology. General Assembly, 2: Evaporation*, Berkeley.
- Brutsaert W. 1984. *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*. Reidel Publishing Company (eds), Dordrecht.

- Brutsaert W., 2005. *Hydrology, an Introduction*, 605 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Buck A. L., 1981. New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *J. Appl. Meteor.*, 20, 1527-1532.
- Coll C. y Caselles V., 1997. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14:16697-16713.
- Crago R. y Crowley R., 2005. Complementary relationships 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, ISSN 0043-1397.
- Friedl M., 2002. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, 79, 344-354.
- Granger R.J., 1989. A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces. *J. Hydrol.*, 111, 31-38.
- Granger R.J., 1998. Partitioning of energy during the snow-free season at the Wolf Creek Research Basin, In: Pomeroy, J.W., Granger, R.J. (Eds.), *Proceedings of a Workshop held in Whitehorse, Yukon, 5-7 Marzo de 1998*, 33-43.
- Granger R.J., y Gray D.M., 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111, 21-29.
- Han S., Hu H., Yang D. y Tian F., 2011. A complementary relationship evaporation model referring to the Granger model and the advection-aridity model. *Hydrological Processes*, 25(13), 2094-2101.
- Huntington J.L., Szilagyi J., Tyler S.W. y Pohll G.M. 2011. Evaluating the complementary relationship for estimating evapotranspiration from arid shrublands. *Water Resour. Res.*, 47, 1-11. W05533, doi:10.1029/2010WR009874.
- Islam, S., Jiang, L., y Eltahir, E. 2003. Satellite based evapotranspiration estimates. Final Project report: South Florida Water Management District. September 2003.
- Jacobs, J. M., Myers, D. A., Anderson, M. C., y Diak, G. R. 2000. GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 266, 53-65.
- Jensen M.E., Burman R.D. y Allen R.G., 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No 70, Amer. Soc. of Civil Engineers, New York, 332.
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo – Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 76, 213-238.
- 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.
- Niemelä K., Räisänen P. y Savijärvi H., 2001b. Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part II. Shortwave radiation. *Atmospheric Research*, 58, 141-154.
- Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193, 120-146.
- Prata, A. J. 1996. A new long-wave formula for estimating downward clearsky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122, 1127-1151.
- Priestley, C. H. B., y Taylor, R. J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Wea. Rev.*, 100, 81-92.
- Righetti S., Gassmann M.I. y Gardiol J., 2007. Balance de energía durante el ciclo de un cultivo de trigo. *Ciencia e Natura*, Volumen Especial Diciembre, 133-136. ISSN 01000-8387.
- Scott Armstrong J. y Collopy F., 1992. Error Measures For Generalizing About Forecasting Methods: Empirical Comparisons. *International Journal of Forecasting* 8: 69-80
- Tasumi M., Allen R. G. y Trezza R., 2008. At-Surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operacional Calculation of Land Surface Energy Balance. *Journal of Hydrologic Engineering*. DOI: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:2(51).

- Venturini V, Islam, S., Bisht, G. y Rodríguez, L. 2006. Estimation of Evaporative Fraction and Evapotranspiration From Remotely Sensed Data Using Complementary Relationship. American Meteorological Society 86th Annual Meeting and 20th Conference on Hydrology, Atlanta, Georgia, USA. Enero 29 - febrero 2, 2006.
- Venturini V., Rodríguez L. e Islam, S., 2007. Metodología para la estimación de la fracción evaporable y la evapotranspiración con productos MODIS. Revista de teledetección. 27, 44-52.
- Venturini, V., Islam S. y Rodriguez, L., 2008. Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. Remote Sensing of Environment, 112, 132-141.
- Venturini V., Rodriguez L. y Bisht G., 2011. A comparison among different modified Priestley and Taylor equations to calculate actual evapotranspiration with MODIS data. International Journal of Remote Sensing, 32(5), 1319-1338. ISSN 0143-1161. DOI: 10.1080/01431160903547965.
- Venturini V., Krepper C. y Rodriguez L., 2012. Evapotranspiration Estimation Based on the Complementary Relationships. Evapotranspiration – Remote Sensing and Modeling. A. Irmak Ed., InTech, 19-40.
- Vermote E.F., Kotchenova S.Y. y Ray J.P., 2008. MODIS Surface Reflectance Users's Guide. MODIS Land Surface Reflectance Science Computing Facility.
- Villalobos F.J., Mateos L., Orgaz F. y Fereres E., 2002. Fitotecnia. Bases y tecnología de la producción agrícola. Mundi-Prensa, Madrid, España.
- Xing Z., Chow L., Meng F., Rees H.W., Stevens L. y Monteith J., 2008. Validating Evapotranspiration Equation Using Bowen Ratio in New Brunswick, Maritime, Canada. Sensors, 8, 412-428.
- Xu, C.-Y. y Singh, V.P. 2005. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. J. of Hydrol., 308, 105–121.
- Xu, C.-Y. y Chen, D. 2005. Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. Hydrol. Process., 19(18), 3717–3734.
- Zillman J. W. 1972. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. Technical paper No 26. Bureau of Meteorology of Australia (eds), Canberra.