Asociación Española de Teledetección

Revista de Teledetección 39, 46-56
ISSN: 1988-8740

Estimación de la evapotranspiración real en ecosistemas mediterráneos de Chile mediante datos ASTER y MODIS

L. Olivera[1], C. Mattar[1] y M. Galleguillos[2]

[1] Laboratorio para el Análisis de la Biósfera (LAB). Dept. Ciencias Ambientales y Recursos Naturales Renovables. Universidad de Chile. Av. Santa Rosa 11315. La Pintana. Santiago, Chile
[2] Dept. Ciencias Ambientales y Recursos Naturales Renovables. Facultad de Ciencias Agronómicas. Universidad de Chile. Av. Santa Rosa 11315. La Pintana. Santiago, Chile.
Tel: 56-2-9785728 anexo 227. E-mail: mgalleguillos@renare.uchile.cl

Resumen

La estimación de la distribución espacial de la evapotranspiración (ET), a escala del paisaje, permite avanzar en el conocimiento del funcionamiento biofísico de un territorio, lo que resulta fundamental en ecosistemas con frecuentes limitaciones hídricas y, que además, se encuentren pobremente instrumentados y documentados. En este sentido, se estimó la ET diaria en un paisaje de secano mediterráneo de la zona central de Chile, utilizando datos meteorológicos *in situ,* así como dos escenas satelitales de los sensores ASTER y MODIS. A partir de los contrastes espaciales de reflectancias y temperaturas superficiales de ASTER se calibró el modelo de balance de energía S-SEBI para estimar la fracción evaporativa. Los perfiles atmosféricos de MODIS (MOD07) y las temperaturas del aire máximas y mínimas diarias de estaciones meteorológicas, se utilizaron para obtener la radiación neta, considerando la heterogeneidad del relieve que proporciona la información topográfica de un modelo digital de elevación generado por el sensor ASTER. Los resultados obtenidos reflejan la heterogeneidad del paisaje, con tasas medias de ET de 5,8 ± 1,8 y 6,4 ± 2,1 mm.d^{-1} en ambas escenas, dando cuenta de la variabilidad de coberturas, desde suelos desnudos, cultivos, bosques y cuerpos de agua. La aplicación del S-SEBI indica un procedimiento eficiente en la predicción de la ET real en extensos territorios. Esta información resulta esencial en el cálculo del balance hídrico y consumo del agua en áreas en que los recursos hídricos son poco conocidos y las mediciones *in situ* poco frecuentes. La implementación de esta metodología representa una alternativa valiosa para la toma de decisiones en la planificación territorial de los recursos hídricos.

Palabras clave: Evapotranspiración, S-SEBI, ASTER, MODIS, Datos meteorológicos.

ABSTRACT

falta título en inglés

The estimation of the spatial distribution of evapotranspiration (ET), at the landscape scale, allows deepen our understanding of the biophysical functioning of a territory, which is essential in ecosystems with frequent water limitations, which in addition, are poorly instrumented and documented. In this sense, daily ET was estimated in a Mediterranean rainfed landscape of the Central Chile, based in meteorological *in situ* data, and two satellite scenes (ASTER and MODIS). The surface energy balance model S-SEBI was calibrated to estimate the evaporative fraction, from the spatial contrast of reflectance and surface temperatures from ASTER. The atmospheric profiles from MODIS (MOD07) and the maximum and minimum air temperature from meteorological stations were considered to obtain net radiation, considering the topographic heterogeneity derived from a digital elevation model taken from ASTER as well. Results reflected the heterogeneity of the landscape, with an ET of 5.8 ± 1.8 and

* Autor para la correspondencia: luis.enrique.olivera@gmail.com
Recibido: 29-04-13; Aceptado: 31-05-13.

6.4 ± 2.1 mm.d^{-1}, en both scenes, depicting the variability of land use, which encompass bare soils, crops, forests and water bodies. The use of the S-SEBI model represents an efficient procedure in the prediction of the actual ET in vast territories. This information is essential in the calculation of the water balance and water consume in areas, where the hydric resources are unknown and the *in situ* measurements scarce. The carrying out of this methodology represents a valuable alternative for the decision-making in the territorial planning of the hydric resources.

Key words: Evapotranspiration, S-SEBI, ASTER, MODIS, Meteorological data.

Introducción

La evapotranspiración (ET) es el proceso más importante en la estimación del balance energético de una superficie, por lo que es un factor clave en el intercambio de energía y agua entre la superficie de la tierra y la atmósfera, regulando el ciclo del agua y el transporte de energía. Durante los últimos años, se han realizado importantes esfuerzos para mejorar las estimaciones de la evapotranspiración, muchos de los cuales han sido enfocados en la influencia de la heterogeneidad espacial de la superficie terrestre (e.g. Lhomme *et al*., 1994; Li and Avissar, 1994; Chehbouni *et al*., 2000; Mengelkamp *et al*., 2006; Chehbouni *et al*., 2008). Debido a la heterogeneidad de la superficie terrestre y a la dinámica natural de los procesos de transferencia de energía, las técnicas micro-meteorológicas convencionales para estimar la evapotranspiración pierden utilidad para estimaciones sobre extensas áreas, ya que sólo representan procesos locales que no pueden ser extrapolados (French *et al*. 2005). Por tal razón, para estimar flujos de energía a escala regional, entre los que destaca el flujo de calor latente o ET, los modelos basados en teledetección se encuentran mejor posicionados para estimar magnitudes y tendencias (Gowda *et al*. 2008), facilitando una observación sistemática y completa de la región de estudio.

Entre la amplia variedad de modelos utilizados en teledetección y desarrollados en los últimos años, el modelo S-SEBI (Roerink *et al.,* 2000), basado en la resolución del balance de energía superficial, solo requiere de un mínimo de datos meteorológicos, adaptándose a zonas con escasas mediciones *in situ* o, simplemente, que no cuenten con estas mediciones. Este modelo sólo requiere de los contrastes espaciales entre condiciones hidrológicas captadas por imágenes satelitales para obtener la fracción evaporativa. Este concepto se refiere a la fracción entre la energía utilizada en la ET, flujo de calor latente, y la energía disponible en superficie. El modelo S-SEBI ha sido aplicado y evaluado previamente a imágenes Landsat (Roerink et al., 2000), NOAA (Verstraeten *et al*., 2005; Sobrino *et al.,* 2007a), POLDER (Gómez et al., 2005), DAIS (Sobrino *et al.,* 2005), AHS (Sobrino *et al*., 2008) y ASTER (Galleguillos *et al*., 2011); siendo utilizado en diversos ecosistemas y a distintas escalas espaciales. La obtención de la distribución espacial de la ET a nivel regional es fundamental para la planificación y gestión de los recursos hídricos, cobrando mayor relevancia en los sectores donde existe poca o nula información cuantitativa espacialmente explícita sobre estos recursos (Bastiaanssen *et al*., 2000). Esta problemática resulta crítica en medio ambientes limitados por agua, donde las precipitaciones son poco abundantes, intermitentes y sujetas a variaciones inter-anuales importantes (Newman *et al*., 2006). Por lo tanto, un importante paso para su manejo, es proveer estimaciones y patrones en la distribución espacial de la ET. En este contexto, el presenta trabajo tiene por objetivo la estimación de la distribución espacial de la ET en una zona mediterránea de secano de Chile, que cuenta con escasas estaciones meteorológicas y un gran desarrollo de actividades silvoagropecuarias que dependen de las precipitaciones.

El siguiente manuscrito se estructura de la siguiente manera: Sección 2 describe el área de estudio y los datos utilizados. Sección 3 muestra en detalle la metodología utilizada para estimar la evapotranspiración. Sección 4 muestra los resultados objetivos y la discusión de los mismos; y finalmente, la sección 5 presenta las conclusiones finales de este trabajo.

Área de estudio y datos

Área de Estudio

El área de estudio corresponde a dos escenas del sector del secano costero, ubicado en la Región del Maule de Chile central. Este sector corresponde a la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa, las terrazas litorales y los distritos con influencia climática costera. El área presenta un paisaje caracterizado por zonas de lomajes con altitudes que varían desde la línea de la costa hasta los 810 m. Presenta gran variedad de coberturas de uso de suelo, entre humedales, dunas, praderas, matorrales, bosques, además de desarrollarse cultivos de secano y extensas plantaciones forestales. Los bosques nativos son bosques secundarios que se encuentran en pequeños parches debido a una acentuada deforestación y fragmentación en la zona (Echeverría *et al*., 2006). La tabla 1 muestra la superficie por cobertura de uso de suelo del área de estudio.

El área presenta un clima mediterráneo con precipitaciones anuales que fluctúan entre los 600 y 900 mm por año, concentradas el 80% en cuatro meses del año. La evaporación potencial durante los meses de verano alcanza entre los 200 y 500 mm, excediendo las lluvias. En la Figura 1, se presenta una composición de color infrarrojo sobre el modelo digital de elevación del área de estudio.

Tabla 1. Cobertura del uso del suelo y su respectiva superficie

Tipo de cobertura	Superficie (km^2)
Terrenos agrícolas	847.0
Praderas	85.3
Matorrales	1889.0
Bosques	1292.9

Datos remotos (espaciales)

Para calibrar el modelo S-SEBI, se utilizaron dos escenas de productos ASTER Level-2 de reflectancia superficial (AST-07), bandas de emisividad superficial (AST-05) y temperatura superficial (AST-08), los cuales ya cuentan con correcciones radiométricas y atmosféricas (Abrams, 2000). La precisión de estos productos son de 5%, 0.01 y 1.5 K respectivamente (Sobrino *et al*., 2007b; Gillespie *et al*., 2011). Estas dos escenas fueron adquiridas para las fechas del 5 de noviembre del 2004 y 18 de noviembre del 2006, a las 14:51 y 14:57 UTC (-3.00 hora local), respectivamente, y bajo condiciones de cielos despejados.

La temperatura del aire al instante de paso de las escenas ASTER, se obtuvo a partir del producto MOD07 del perfil atmosférico, que provee presión superficial y temperaturas del aire, entre otras variables, con resolución espacial de 5 km en 20 niveles de presión: 5, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250,300, 400, 500, 620, 700, 780, 850, 920, 950 y 1000 hPa.

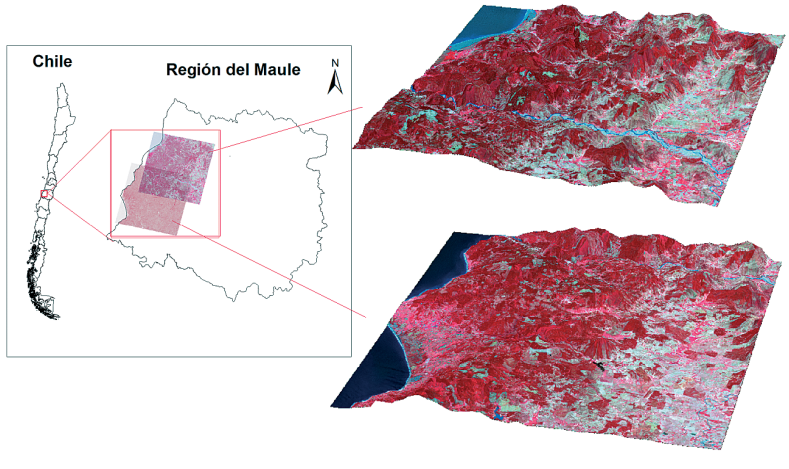


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

Datos *in situ*

La estimación de la radiación global, se obtuvo a partir de la amplitud térmica del aire diaria, para lo cual se dispuso de datos meteorológicos de temperaturas del aire, máximas y mínimas diarias, para las fechas de adquisición de las imágenes. Estos datos fueron obtenidos de 10 estaciones de la red agrometeorológica de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC). Debido a la disponibilidad de estos datos en las fechas de las escenas ASTER, se utilizaron 8 estaciones para la escena del 2004 y 6 para la del 2006. Además, se dispuso de una serie de datos cada 30 minutos de temperatura del aire y radiación solar incidente de la estación Pantanillos (35°27'49" L.S., 72°17'41" L.O.) para los años 2010 y 2011, con los cuales se calibro el modelo de estimación de radiación solar. La radiación solar fue medida con un piranómetro con una precisión del 2%, mientras que la temperatura del aire fue medida con un error absoluto de 0.5°C.

Método

Estimación de datos meteorológicos

Para la obtención de la radiación neta es necesaria la obtención de la distribución espacial de los datos meteorológicos de temperatura del aire y radiación solar global al instante de paso del satélite. La temperatura del aire a nivel de superficie fue obtenida por interpolación del perfil atmosférico (MOD07) en los primeros 1500 m de elevación aproximadamente (niveles de presión mayor a 850 hPa), al nivel de la presión superficial, asumiendo una atmósfera hidrostática. La interpolación se obtuvo según la siguiente ecuación:

$$T_a = \left(P_i - P_{Surf}\right)\frac{T_i - T_{850}}{P_i - 850} + T_i \qquad [1]$$

Donde P_{Surf} es la presión superficial, P_i es el nivel de presión más cercano a la superficie donde existen datos (1000, 950 ó 920 hPa), T_i es la temperatura en el nivel de presión atmosférica i, y T_{850} es la temperatura del aire al nivel de 850 hPa.

Dado que este producto será usado en la obtención de la radiación neta a resolución espacial de las imágenes en el infrarrojo térmico TIR de ASTER (90 m), cada pixel de 90 m heredará el mismo dato meteorológico del pixel a 5 km, generando una notable huella del producto MOD07. Este tratamiento, a escala global o regional, puede ser aceptable, pero a escala local, en zonas que cuentan con variación topográfica y una gradiente climáticas relativamente abrupta, como el caso del secano costero, puede causar grandes imprecisiones (Zhao *et al*., 2005). Por tal razón, una fórmula de interpolación espacial no-lineal fue utilizada para remover la huella del pixel MOD07, tal como lo propone Zhao *et al*. (2005) al remuestrear datos meteorológicos de resolución espacial de 1.00° × 1.25° a 1 km. De manera que la temperatura del aire fue remuestreada a 90 m utilizando un método de regrillado basado en interpolación de spline. Teóricamente, esta interpolación espacial mejora la precisión de los datos meteorológicos remuestreados, ya que elimina los cambios bruscos del límite de un píxel MOD07 a otro, como lo demuestra Zhao *et al*. (2005).

La radiación solar global fue obtenida en base al modelo de Bristow and Campbell (1984). Cabe destacar que este modelo fue definido para valores diarios de radiación solar global, aunque ha sido evaluado con éxito para valores medios mensuales (Meza y Varas, 2000), por lo que uno puede esperar un nuevo set de coeficientes para otras escalas temporales y obtener buenos resultados. Por esta razón, el modelo fue calibrado para datos horarios con las mediciones de las 14:30 y 15:00 horas (UTC) de la estación Pantanillos para los días despejados del mes de noviembre del año 2010 y 2011. El modelo obtuvo en la calibración un coeficiente R^2 de 0.69 y un RMSE (*Root Mean Square Error*) de 48.7 $W.m^{-2}$, representando un error relativo del 5.1%. El modelo calibrado para las mediciones horarias se representa según la siguiente ecuación:

$$R_g = R_A\left[0.79\left[1 - \exp\left(-0.066\left(\Delta T\right)^{2.4}\right)\right]\right] \qquad [2]$$

Donde R_A representa la radiación extraterrestre o Ängot [$W.m^{-2}$] a las horas de calibra-

ción, y ΔT es la amplitud térmica diaria [°C] obtenida de las estaciones meteorológicas. Con el fin de tener en cuenta la topografía del terreno, R_A fue obtenida a partir del ángulo de incidencia solar para planos inclinados, considerando la pendiente y exposición de la superficie, las cuales fueron obtenidas de un Modelo Digital de Elevación (ASTER GDEM) de resolución espacial de 30 m aproximadamente, y promediadas a resolución espacial de 90 m.

S-SEBI

En la aplicación del balance de energía superficial, la energía consumida por la *ET* es estimada como un residuo de éste, según la ecuación:

$$\lambda ET_i = R_{ni} - G_{0i} - H_i \qquad [3]$$

Donde: R_n es la radiación neta [W.m^{-2}]; H es el flujo de calor sensible [W.m^{-2}], G_0 es el flujo calor del suelo [W.m^{-2}]; $\ddot{I}ET$ es el flujo de calor latente [W.m^{-2}]; Ï es el calor latente de vaporización del agua, aproximadamente 2450 J.g^{-1} a 20°C; y *ET* representa la evapotranspiración [g.m^{-2}.s^{-1}]. El subíndice '*i*' se refiere a valores instantáneos, mientras que '*d*' será usado para valores diarios.

Para resolver los componentes de la ecuación (3) se utilizó el modelo S-SEBI basado en los contrastes superficiales que dan cuenta de la variabilidad de condiciones hidrológicas dentro de cada escena. Estos contrastes permiten la determinación de límites teóricos, para derivar λET_i píxel por píxel a partir de la fracción de evaporación (*EF*). Esta variable indica la razón entre la cantidad de calor latente y la energía disponible, la cual al despejar la ecuación (3), se obtiene:

$$ET_i = \frac{\lambda ET_i}{R_{ni} + G_{0i}} = \frac{\lambda ET_i}{\lambda ET_i + H_i} \qquad [4]$$

De la ecuación anterior, λET_i puede ser obtenido a partir de la fracción evaporativa y la energía disponible ($R_{ni} - G_{0i}$). La fracción evaporativa es calculada básicamente a partir de un gráfico de dispersión de píxeles con los valores de temperatura superficial (T_s) y albedo superficial (a_s), donde la dispersión de puntos está limitado por una recta de temperaturas máximas (T_H) y una de temperaturas mínimas ($T_{\lambda ET}$), indicando límites secos y húmedos, respectivamente (Figura 2). El límite inferior húmedo ($T_{\lambda ET}$) supone que el flujo de calor sensible es mínimo ($H_{húmedo} = 0$) por lo que la *ET* es máxima e igual a la energía disponible ($R_{ni} - G_{0i}$), mientras que el límite superior seco (T_H) indicaría que la *ET* es nula y el flujo de calor sensible es máximo ($H_{seco} = R_{ni} - G_{0i}$).

La determinación de los límites inferior húmedo y superior seco se obtuvieron a partir de los valores mínimos y máximos de T_s considerando 5000 clases. A partir de estos límites se determinó la regresión lineal entre los albedos medios y las temperaturas mínimas y máximas por clase para el límite mínimo y máximo, respectivamente. Según Roerink *et al*. (2000), pa-

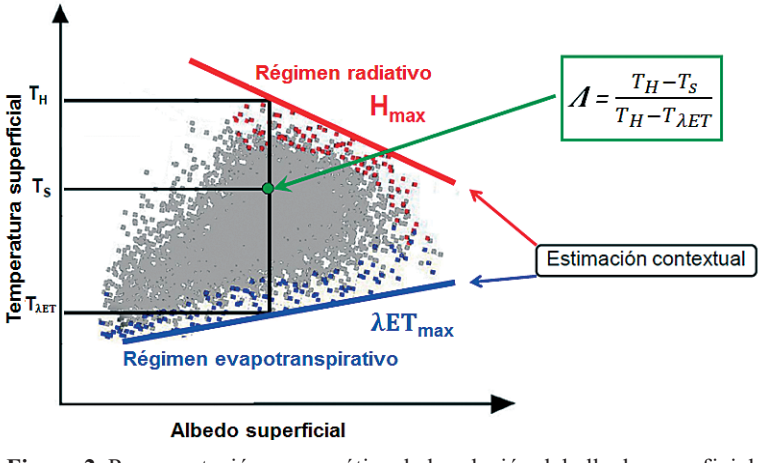


Figura 2. Representación esquemática de la relación del albedo superficial y la temperatura superficial y la obtención de la fracción evaporativa.

ra el cálculo de los límites superior e inferior se excluyeron los valores extremos a través del valor umbral que discrimina entre las condiciones con régimen evaporativo y régimen radiativo (Figura 2). Este valor umbral se determinó con la media entre el punto de inflexión y el máximo relativo del polinomio de tercer orden ajustado a los pares ordenados de $T_s - a_s$, modificando la metodología propuesta por Bastiaanssen *et al*. (1995). Esta relación $T_s - a_s$ sugiere una correlación entre el contenido de humedad del suelo, la reflectancia y la temperatura superficial (Verstraeten *et al*., 2005).

Una vez obtenidos los límites seco y húmedo, se puede estimar *EF* para cada píxel sobre toda el área de estudio, según la siguiente relación (Roerink *et al*., 2000):

$$ET_i = \frac{T_H - T_S}{T_H - T_{\lambda ET}} = \frac{m_H a_S + n_H - T_S}{\left(m_H - m_{\lambda ET}\right)a_S + \left(n_H - n_{\lambda ET}\right)} \quad [5]$$

Donde: T_H corresponde a las recta superior de temperaturas máximas (límite seco) y $T_{\lambda ET}$ es la recta inferior de temperaturas mínimas (límite húmedo), ambas en función del albedo superficial; m_H y $m_{\lambda ET}$ son las pendientes de las rectas superior e inferior, respectivamente [K]; n_H y $n_{\lambda ET}$ son los interceptos de dichas rectas [K].

Una vez estimada *EF*, el flujo de calor latente puede ser obtenido a partir de la ecuación (4), según la siguiente expresión:

$$\lambda ET_i = EF_i\left(R_{ni} - G_{0i}\right) \quad [6]$$

Este enfoque puede extenderse para estimar la evapotranspiración diaria ET_d, asumiendo $EF_i \cong EF_d$ y $G_{0d} \cong 0$, mientras que la R_{ni} puede extrapolarse a escala diaria usando la razón entre los valores instantáneos y diarios ($C_{di} = R_{nd} / R_{ni}$) (Seguin and Itier, 1983), según la siguiente ecuación:

$$ET_d = \frac{\left(24 \cdot 3600\right)\left(EF_d R_{nd}\right)}{\lambda} = \frac{\left(24 \cdot 3600\right)\left(EF_i C_{di} R_{ni}\right)}{\lambda} \quad [7]$$

El supuesto de la fracción evaporativa constante a lo largo del día ha sido demostrado para condiciones ambientales en donde la humedad del suelo no cambia significativamente (Kustas *et al*., 1994; Bastiaanssen *et al*., 1998, Verstraeten *et al*., 2005). El valor de C_{di} depende del día del año (*DOY*) y se obtuvo utilizando una curva propuesto por Sobrino *et al*. (2007a) (Ec. 8), la cual se validó asumiendo la equivalencia con la razón entre los datos *in situ* de radiación global diarios e instantáneos (Samani *et al*., 2007). La validación se realizó para días con cielos limpios del mes de noviembre de los años 2010 y 2011, obteniendo un error absoluto RMSE de ±0.012 (3.25% de error relativo).

$$C_{di} = -7 \cdot 10^{-6}(DOY - 183)^2 + 0.0027(DOY - 183) + 0.124 \quad [8]$$

La radiación neta en la superficie terrestre es la resultante de la radiación solar entrante y saliente, tanto de onda corta como de onda larga en la región del espectro de la energía solar, según la ecuación:

$$R_{ni} = (1 = a_S)R_g + \varepsilon(\sigma\varepsilon_a T_a^4 - \sigma T_s^4) \quad [9]$$

Donde: α_s es el albedo superficial estimado según Liang (2000), a partir de la combinación lineal de las bandas de reflectancia del producto AST-07 promediadas a 90 m; R_g es la radiación global al momento de paso del satélite [W.m^{-2}]; $\hat{A}_s$ es la emisividad superficial calculada a partir de las bandas de emisividad del producto AST-05, según Ogawa *et al*. (2003); ε_a es la emisividad atmosférica, calculada de una fórmula empírica en función de la temperatura del aire T_a (Bastiaanssen *et al*., 1998); σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8}$ W.m^{-2}.K^{-4}).

Resultados y discusión

Una vez aplicado el método S-SEBI en el área del secano costero de la Región del Maule, fue posible obtener las rectas de los límites superior e inferior de los regímenes radiativo y evapotranspirativo para cada escena. En la Figura 3 se pueden observar los diagramas de dispersión de valores de $T_s - a_s$, donde se aprecian los límites húmedo y seco. Esto demuestra la existencia de fuertes contrastes superficiales que dan cuenta de la variabilidad de condiciones hidrológicas en cada escena.

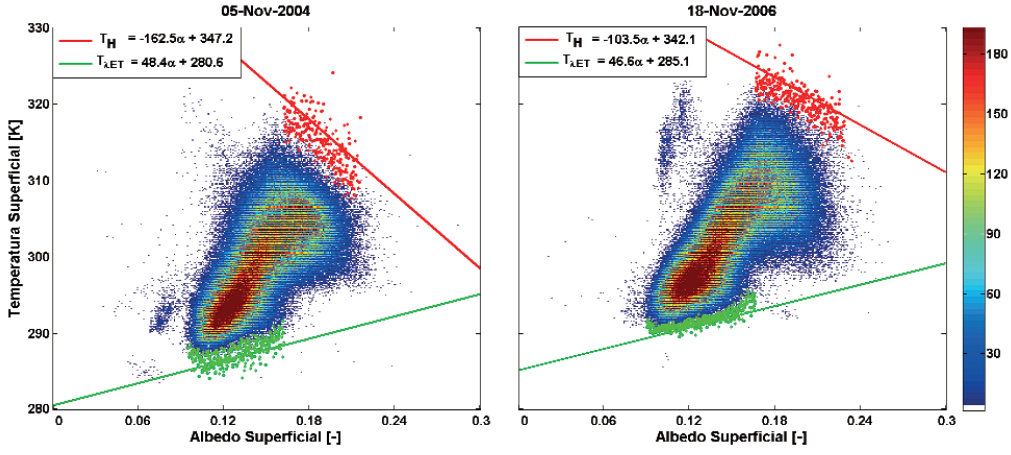


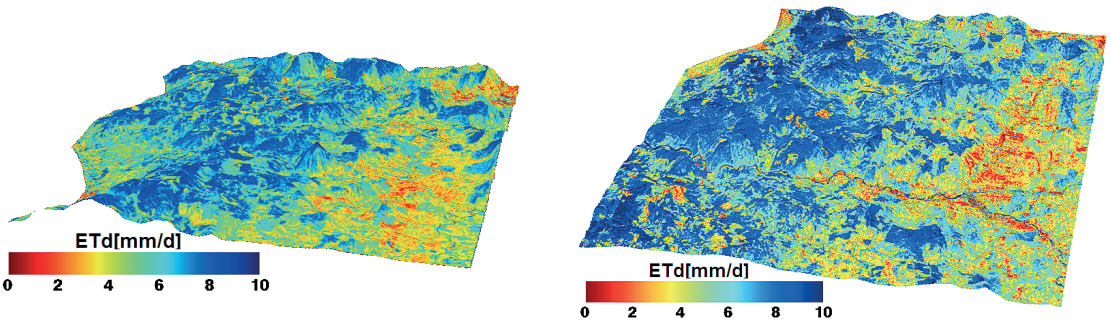
Figura 3. Diagrama de dispersión de píxeles de albedo y temperatura superficial. Puntos verdes corresponden a los pares ordenados $T_s - a_s$ de temperaturas mínimas por clase de albedo. Puntos rojos corresponden a los pares ordenados $T_s - a_s$ de temperaturas máximas por clase de albedo. La escala de valores indica la frecuencia de los pares ordenados $T_s - a_s$.

En la Figura 3 se aprecia que la mayor concentración de píxeles se sitúa en la parte inferior izquierda, correspondiente principalmente a los bosques de plantaciones forestales que predominan en el área de estudio y representan las áreas con mayor régimen evapotranspirativo. Por otro lado, en la escena del 2004 se observa un foco de dispersión hacia valores bajos de albedo que corresponden a ciénagas, mientras que en la escena del 2006 se observó un foco de dispersión por sobre la nube principal de $T_s - a_s$, correspondientes a dunas oscuras en donde se puede encontrar terrenos húmedos y agua libre.

En cuanto al régimen radiativo, en la Figura 3 se observa que la escena del 2004 posee un régimen más pronunciado, con una pendiente de –162.5 frente a una pendiente de –103.5 para la escena del 2006. Esto señala que cuanto mayor es a_s mayor será el descenso de T_s debido a que la energía será mayormente reflejada que absorbida, dando cuenta de mayores déficit de agua en la escena del 2004 que la del 2006. Lo anterior se puede explicar al observar las diferencias en las precipitaciones registradas en el período Mayo-Octubre, para cada año, en las estaciones Constitución (35°19' L.S., 72°24' L.O.) y Nirivilo (35°32' L.S., 72°05' L.O), comunes para ambas escenas. En éstas se observó que en la primera estación precipitaron 675.7 y 868.2 mm en los años 2004 y 2006, respectivamente; mientras que en Nirivilo, 589.4 y 837.1 mm. Por lo que en el año 2006 las precipitaciones aumentaron en un 28.5% y 42.0% en ambas estaciones respecto al año 2004.

Por otra parte, las pendientes obtenidas en las rectas T_H para el secano costero (–162.5 y –103.5) son muy pronunciadas si se comparan con los trabajos realizados por Gómez *et al*. (2005), Sobrino *et al*. (2005) y Sobrino *et al*. (2008), sobre cultivos de regadío en climas mediterráneos, donde las pendientes en dichos trabajos se encuentran sólo entre –20 y –70. Este régimen radiativo, con pronunciadas pendientes, reflejaría el alto estrés hídrico al cual está sometido el secano costero en los meses posteriores a la mayor concentración de las lluvias.

Una vez calculado los límites T_H y $T_{\lambda ET}$, se obtuvieron los mapas de ET_d sobre el área de estudio. La **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** muestra el mapa de la distribución de ET_d sobre el secano costero de la Región del Maule para cada escena. En los mapas de ET_d, la escena del 2006 obtuvo mayores tasas debido a los datos de entrada de una mayor temperatura del aire y radiación solar global, y principalmente, a una mayor disponibilidad de agua según las precipitaciones acumuladas comentadas anteriormente. En la escena del 2004 la ET_d oscila entre los 0.0 y los 9.84 mm.d^{-1} con una media de 5.8 mm.d^{-1}, mientras que en la escena del 2006, oscila entre 0 y 11.1 mm.d^{-1} con una media de



05-Nov-2004 **18-Nov-2006**

Figura 4. Distribución espacial de *ET* diaria para cada escena.

Tabla 2. Parámetros estadísticos de la ETd por cobertura de uso de suelo para las escenas del 05-Nov-2004 (2004) y del 18-Nov-2006 (2006)

Cobertura	Media		Mínima		Máxima		Desv. estándar	
	2004	2006	2004	2006	2004	2006	2004	2006
Terrenos Agrícola	4.77	4.45	0.00	0.00	9.10	10.48	1.23	1.63
Praderas	5.04	4.94	0.00	0.47	8.79	10.56	1.47	1.76
Matorrales	4.73	5.49	0.00	0.00	9.58	10.72	1.54	1.79
Bosque Plantaciones	6.59	7.27	0.00	0.00	9.84	11.08	1.53	1.73
Bosque Nativo	6.96	7.34	0.00	0.60	9.57	10.73	1.38	1.35

6.4 mm.d^{-1}. En ambas escenas, los máximos se encontraron en bosques de plantaciones forestales (Tabla 1), mientras que los mínimos en áreas descubiertas de vegetación, y en general, los mayores montos (>6 mm.d^{-1}) se obtuvieron en coberturas boscosas, tanto plantaciones como nativas.

Las menores tasas de ET_d se concentran cerca de la costa, donde se encuentra las dunas, y al interior donde se desarrollan cultivos agrícolas, praderas y matorrales con menor cobertura vegetal. Al observar la Tabla 2, las medias de los terrenos agrícolas presentan tasas muy por debajo de las obtenidas en bosques, debido a que se tratan, principalmente, de cultivos de secano entre los que se destaca el trigo, que en esa fecha del año se encuentra en etapa fenológica de post-espigadura por lo tanto con reducida actividad fotosintética y por ende menor ET_d. En todas las coberturas se obtuvieron tasas mínimas y máximas muy similares, debido a la heterogeneidad de las clases en las cuales se pueden encontrar condiciones hidrológicas extremas, ya sea por suelos desnudos o terrenos húmedos. De manera que los máximos en terrenos agrícolas se deben a cultivos bajo riego, en las praderas debido a terrenos húmedos próximos a humedales y en matorrales debido a mayor densidad arbórea en fondos de quebradas. Por otro lado dentro de las plantaciones forestales se pudieron identificar grandes zonas de suelos desnudos debido a la cosecha de tala rasa, obteniéndose tasas medias de evapotranspiración menores que las obtenidas en el bosque nativo.

La distribución espacial de la ET_d en ambas escenas se observa coherente a los patrones del paisaje dadas las coberturas de uso de suelo. Si bien es cierto, una validación *in situ* de las estimaciones realizadas robustecería la metodología presentada en este trabajo, el principal objetivo de este fue la estimación ET_d sobre una zona con gran desarrollo de actividades agrícolas y forestales, la que al mismo tiempo presenta limitantes hídricas como las precipitaciones escasas e intermitentes del secano costero de la Región del Maule. De manera que proveer de estimaciones de ET_d, permite comprender los patrones hidrológicos del gasto o uso del agua en diversos ecosistemas con la finalidad de llevar a cabo un adecuado manejo de los recursos hídricos.

Tabla 2. Parámetros estadísticos de la ETd por cobertura de uso de suelo para las escenas del 05-Nov-2004 (2004) y del 18-Nov-2006 (2006)

Cobertura	Media		Mínima		Máxima		Desv. estándar	
	2004	2006	2004	2006	2004	2006	2004	2006
Terrenos Agrícola	4.77	4.45	0.00	0.00	9.10	10.48	1.23	1.63
Praderas	5.04	4.94	0.00	0.47	8.79	10.56	1.47	1.76
Matorrales	4.73	5.49	0.00	0.00	9.58	10.72	1.54	1.79
Bosque Plantaciones	6.59	7.27	0.00	0.00	9.84	11.08	1.53	1.73
Bosque Nativo	6.96	7.34	0.00	0.60	9.57	10.73	1.38	1.35

Conclusiones y comentarios finales

En este artículo se calibró y aplicó el modelo S-SEBI para estimar la ET_d por medio del balance energético superficial. Para la aplicación del modelo, se requiere sólo de suficientes contrastes de condiciones hidrológicas dentro del área de estudio y un mínimo de datos meteorológicos. En cuanto a los contrastes espaciales dentro de cada escena de estudio, se encontraron suficientes condiciones hidrológicas que permitieron calibrar el modelo sin problema y determinar las condiciones de flujos turbulentos extremos para la posterior estimación de la ET_d. De esta forma, la principal ventaja de la metodología propuesta, es la fácil aplicabilidad en este tipo de paisaje compuesto de condiciones hidrológicas extremas requeridas para la calibración de S-SEBI y la fácil parametrización que incluye únicamente escenas satelitales y escasos datos meteorológicos, pudiendo incluso prescindir de estos últimos. Así, el procedimiento es de fácil implementación permitiendo estimar flujos del balance energético superficial y evapotranspiración real diaria en áreas pobremente documentadas. La principal limitante de este estudio es que las estimaciones de ET no pudieron ser validadas, al no existir estaciones de monitoreo de flujos en esta zona, por lo que se rescata principalmente la metodología de calibración desarrollada para S-SEBI y las variaciones espaciales entre tipo de usos de suelo en las cuales no existía registro alguno.

Finalmente, los modelos basados en el balance de energía superficial desarrollados con escenas satelitales son un aporte para la inclusión de variables del balance energético superficial, los cuales son aptos para estimaciones en extensas áreas del intercambio energético e hídrico entre la superficie terrestre y la atmósfera. Este tipo de herramienta representa una candidata ideal para optimizar la toma de decisiones para la gestión y planificación de los recursos hídricos en extensos territorios, generando a su vez, una mejor preparación frente a escenarios de riesgo climático.

Agradecimientos

Esta publicación ha sido financiada por el Programa U-INICIA Concurso de Reforzamiento de Inserción Productiva de Nuevos Académicos VID 2012, código U-INICIA 4/0612, Universidad de Chile, y el proyecto CONICYT de Inserción de Capital Humano Avanzado a la Academia, código 791100013. Se agradece al Consorcio Tecnológico de Biocombustibles BIOCOMSA S.A. que dispuso los datos de la estación meteorológica ubicada en Pantanillos (Constitución).

Referencias

BASTIAANSSEN, W. G. M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. PhD thesis, Wageningen University, The Netherlands.

BASTIAANSSEN, W. G. M., MENENTI, M., FEDDES, R. A., & HOLTSLAG, A. A. M. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, Vol 212-213, 198-212.

BASTIAANSSEN, W. G. M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, Vol 229(1-2), 87-100.

BRISTOW, K., CAMPBELL, G. 1984. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and Forest Meteorology,* Vol 31, 159-166.

CHEHBOUNI, A. *et al.* 2000. Methods to aggregate turbulent fluxes over heterogeneous surfaces: application to SALSA data set in Mexico. *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol 105, 133-144.

CHEHBOUNI, A., HOEDJES, J., RODRIQUEZ, J., WATTS, C., GARATUZA, J., & JACOB, F. 2008. Using remotely sensed data to estimate area-averaged daily surface fluxes over a semi-arid mixed agricultural land. *Agricultural and Forest Meteorology* Vol 148(3), 330-342.

ECHEVERRIA C, COOMES, D., SALAS, J., REY-BENAYAS, JM., LARA, A., & NEWTON, A. 2006. Rapid deforestation and fragmentation of Chilean temperate forests. *Biological Conservation*, Vol 130, 481-494.

FRENCH, A. *et al*. 2005. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sensing of Environment*, Vol 99(1-2), 55-65.

GALLEGUILLOS, M., JACOB, F., PRÉVOT, L., FRENCH, A., & LAGACHERIE, P. 2011. Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, Vol 115, 1326-1340.

GILLESPIE, A., ABBOTT, E., GILSON, L., HULLEY, G., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J.C., & SOBRINO, J. 2011. Residual errors in ASTER temperature and emissivity standard products AST08 and AST05. *Remote Sensing of Environment*, Vol 115, 3681-3694

GÓMEZ, M., OLIOSO, A., SOBRINO, J., & JACOB, F. 2005. Retrieval of evapotranspiration over the Alpilles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, Vol 96, 399-408.

GOWDA, P., CHAVEZ, J., COLAIZZI, P., EVETT, S., HOWELL, T., & TOLK, J. 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, Vol 26(3): 223-237.

KALMA, J., MCVICAR, T., & MCCABE, M. 2008. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surveys in Geophysics*, Vol 29, 421-469.

KUSTAS, W. P., PERRY, E. M., DORAISWAMY, P. C., & MORAN, S. 1994. Using satellite remote sensing (to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin). *Remote Sensing of Environment*, Vol 49, 275-286.

LI, Z.-L., TANG, R., WAN, Z., BI, Y., ZHOU, C., TANG, B., YAN, G., & ZHANG, X. 2009. A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors*, Vol 9, 3801-3853.

LI, B., & AVISSAR, R. 1994. The Impact of Spatial Variability of Land-Surface-Characteristics on Land-Surface Heat Fluxes. *Journal of Climate*, Vol 7, 527-537.

LIANG, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, Vol 76(2), 213-238.

LHOMME, J., CHEHBOUNI, A., & MONTENY, B. 1994. Effective parameters of surface energy balance in heterogeneous landscape. *Boundary-Layer Meteorology*, Vol 71(3), 297-309.

MENGELKAMP, T. *et al*. 2006. Evaporation over a heterogeneous land surface. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol 87(6), 775-786.

MEZA, F., & VARAS, E. 2000. Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol 100, 231-241.

NEWMAN, B. D., WILCOX, B. P., ARCHER, S. R., BRESHEARS, D. D., DAHM, C. N., DUFFY, C. J., MCDOWELL, N. G., PHILLIPS, F. M., SCANLON, B. R., & VIVONI, E. R. 2006. Ecohydrology of water-limited environments: A scientific vision. *Water Resources Research*, 42, 1-15.

OGAWA, K., SCHMUGGE, T., JACOB, F., & FRENCH, A. 2003. Estimation of land surface window (8-12 Ìm) emissivity from multi-spectral thermal infrared remote sensing — a case study in a part of Sahara desert. *Geophysical Research Letters*, Vol 30(2), 1067.

ROERINK, G., SU, Z., & MENENTI, M. 2000. S-SEBI: a simple remote sensing algorithmto estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth. Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, Vol 25(2), 147-157.

SAMANI, Z., BAWAZIR, S. A., BLEIWEISS, M., SKAGGS, R., & TRAN, V. D. 2007. Estimating daily net radiation over vegetation canopy through remote sensing and climatic data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol 133(4), 291 - 297.

SOBRINO, J., GOMEZ, M., JIMENEZ-MUNOZ, J., OLIOSO, A., & CHEHBOUNI, G. 2005. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology*, Vol 315(1-4), 117-125.

SOBRINO, J., GOMEZ, M., JIMENEZ-MUNOZ, J., & OLIOSO, A. 2007a. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, Vol 110(2), 139-148.

SOBRINO, J. A., JIMENEZ-MUNOZ, J. C., BALICK, L., GILLESPIE, A. R., SABOL, D. A., & GUSTAFSON, W. T. 2007b. Accuracy of ASTER level-2 thermal-infrared standard products of an agricultural area in Spain. *Remote Sensing of Environment*, Vol 106(2), 146-153.

SOBRINO, J. A., JIMENEZ-MUNOZ, J. C., SÒRIA, G., GÓMEZ, M, BARELLA ORTIZ, A. ROMAGUERA, M., & CO-AUTHORS. 2008. Thermal remote sensing in the framework of the SEN2FLEX project: field measurements, airborne data and applications. *International Journal of Remote Sensing*, Vol 29(17-18), 4961-4991.

SU, Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrological and Earth System Sciences*, Vol 6(1), 85-100.

TIMMERMANS, W., KUSTAS, W., ANDERSON, M., & FRENCH, A. 2007. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*, Vol 108(4), 369-384.

VERSTRAETEN, W., VEROUSTRAETE, F., & FEYEN, J. 2005. Estimating evapotranspiration of European forests from NOAA-imagery at satellite overpass time: Towards an operational processing chain for integrated optical and thermal sensor data products. *Remote Sensing of Environment*, Vol 96(2), 256-276.

ZHAO, M., HEINSCH, F., NEMANI, R., & RUNNING, S. 2005. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. *Remote Sensing of Environment*, Vol 95(2), 164-176.