

## Comparación de Tres Modelos de Estimación de Evapotranspiración Mediante Imágenes MODIS

Flores, Fabiola A. <sup>1a</sup>; Pérez, Rafael E. <sup>b</sup>; Lillo, Mario F. <sup>b</sup>

<sup>(a)</sup> Departamento de Recursos Hídricos

<sup>(b)</sup> Departamento de Mecanización y energía

Facultad de Ingeniería Agrícola, Universidad de Concepción,

Campus Chillán Avenida Vicente Méndez 595, Chillán, Región del Bío-Bío, Chile.

### RESUMEN

La cuantificación precisa de la evapotranspiración es primordial en los estudios hidrológicos, climatológicos, agronómicos y ecológicos. En este trabajo se compararán tres modelos para la estimación de esta variable ambiental, a partir de la información aportada por las imágenes del sensor MODIS. Estos modelos se basan en la determinación de: Fracción de Evapotranspiración (EF), Índice de Temperatura de la Cubierta Vegetal (TVCI) y Déficit de Presión de Vapor (DPV). La metodología se basa en la aplicación de los modelos en la región del Bio-Bio, Chile.

Palabras Clave: evapotranspiración, MODIS, percepción remota.

### ABSTRACT

The precise quantification of evapotranspiration is highly important in all hydrological, climatological, agronomic and ecological studies. For this reason, in this work three models to estimate this ambient variable are compared, using the data provided by the images of the MODIS sensor. These models are based upon the determination of: a) the Evapotranspiration Fraction (EF), b) Temperature – vegetation cover index (TVCI), and c) Vapor Pressure Deficit (VPD). The developed methodology was applied to the Bio-Bio region of Chile.

Keywords: Evapotranspiration, MODIS, Remote Sensing.

### Introducción

La evapotranspiración (ET), en sus diferentes acepciones es un parámetro clave en el balance de energía del sistema Tierra-Atmósfera, en la detección de estrés hídrico vegetal, en la predicción del rendimiento de los cultivos, en el cálculo del balance hídrico y en la caracterización climática de las distintas zonas, por nombrar algunos aspectos. Por ello es de interés para múltiples disciplinas. Sin embargo, dada la complejidad del proceso y la diversidad de factores de los que depende, la magnitud e intensidad del fenómeno es difícil de determinar. Ello está demostrado en la profusión y diversidad de los métodos o modelos que se han elaborado, y siguen elaborando aún en la actualidad, para su determinación (Sánchez et al., 2006).

Los tres factores principales que controlan la ET son: disponibilidad de agua, cantidad de energía radiante disponible y mecanismos de transporte para remover el vapor de agua desde la superficie de suelo desnudo y cubierta vegetal. Estos factores dependen a su vez de otras variables, tales como, humedad del suelo, temperatura superficial, temperatura del aire, cobertura de la vegetación, presión de vapor, velocidad de viento, etc., los que también pueden diferir con respecto a la región, y día del año. Si bien es posible realizar una medición y/o estimación puntual de estas variables, una aproximación espacializada, por ejemplo a escala regional, requiere cuantificar todos esos factores mediante una combinación de datos provenientes de sensores montados en plataformas espaciales, datos auxiliares de la super-

ficie y datos atmosféricos para la estimación de ET (Nishida et al., 2003; Norman et al., 2003; Batra et al., 2006).

La caracterización precisa de distribución global de ET mediante satélites de percepción remota, con pocas o ninguna de las observaciones in situ, es una tarea desafiante.

Para la mayor parte de los estudios de carácter regional es importante estimar la variación espacial de la ET. Por lo tanto, en la actualidad los esfuerzos se centran en la espacialización de las medidas puntuales a escala regional. Las medidas de teledetección permiten extender los modelos de cálculo de la ET a zonas amplias, donde no se dispone siquiera de datos meteorológicos (Rivas et al., 2004).

Existe una gran cantidad de métodos para estimar la ET, la mayoría se sustentan en el principio de conservación de la energía, otros en la combinación de información meteorológica convencional con los datos de satélite habituales; pero no se puede decir cual se adapta mejor a cada zona específica.

Debido a lo anterior en este trabajo se escogieron tres modelos para estimar ET diaria, a partir de datos entregados por el satélite MODIS, y así seleccionar el que mejor se adapta a la zona de estudio.

#### Estimación de ET utilizando datos del sensor MODIS

En este estudio se utilizaron tres modelos para la estimación de ET diaria, a partir de datos entregados por el sensor MODIS. Las metodologías propuestas se basan en la determinación de Déficit de Presión de Vapor (DPV), Índice de Temperatura de la Cubierta Vegetal (TVCI) y la Fracción de Evapotranspiración (FE). Estas se describen a continuación:

#### Déficit de Presión de Vapor (DPV)

La ecuación general corresponde a la de Priestley – Taylor para estimar evaporación de una superficie mojada extensiva bajo condiciones de advección mínima (Priestley and Taylor, 1972). Esta ecuación es una simplificación de Penman-Monteith, y se basa en la fuerte correlación que existe entre el DPV y la  $R_n$ .

$$\lambda ET = \alpha \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (R_n - G) \quad (1)$$

donde IET es el flujo de calor latente ( $W m^{-2}$ ),  $R_n$  es la radiación neta ( $W m^{-2}$ ), G es el flujo de calor latente del suelo ( $W m^{-2}$ ),  $\alpha$  es un factor de

corrección, según Steiner et al., 1991, dependiente del DPV, D ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ) es la pendiente de la curva de presión de vapor a saturación a la temperatura del aire ( $T_a$ ) y  $\gamma$  es la constante psicrométrica ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ) dada por:

$$\gamma = 0.665 * 10^{-3} P \quad (2)$$

donde P es la presión atmosférica (kPa). La mayor ventaja de utilizar este modelo es que estas cuatro cantidades ( $\alpha$ ,  $R_n$ , G y  $\Delta$ ) pueden ser derivadas independientemente usando principalmente datos provenientes de sensores abordo de plataformas espaciales.

El parámetro  $\alpha$  fue estimado mediante la relación (Steiner et al., 1991):

$$\alpha = 1 + 0.26 DPV \quad (3)$$

El DPV (kPa) fue calculado a partir de la temperatura del aire ( $T_a$ ) y de la temperatura del punto de rocío ( $T_{dw}$ ), ambas en  $^\circ C$ , como lo realizaron Monteith and Unsworth (1990), Prince and Goward (1995) y Prince et al. (1998):

$$DPV = 0.611 \left[ \exp \left( 17.27 \frac{T_a}{T_a + 237} \right) - \exp \left( 17.27 \frac{T_{dw}}{T_{dw} + 237} \right) \right] \quad (4)$$

La  $\Delta$  ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ) definida por Allen et al. (1998) como ( $T_a$  en  $^\circ C$ ):

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0.6108 \exp \left( \frac{17.27 T_a}{T_a + 237.3} \right) \right]}{(T_a + 237.3)^2} \quad (5)$$

La temperatura ambiental a 2 metros y la temperatura punto de rocío fueron obtenidos de los perfiles atmosféricos que entrega el MOD07\_L2, el cual emplea un algoritmo de regresión estadística, previamente determinada entre la radiancia observada y el correspondiente perfil atmosférico (Menzel et al., 2002)

La  $R_n$  se calculó a partir de un modelo sinusoidal, para ciclos diarios ( $R_n(t)$ ) y días despejados (Bisht et al. 2005):

$$R_n(t) = R_{n\_max} \sin \left[ \left( \frac{t - t_{rise}}{t_{set} - t_{rise}} \right) \pi \right] \quad (6)$$

donde  $R_{n\_max}$  es el valor máximo de  $R_n$  observado durante el día,  $t_{rise}$  y  $t_{set}$  corresponden a la hora en la cual los valores de  $R_n$  comienzan a ser positivos y negativos, respectivamente. Estos están relacionados con la hora de salida y puesta del sol.

Para un día de estudio, la radiación neta instantánea (INR) y la hora de paso del satélite ( $t_{overpass}$ ) deben ser conocidas para la implementación del modelo, así  $R_{n\_max}$  se estima, según la ecuación (7) (Bisht et al. 2005):

$$R_{n\_max} = \frac{INR}{\sin\left[\left(\frac{t_{overpass} - t_{rise}}{t_{set} - t_{rise}}\right)\pi\right]} \quad (7)$$

donde INR se estima a partir de:

$$INR = (1 - ref)R_s^\downarrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \quad (8)$$

donde  $ref$  es la reflectancia de la superficie (albedo),  $R_s^\downarrow$  es el flujo de radiación de onda corta incidente ( $W m^{-2}$ ),  $R_L^\downarrow$  y  $R_L^\uparrow$  son el flujo de radiación de onda larga incidente y reflejada ( $W m^{-2}$ ), respectivamente.

La estimación de  $R_s^\downarrow$  se realizó mediante la ecuación (9) (Bennett 1982, Niemela et al 2001, Bisht et al. 2005):

$$R_s^\downarrow = 0.72 S_o \cos \theta \quad (9)$$

donde  $S_o$  es la constante solar atmosférica (aproximadamente  $1367 W m^{-2}$ ) y  $\theta$  es el ángulo Zenital y 0.72 corresponde a la transmisividad atmosférica para días despejados.

La radiación de onda larga puede ser estimada utilizando la ecuación de Steffan-Boltzman:

$$R_L^\downarrow - R_L^\uparrow = \sigma \epsilon_a T_a^4 - \sigma \epsilon_s T_s^4 \quad (10)$$

donde  $\epsilon_a$  es la emisividad del aire,  $\epsilon_s$  es la emisividad de la superficie,  $T_s$  temperatura de la superficie ( $^{\circ}K$ ) y  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ , que corresponde a la constante de Steffan-Boltzmann,  $\epsilon_a = \left[1 - (1 + \zeta) \exp\left\{-\left(1.2 + 3\zeta\right)^{1/2}\right\}\right]$ ,

y  $\zeta = 46.5 e_a / T_a$ ,  $e_a$  (kPa) (ecuación 11) es la presión de vapor actual (kPa), (Allen et al, 1998):

$$e_a = 0.610 \exp\left[\frac{17.27 T_{dw}}{T_{dw} + 237.3}\right] \quad (11)$$

El flujo de calor latente del suelo ( $G$ ) varía a lo largo del día, pero es una magnitud muy pequeña comparada con  $R_n$  y  $\lambda ET$  y se puede asumir constante en el día, con errores insignificantes (Batra et al. 2006). Por lo tanto,  $G$  puede ser calculada mediante la ecuación de Moran et al (1989) para la hora de paso del satélite, como sigue:

$$G = 0.583 \exp(-2.13 NDVI) R_n \quad (12)$$

donde NDVI es el índice de vegetación normalizado.

### Índice de Temperatura de la Cubierta Vegetal (TVCI)

Moran et al. (1994) asume una correlación lineal entre TVCI y el flujo de calor latente ( $\lambda E$ ), por lo que esta metodología se basa en la extensión de la ecuación de Priestley – Taylor, como:

$$\lambda ET = (1 - TVCI) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) (R_n - G) \quad (13)$$

Se debe construir un diagrama trapezoidal  $f_c - T_s$  para el TVCI regional, adaptado por Lambin y Ehrlich (1996), tal como muestra la Fig. 1. El TVCI puede ser estimado como (Zhang et al., 2006):

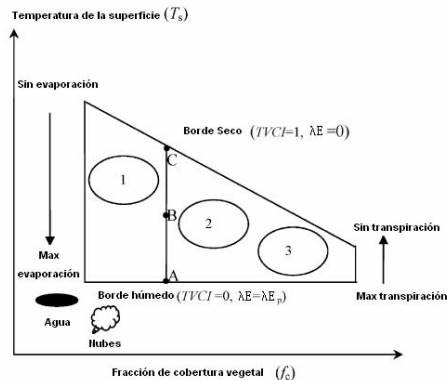
$$TVCI = \frac{T_{smin} - T_s}{T_{smin} - T_{smax}} \quad (14)$$

donde  $T_s$  es la temperatura de la superficie espectral, y  $T_{smin}$  y  $T_{smax}$  son las temperaturas de la superficie de los bordes húmedo y seco, respectivamente.

La fracción de cobertura vegetal ( $f_c$ ) es estimada a partir del NDVI (Zhang et al., 2006):

$$f_c = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}}\right)^2 \quad (15)$$

donde  $NDVI_{min}$  y  $NDVI_{max}$  corresponden a los índices de vegetación mínimo y máximo, respectivamente.



**Fig. 1.** Correlación entre la fracción de cobertura vegetal ( $f_c$ ) y temperatura de la superficie ( $T_s$  en  $^{\circ}\text{C}$ ).  $f_c$  fracción de cobertura vegetal; TVCI, Índice de temperatura de la cubierta vegetal;  $\lambda E$ , flujo de calor latente;  $\lambda E_p$ , flujo de calor latente de potencial; TVCI en el punto B es igual al radio de AB y AC. 1: suelo desnudo; 2: cobertura de vegetación parcial; 3: cobertura de vegetación completa.

#### Fracción de Evapotranspiración (EF)

La EF está definida como la razón de ET y la energía disponible dada por la ecuación 16 (Batra, 2005):

$$EF = \phi \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad (16)$$

donde  $\phi$  es un parámetro de resistencia aerodinámica y de canopia, definido por Batra et al. (2006).

#### Aplicación de los modelos

##### Área de estudio

El área de estudio corresponde a la Región del Bío-Bío, Chile. En términos de población y productividad económica, esta es la segunda región más importante de Chile, después de la Metropolitana. Moderna y caracterizada por actividades productivas, como la siderurgia, la pesca y la agricultura.

La región cubre un área aproximada de 37.000 km<sup>2</sup>. Presenta un clima templado, tipo mediterráneo, con precipitaciones anuales sobre 1.000 mm, concentradas entre abril y noviembre.

Principalmente, se escogió esta región por presentar gran variabilidad en cuanto a geomorfología y clima.

##### Selección del día e imágenes

el coeficiente de cultivo ( $K_c$ ) y al no existir información real de evapotranspiración.

Dentro de los días despejados, se escogió al azar, un día del mes de enero, ya que este mes es donde se produce la mayor ET, además se encuentra dentro de la temporada de riego, la cual se extiende desde octubre a mayo, aproximadamente. El día seleccionado corresponde al 17 de enero del año 2006. Se escogió un día despejado ya que los modelos propuestos están bajo esta condición; además están disponibles los datos tanto de las imágenes como de las estaciones meteorológicas para realizar las comparaciones.

Los datos fueron recolectados por el sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM). La órbita del Terra es regular, pasa de norte a sur a través del ecuador en la mañana, mientras que el Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador en la tarde. MODIS provee 36 bandas espectrales, extendiéndose en la longitud de onda de 0.405  $\mu\text{m}$  a 14.385  $\mu\text{m}$ , la resolución espacial va desde los 250, 500 y 1000 m.

Actualmente son 44 productos divididos en 5 secciones: calibración, atmósfera, superficie, criósfera y océano. En el presente estudio fueron utilizados los productos atmosféricos y superficiales, que se encuentran disponibles en formato hdf (formato de fichero multiobjeto), que fue obtenido desde EOS Data Gateway

La hora en la cual el satélite pasa sobre el área de estudio corresponde a las 15:10 horas (hora local). Una breve descripción de los productos utilizados es descrita a continuación.

#### Descripción de los datos

- **Temperatura superficial (LST) y emisividad:** MOD11A2 contiene LST y emisividad (bandas 31 y 32) del día de estudio. Se utilizó, según Bisht et al. (2005), el promedio de las bandas para representar la emisividad de la superficie.
- **Albedo superficial:** Proporcionado por MOD43B3.
- **Índice de Vegetación (IV):** MOD13A2, el cual proporciona, NDVI y EVI; Para el presente estudio se utilizó NDVI.
- **Angulo Zenital del Sol:** MODMGGAD, el cual contiene información de la iluminación solar sobre la tierra. Todos los productos anteriores poseen una resolución espacial de 1 km.
- **Perfiles atmosféricos:** MOD07, proporcionando temperatura a distintos niveles de presión, desde los 1000 a 620 mbar. Su resolución espacial es de 5x5 km. Se utilizan para obtener  $T_a$  y  $T_{dw}$ .

### Comparación y validación

La Fig.2 muestra la distribución de 16 estaciones meteorológicas en la región, las cuales fueron utilizadas para validar el estudio. Se realizaron comparaciones puntuales de  $T_a$  y ET. Los datos de estas estaciones fueron proporcionados por el Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA Quilamapu, el cual tiene su sede en Chillán y está centralizado en el área de acción e influencia en la Zona Centro Sur con énfasis en la Región del Bío-Bío. Los datos de ET se compararon con dos modelos de ET de referencia: Penman-Monteith (Allen et al, 1998) y Hargreaves et al (2003), según las ecuaciones 17 y 18, respectivamente:

$$\lambda ET = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a C_p \left( \frac{e_s - e_a}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (17)$$

donde  $\rho_a C_p$  es la capacidad volumétrica de calor del aire ( $1200 \text{ J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $(e_s - e_a)$  representa el DPV del aire,  $r_s$  y  $r_a$  son las resistencias de la superficie y aerodinámica, respectivamente, los parámetros restantes fueron definidos anteriormente.

$$ET = \beta \alpha Ra \sqrt{TD} (TP + 17.8) \quad (18)$$

donde  $\beta$  es una expresión en función de TD (diferencia entre la temperatura máxima y mínima del día ( $^\circ\text{C}$ )), TP es el promedio entre la temperatura máxima y mínima del día ( $^\circ\text{C}$ ),  $\alpha$  es un coeficiente empírico, definido en función de TD y Ra es la radiación extraterrestre al tope de la atmósfera expresada en  $\text{mm día}^{-1}$ . Los valores de  $\alpha$  y  $\beta$  fueron calibrados y validados por Mercado (2006), para distintas zonas de Chile.

El proceso de validación fue realizado comparando los valores observados y los estimados, a través de la diferencia cuadrática media (DCM).

$$DCM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i - \phi_{iobs})^2}{n}} \quad (19)$$

donde  $\phi_i$  es el valor estimado para el píxel  $i$ ,  $\phi_{iobs}$  es el valor observado para el píxel  $i$  y  $n$  es el número de estaciones analizadas. Este estadístico se utilizó debido a que no se conoce



Fig. 2. Distribución de las estaciones meteorológicas en la Región del Bío-Bío, Chile.

### Resultados

Como se mencionó anteriormente, los valores de  $T_a$  observados en las estaciones meteorológicas fueron comparados con los valores estimados mediante el perfil de temperatura (MOD07). Al realizar las comparaciones puntuales se obtuvo un DCM de  $7.68 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Debido a lo anterior se realizó una separación de zonas costeras y zonas del interior, valle central, para mejorar la estimación. Con esto se pudo comparar que las zonas costeras son las que elevan el valor de DCM, ya que para las zonas del interior se obtiene un valor de  $3.7 \text{ } ^\circ\text{C}$  y para las zonas costeras de  $10.8 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Los valores estimados de  $T_a$  fueron sobrestimados para las zonas costeras y subestimados para las zonas interiores. En la Fig.3 se muestra la estimación de la  $T_a$ , según Menzel et al. (2002).

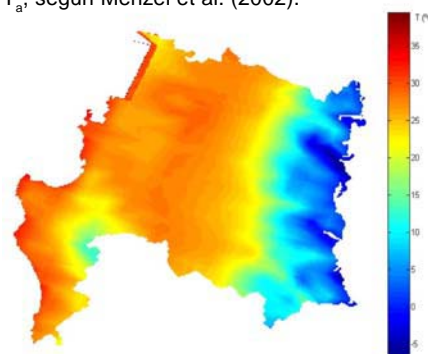


Fig. 3. Temperatura del aire estimada para la Región del Bío-Bío, Chile.

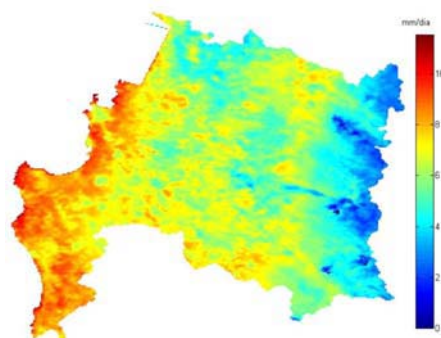
La Fig. 4, Fig. 5, Fig.6, presentan los mapas de evapotranspiración estimados mediante el DPV, TVCI y EF respectivamente. En general la estimación de ET fue sobrestimada para las zonas costeras y subestimada para las zonas interiores, como se presenta en las tablas 1 y 2.

**Tabla 1.** DCM para cada una de las estimaciones de evapotranspiración, comparadas con Penman – Monteith (P- M), para la región, zona costera e interior.

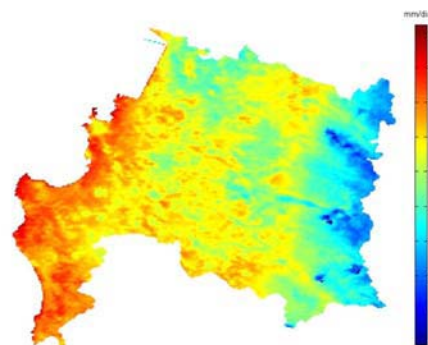
P-M	DCM (mm día <sup>-1</sup> )		
	Zona		
Modelo	Región	Costa	Interior
DPV	3,04	3,78	2,31
TVCI	2,81	2,57	2,98
EF	2,52	2,85	2,22

**Tabla 2.** DCM para cada una de las estimaciones de evapotranspiración, comparadas con Hargreaves et al (H), para la región, zona costera e interior.

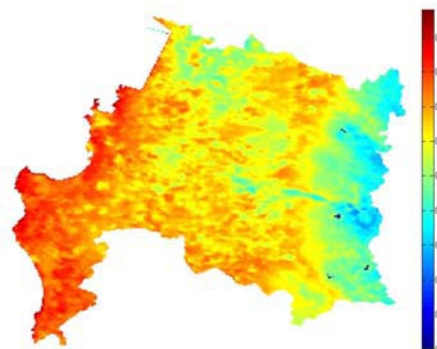
H	DCM (mm día <sup>-1</sup> )		
	Zona		
Modelo	Región	Costa	Interior
DPV	4,15	5,89	1,88
TVCI	3,34	4,58	1,87
EF	3,54	4,99	1,72



**Fig. 4.** Evapotranspiración estimada mediante el modelo de DPV, para la Región del Bío-Bío, Chile.



**Fig. 5.** Evapotranspiración estimada mediante el modelo de TVCI, para la Región del Bío-Bío, Chile.



**Fig. 6.** Fracción de Evapotranspiración, para la Región del Bío-Bío, Chile.

Para poder comparar EF, se utilizó la energía disponible estimada mediante las estaciones meteorológicas, sin embargo, estas no cuentan con toda la información necesaria para determinar esta energía, por lo cual se consideraron los siguientes supuestos: (a) La temperatura ambiental es igual a la temperatura superficial, (b) albedo o reflectividad, 0,23, (c) emisividad superficial, 0,96; los cuales fueron considerados sólo para los puntos de control.

### Conclusiones

A pesar de que los valores de  $T_a$  para las zonas del interior (DCM 3.7 °C) son subestimados por el modelo, la aproximación es bastante buena, si se considera que el píxel corresponde a un área de 100 há, comparado con datos puntuales de las estaciones meteorológicas. Es por esto que se propone desarrollar alguna meto-

dología para mejorar la resolución espacial del producto atmosférico (MOD07), y considerar el efecto geomorfológico. De esta forma se debería mejorar la estimación de ET, ya que la sobrestimación de esta ocurre también en zonas donde se sobrestima la temperatura ambiental.

Debido a que los modelos utilizados para comparar ET son modelos estimativos, ambos de referencia, y al no contar con los coeficientes de cultivo, no se puede fijar cualquier modelo como el verdadero, además la estimación es puntual sobre un píxel de 100 há sin considerar el radio de influencia de la información entregada por la estación meteorológica; además en la estimación de ET con las imágenes se incluye en forma indirecta el coeficiente de cultivo ya que se considera el índice de vegetación y la fracción de cubierta vegetal, los cuales son dependientes de la resolución espacial del sensor.

El modelo del TVCI disminuye el DCM, debido principalmente a que considera de mejor forma la vegetación existente en la imagen (Zhang, J. et al, 2006).

Las estimaciones en general, se pueden ajustar de mejor forma con información de terreno, sin embargo, la idea de los autores es estimar las variables biofísicas sólo mediante información de sensores remotos.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al INIA (Instituto de Investigaciones Agropecuarias) Quilamapu, la utilización de los datos de su red de estaciones meteorológicas.

### Referencias

- Allen, R., Pereira, L., Raes, D. and Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56.
- Batra, N. 2005. Estimation and comparison of Evapotranspiration from multiple satellites for clear sky days. Master of science to the Department of Civil & Environmental Engineering of the College of Engineering.
- Batra, N., Islam S., Venturini V., Bisht G., & Jiang L. 2006. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 103, 1-15.
- Bennett, T. L. 1982. A coupled atmosphere-sea ice model study of the role of sea ice in climatic predictability. *J. Atmos. Sci.* 39:1456-1465.
- Bisht, G., Venturini, V., Islam, S. and Jiang L. 2005. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*. 97, 52-67.
- Hargreaves, G.H., ASCE, F. and Allen, R. 2003. History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 129(1): 53-63.
- Jiang, L., & Islam, S. 2001. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*. 37(2), 329-340.
- Lambin, E. F. and Ehrlich, D. 1996. The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. *International Journal of Remote Sensing*. 17, 463-487.
- Menzel, W., Seemann, S., Li, J. and Gumley, L. 2002. MODIS Atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document. University of Wisconsin-Madison.
- Mercado, G. 2006. Estimación de la evapotranspiración de referencia utilizando información de temperatura del aire. Tesis Magíster en Ingeniería Agrícola con mención en Recursos Hídricos.
- Monteith, J.L., and Unsworth, M.H. 1990. Principles of environmental physics. Edward Arnold, London.
- Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y. and Vidal, A. 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*. 49, 246-263.
- Niemela, S. Raisanen, P and Savijarvi, H. 2001. Comparison of surface radiative flux parameterizations. Part II. Shortwave radiation. *Atmospheric Research* 58: 141-154.
- Nishida, K., Nemani, R. R., Running, S. W., & Glassy, J. M. 2003. An operational remote sensing algorithm of land evaporation. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D9), 4270.
- Norman, J. M., Anderson, M. C., Kustas, W. P., French, A. N., Mecikalski, J., Torn, R., et al. 2003. Remote sensing of surface energy fluxes at 10<sup>1</sup>-m pixel resolutions. *Water Resources Research*, 39 (8), 1221.
- Priestley, C. H. B., and R. J. Taylor. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81-92.

- Prince, S.D., Goward, S.J. 1995. Global primary production: a remote sensing approach. *Journal of Biogeography*. 22: 815-835.
- Prince, S.D., Goetz S.J., Dubayah R.O., Czajkowski K.P and Thawley M.1998. Interference of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapor pressure deficit using advanced very high-resolution radiometer satellite observations: comparison with field observations. *Journal of Hydrology*. 212-213: 230-249.
- Rivas, R., Caselles V., Valor E. y Coll C. 2004. Modelo simplificado para la estimación de la evapotranspiración a escala regional a partir de temperatura de superficie. *Medio Ambiente, Recursos y Riesgos Naturales: Análisis mediante Tecnologías SIG y Teledetección*.
- Sánchez, M., Carvacho, L. 2006. Estimación de evapotranspiración potencial, ETP, a partir de imágenes NOAA-AVHRR en la VI región del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Revista de Geografía Norte Grande*, 36, 49-60.
- Steiner, J., Howell, T. and Schneider D. 1991. Lysimetric evaluation of daily potential evapotranspiration models for grain sorghum. *Agronomy Journal*. 83, 240-247.
- Zhang, J., Liu, C., Lei, Y., Tang, Y., Yu, Q., Shen, Y. and Sun, H. 2006. An integrated algorithm for estimating regional latent heat flux and daily evapotranspiration. *International Journal of Remote Sensing*. 27: 129-152.