

## EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A ESCALA MENSUAL Y ANUAL EN ARGENTINA: APLICACIÓN EN ZONAS HÚMEDAS, SEMIÁRIDAS Y ÁRIDAS

Dora Ocampo<sup>(1,2)</sup> y Raúl Rivas<sup>(1,2)</sup>

<sup>(1)</sup> Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff” (UNCPBA – CIC – Municipalidad de Azul) Pinto 399 (B7000), Tandil, Buenos Aires, Argentina.

<sup>(2)</sup> Comisión de Investigaciones Científicas, La Plata, Buenos Aires, Argentina.  
e\_mail: dora.ocampo@rec.unicen.edu.ar

### RESUMEN

Se analizan tres métodos de estimación de la evapotranspiración (ET): Priestley y Taylor (PT), Turc (T) y Hargreaves (HG), siendo el objetivo evaluar la evapotranspiración estimada con estas metodologías en relación al método de referencia FAO 56 Penman Monteith (FAO 56 PM). La evaluación se realiza a partir de un análisis estadístico de valores de ET para estaciones ubicadas en zonas de clima húmedo, semiárido y árido de Argentina. Los resultados muestran que las fórmulas con mejor performance en la zona húmeda son las de PT y T. En cambio, en las zonas semiárida y árida la ecuación de HG logra una mejor aproximación al método FAO 56 PM. Se concluye que la metodología de HG proporciona valores confiables de ET para zonas de clima semiárido y árido a lo que se suma que dicha metodología es de sencilla aplicación y requiere como datos de entrada de la ecuación valores de temperatura máxima y mínima. Respecto a la zona de clima húmedo, la ecuación de PT y en segundo lugar la de T, presentan una mejor performance, destacando que ambas son metodologías prácticas y de menor complejidad.

**Palabras clave:** evapotranspiración, clima húmedo, semiárido y árido.

### ABSTRACT

The aim of this study is to evaluate the estimated evapotranspiration with three methods of estimating evapotranspiration (Priestley and Taylor (PT), Turc (T) and Hargreaves (HG)) in relation to the reference method FAO 56 Penman Monteith (FAO 56 PM.). The evaluation is done from statistical analysis to stations located in humid, semi-arid and arid areas in Argentina. The results show the method of HG provides reliable values of ET for areas of arid to semiarid climate and that is the fact that this methodology is easily applicable and requires as input the equation values maximum and minimum temperature. Regarding the humid zone, the equation of PT and secondly that of T, presented a better performance, both are practical methodologies and less complex.

**Keywords:** evapotranspiration, wet, semiarid and arid climate.

## INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración (ET) es un componente clave del balance hídrico y además un término de relevancia en el balance energético que se da entre la atmósfera y la tierra. De modo que constituye un tema de estudio en diferentes disciplinas como la hidrología, agronomía, meteorología y clima, entre otras.

Tanto a escala local como regional, una de las mayores limitaciones al momento de calcular la ET son los datos disponibles. En la mayoría de los casos cuanto más preciso es el método, mayores son los datos requeridos por el modelo, y más compleja la aplicación (Rivas, 2004).

En cuanto a los métodos de estimación existen desde los más sencillos, como el de Thornthwaite, hasta otros más complejos como los de Penman-Monteith o el de Blaney-Criddle (Domingo et al., 2002) pasando por otros métodos de complejidad intermedia como el método de Priestley-Taylor.

El método de Thornthwaite es reconocido como uno de los más sencillos y ha sido frecuentemente empleado para el estudio de cuencas hídricas. Sin embargo, es preciso mencionar que proporciona valores inferiores a los reales tanto en zonas áridas como semiáridas (Sánchez Martínez, 1999). Estudios recientes revelan que el método subestima considerablemente la ET, proporcionando resultados poco confiables (Trezza, 2008; Ocampo et al., 2009).

Otros estudios, realizados en 1989 por la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles (ASCE), en 1990 por Jensen et al. (1990), y en 1992 por un consorcio de institutos de investigación europeos, reportaron al método FAO 56 Penman Monteith (FAO 56 PM) como aquel que produce resultados relativamente exactos y consistentes tanto en climas áridos como en húmedos (Allen et al., 1998; Jensen et al., 1990). Estas investigaciones también han aportado tablas de valoración de los métodos de estimación de la ET para zonas de clima húmedo y árido, figurando el método FAO 56 PM en el puesto número 1 para ambos climas.

En 1998, la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) publica el manual 56 donde describe la compleja metodología que presenta la ecuación FAO 56 PM, y los procedimientos de cálculo a considerar, lo que demuestra su dificultad práctica.

En este sentido, existe la necesidad de estudiar otros métodos alternativos que sean menos complejos y que puedan ser aplicados, pero que necesitan ser estudiados bajo las condiciones locales. Al respecto, Doorenbos y Pruitt (1977) sugieren que a menudo se hace necesario aplicar fórmulas estimativas modificadas de la ET en condiciones climáticas y agronómicas muy distintas para las cuales fueron creadas. En respuesta a ello, numerosos estudios han evaluado diferentes métodos de estimación de la ET, comparando el desempeño de éstas respecto al método estándar FAO 56 PM (Ocampo et al., 2009; Trajkovic y Kolakovic, 2009; Trezza, 2008; Castañeda y Rao, 2005; Rivano y Jara, 2005).

En línea con estos trabajos, en el presente estudio se propone obtener conocimiento sobre la performance de métodos alternativos en condiciones de clima húmedo y árido de la República Argentina. El objetivo es evaluar el comportamiento de tres metodologías, Priestley-Taylor (PT), Turc (T) y Hargreaves (HG) en relación al método considerado de referencia "FAO 56 PM". Para ello se analizan las metodologías antes mencionadas en tres estaciones meteorológicas ubicadas en: una zona de clima húmedo (Azul, provincia de Buenos Aires), una zona de clima árido (Viedma, provincia de Río Negro) y una zona de clima semiárido (Santa Rosa, provincia de La Pampa).

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Datos meteorológicos

Para este estudio se utilizó información meteorológica de tres estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (Tabla 1). Estas estaciones pertenecen a la red de estaciones de la Organización Mundial de Meteorología (OMM).

La información corresponde a datos del período 2000-2009 (10 años), período que comprende registros de máximos y mínimos de las variables meteorológicas, con lo cual estos 10 años se consideran representativos de la variación observada en los últimos 100 años. Las variables consideradas son: temperatura máxima y mínima del aire, humedad relativa, nubosidad por octavos y velocidad media del viento, además de los datos de latitud (Lat), longitud (Lon) y altitud (Alt) (Tabla 1). A partir de estos datos se han derivado otros parámetros necesarios para la aplicación de las ecuaciones de ET que se detallan posteriormente.

**Tabla 1. Clima y ubicación de las estaciones utilizadas en el estudio.**

Clima	Estación	Lat (°)	Lon (°)	Alt (m)
Húmedo	Azul	-36.75	-59.83	147
Árido	Viedma	-40.85	-62.26	12
Semiárido	S. Rosa	-36.56	-64.26	190

Particularmente, el dato de nubosidad por octavos es utilizado para estimar la radiación solar (Rs). La estimación empírica de Rs puede realizarse a partir de distintos métodos, como los modelos basados en el dato de heliofanía, en la nubosidad, y en información meteorológica, por lo general a partir de la temperatura (aunque la tendencia actual es la medición de Rs con piranómetros y acceso libre al dato) (Bakirci, 2009; Almorox et al., 2008; Yang et al., 2006). Los modelos que utilizan la heliofanía o la nubosidad producen individualmente mejores estimaciones de la Rs que los basados en la amplitud térmica o su combinación con la precipitación (De la Casa et al., 2003). En el presente trabajo se utiliza un modelo que corresponde a la primera categoría, desarrollado por Angstrom en 1924 (citado en Allen et al., 1998), y se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$R_s = R_a \cdot (a + b) \cdot \frac{h}{H} \quad (1)$$

donde Ra es la radiación exatmosférica (ver en Apéndice la ecuación (A.1)), h es la heliofanía efectiva, H es la heliofanía teórica, a y b son parámetros que toman los valores 0.18 y 0.55, respectivamente (ambos adimensionales). La radiación debe estar expresada en MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>. Sin embargo, el dato de heliofanía relativa (h/H) no siempre está disponible o suele no ser publicado. Entonces puede ser estimado según el grado de nubosidad por octavos (N) a partir de la ecuación (Falasca y Forte Lay, 2003):

$$\frac{h}{H} (\pm) = 100 - 12.5 \cdot N \quad (2)$$

### Ecuaciones de ET

Para la estimación de la ET mensual se han utilizado las ecuaciones de la Tabla 2 indicando las variables requeridas para el cálculo.

En cuanto a los métodos de ET a evaluar (ecuaciones 4 a 6), se han seleccionado aquellos de sencilla aplicación y que son utilizados frecuentemente. Los métodos se pueden clasificar en (Jensen et al., 1990): métodos de radiación de Priestley y Taylor (1972) y Turc (1961); y el método térmico de Hargreaves (1985), calibrado con información medida en lisímetros (Hargreaves y Samani, 1991).

**Tabla 2. Ecuaciones de estimación de la evapotranspiración.**

Nombre y referencia	Ecuación y número	Variable
FAO Penman Monteith (Allen et al., 1998)	$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T^1 + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot u_2)}$ (3)	T <sup>1</sup> , Rs, u <sub>2</sub> , HR
Priestley- Taylor (Gash y Shuttleworth, 2007)	$ETP = \alpha \cdot \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (R_n - G)$ (4)	Rs, T
Turc (Sánchez Martínez, 1999)	$ETP = 0.4 \cdot (R_s + 50) \cdot \left( \frac{T}{T + 15} \right) \cdot \left( \frac{1 + (50 - HR)}{70} \right)$ (5)	Rs, T, HR
Hargreaves y Samani (Goyal y González Fuentes, 2007)	$ETP = 0.0023 \cdot (T + 17.78) \cdot R_a \cdot (T_{dmáx} - T_{dmin})^{0.5}$ (6)	Tdmax, Tdmin

ET<sub>0</sub> es la evapotranspiración de referencia (mm día<sup>-1</sup>), R<sub>n</sub> es la radiación neta (MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>), G es el flujo de calor en el suelo (MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup> en (3) y en mm día<sup>-1</sup> en (4) -el G es considerado igual a cero para períodos diarios o decadiarios-, T<sup>1</sup> es la temperatura media diaria del aire (°C) a 2 m de altura obtenida a partir de la ecuación (A.13) del Apéndice, T es la temperatura media (°C) diaria en (4) y del mes en (5), u<sub>2</sub> es la velocidad del viento a 2 m de altura (m s<sup>-1</sup>), e<sub>s</sub> es la presión de vapor de saturación (kPa), e<sub>a</sub> es la presión real de vapor (KPa), (e<sub>s</sub> - e<sub>a</sub>) es el déficit de presión de vapor (KPa), Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor (KPa °C<sup>-1</sup>), γ es la constante psicrométrica (KPa °C<sup>-1</sup>), 0.408 es un factor de conversión a mm día<sup>-1</sup>, 273 es un factor de conversión para expresar la temperatura en K, 900 es un coeficiente para el cultivo de referencia (kJ<sup>-1</sup> Kg K día<sup>-1</sup>), 0.34 es un coeficiente resultante de asumir una resistencia de cultivo de 70 s m<sup>-1</sup> y una resistencia aerodinámica de 208/u<sub>2</sub> para el cultivo de referencia (s m<sup>-1</sup>), ETP es la evapotranspiración potencial (mm día<sup>-1</sup>), α es el parámetro de PT que se considera de 1.26 para zonas húmedas cuando HR > 60 % y 1.74 para zonas áridas cuando HR < 60 % en el mes con evaporación máxima, 0.4 es el coeficiente de transformación para cálculo de ETP en mm mes<sup>-1</sup>, Rs es la radiación solar media diaria (cal cm<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>), HR es la humedad relativa media diaria (para condiciones de “HR > 50 %” el último factor de la ecuación (5) no se considera), 0,0023 viene dado en °C<sup>-1.5</sup>, Ra es la radiación exatmosférica medida en MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup> y convertida a mm día<sup>-1</sup> luego de multiplicarla por (2.45 MJ kg<sup>-1</sup>)<sup>-1</sup> (valor asumido de calor latente de vaporización considerando una densidad del agua de 1 g cm<sup>-3</sup>), Tdmin y Tdmax corresponden a la temperatura mínima y máxima diaria (°C) respectivamente. (En el Apéndice se detallan las ecuaciones necesarias para la estimación de los parámetros requeridos en las ecuaciones (3) a (6)).

### Análisis estadístico

Los valores de la  $ET_0$  estimada con la ecuación (3) y los obtenidos por medio de los 2 métodos de radiación y el método combinado fueron analizados a partir del tratamiento estadístico de los valores mensuales y anuales. Cada método fue comparado con el de FAO 56 PM a partir de:

- El coeficiente de correlación (r):

$$r = \frac{\left[ \sum (E - \bar{E})(O - \bar{O}) \right]}{\sqrt{\sum (E - \bar{E})^2 \sum (O - \bar{O})^2}} \quad (7)$$

- La raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE, en  $\text{mm mes}^{-1}$ ):

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum (O - E)^2}{N}} \quad (8)$$

- El error relativo (ER):

$$\text{ER} = \frac{\text{RMSE}}{\bar{O}} \quad (9)$$

(Siendo O observados, E estimados y la línea encima indica valor promedio).

- El coeficiente de regresión (b): obtenido a partir de la regresión lineal entre los valores observados y estimados.

El método a evaluar es bueno cuando el coeficiente r y b son cercanos a 1 y el RMSE y ER tomen un valor igual o cercano a 0. De esta forma se conoce en qué medida los valores observados se aproximan a los estimados (Willmott, 1982).

En conjunto, estas evaluaciones darán pie para la discusión de la performance de cada método en relación al de FAO 56 PM y para la elaboración de un ranking de métodos de estimación de ET para las diferentes condiciones climáticas.

### RESULTADOS

En la Figura 1 se observan las correlaciones mensuales de las ecuaciones propuestas en relación a la

ET de FAO 56 PM para el conjunto de datos 2000-2009.

En la Figura 1 se muestra el comportamiento de la ET mensual para cada ambiente considerado. En general, se presentan diferencias notables entre las estaciones. Se observa que las metodologías comparadas presentan una alta correlación respecto a la de FAO 56 PM, aunque el ajuste de las ecuaciones varía según la zona climática.

Para el caso de la zona húmeda, la ET de PT muestra una correlación que es prácticamente igual a la recta 1:1. Similar comportamiento presenta la ET de T, aunque se observa que para valores elevados de ET, el método muestra una leve subestimación. En cambio, la ET estimada con HG no muestra un buen ajuste, sobrestimando la ET en casos de media y alta demanda de agua desde la atmósfera, observándose que apenas sobrestima para los valores mínimos. Esta última situación se relaciona a que el método de HG tiende a sobrestimar la ET en climas húmedos (Jensen et al., 1990) y por lo tanto es necesario hacer una calibración local (Trajkovic, 2007).

En las zonas árida y semiárida, los valores de ET de PT y T, aunque logran una buena correlación, subestiman considerablemente la ET, acentuándose esta subestimación para los valores máximos de evapotranspiración y siendo más marcada para la estación de clima árido. Por otro lado, la ET de HG presenta una correlación casi igual a la recta 1:1 en la estación ubicada en la zona árida y muy cercana a ésta en la estación ubicada en la zona semiárida.

En la Tabla 3 se presentan los estadísticos para cada método y el ranking obtenido según la zona climática para los 10 años considerados (120 datos).

Al analizar los métodos, mediante los estadísticos señalados, se observa que todos presentan un coeficiente de correlación igual o superior a 0.94. Esto muestra que cada ecuación puede ser recalibrada, determinando los coeficientes empíricos de correlación para cada una. De modo que siguiendo con el planteo de Allen et al. (1998), cada ecuación evaluada puede recalibrarse utilizando el método de mínimos cuadrados para la obtención de los parámetros de la función de ajuste (Tabla 3 columna 3).

El RMSE ( $\text{mm mes}^{-1}$ ) y el ER (-) permiten conocer la precisión de cada método y el orden de posición de éstos en el ranking (columnas 5 y 6 de la Tabla 3).

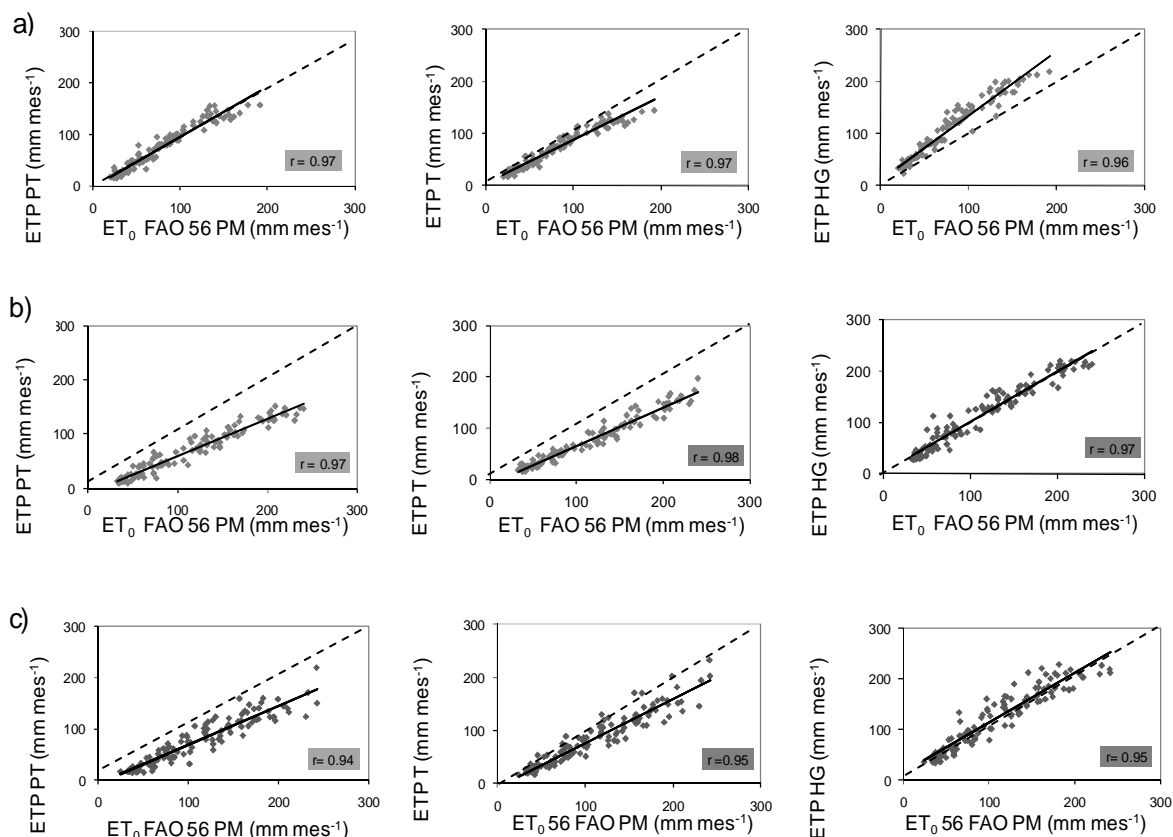


Figura 1. Correlaciones mensuales para las estaciones a) H-Azul, b) A-Viedma y c) SA-Santa Rosa (Línea punteada recta 1:1). H zona húmeda, A zona árida, y SA zona semiárida (adaptado de Ocampo y Rivas, 2010).

Tabla 3. Estadísticos y ranking de los métodos en condiciones de clima húmedo, árido y semiárido.

Ranking	Ecuación	b	r	RMSE	ER
<b>Húmedo</b>					
1	Priestley y Taylor	0.96	0.97	12	-0.10
2	Turc	0.84	0.97	13	-0.09
3	Hargreaves	1.24	0.96	33	0.40
<b>Árido</b>					
1	Hargreaves	0.97	0.97	15	-0.01
2	Turc	0.74	0.98	41	-0.36
3	Priestley y Taylor	0.69	0.97	49	-0.44
<b>Semiárido</b>					
1	Hargreaves	0.97	0.95	23	0.14
2	Turc	0.82	0.95	31	-0.25
3	Priestley y Taylor	0.76	0.94	38	-0.33

Al realizar un análisis de la ET anual para la serie de datos de las distintas estaciones, se pueden observar diferencias promedio (en %) de cada una de las metodologías en relación con la de referencia (Tabla 4). Para el caso de la estación ubicada en la zona húmeda, los métodos de PT y T alcanzan una subestimación de 10 y 12 % respectivamente, mientras que HG sobrestima significativamente la evapotranspiración (+36%).

Para la estación ubicada en la zona árida, se observa una significativa subestimación de los métodos de PT y T (superior a -25 %). En contraste, el método de HG se aproxima a los valores de ET estimados a partir de FAO 56 PM, logrando una pequeña subestimación (-2%) y una sobreestimación levemente superior en la estación ubicada en la zona de clima semiárido (+9 %).

**Tabla 4. Sobrestimación y subestimación (%) de la ET anual de los métodos evaluados vs. la ET FAO 56 PM.**

Clima	PT	T	HG
Húmedo	-10	-12	36
Árido	-39	-32	-2
Semiárido	-30	-25	9

+ sobrestima; - subestima

## CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta la evaluación de tres métodos de estimación de la evapotranspiración en relación al método estándar FAO 56 Penman Monteith. El análisis se realiza para estaciones meteorológicas ubicadas en zonas de clima húmedo, semiárido y árido de la República Argentina. Las dos primeras son continentales (región pampeana) y la última se ubica en un ambiente costero (Patagonia).

En la zona húmeda, el análisis estadístico confirma la buena performance de los métodos de Priestley y Taylor, y Turc, y la alta sobreestimación del método de Hargreaves en relación al método de referencia Penman Monteith. Se presenta un comportamiento inverso al de la zona húmeda en ambientes áridos y semiáridos, donde el método de Hargreaves permite cálculos de evapotranspiración con alta precisión, solo requiriendo como datos de entrada de la ecuación valores de temperatura máxima y mínima.

Este comportamiento de los métodos a escala mensual se ve reflejado también a escala anual. En general, los métodos alcanzan altos valores de correlación, independientemente de la zona climática. Entonces es

posible recalibrar a éstos mediante un simple análisis de regresión.

Las tres metodologías evaluadas presentan aptitudes a considerar en estudios de diferente índole, estas son menor cantidad de variables de entrada en la ecuación de cálculo y sencillez en la aplicación. De las metodologías, se destaca que el comportamiento del método de Hargreaves da pie para continuar su investigación y aplicación en el campo científico-tecnológico, sobretudo su utilidad en zonas áridas del sur argentino donde la distribución de las estaciones no es óptima. Para compensar esta deficiencia, sería conveniente montar una red de estaciones en la Patagonia, donde una estación meteorológica conectada a sensores de temperatura permita el cálculo automático del valor de la evapotranspiración a partir de la ecuación de Hargreaves.

Un análisis más detallado de los métodos debiera realizarse considerando escalas de trabajo diferentes. Por un lado, evaluar los métodos a escala diaria o decadiaria pensando en la gestión de los recursos hídricos y su incidencia sobre el manejo del riego en los cultivos. Por otro lado, analizar las potencialidades del método de Hargreaves para estimar la evapotranspiración a escala regional a partir de técnicas de teledetección.

Finalmente se recomienda una evaluación del comportamiento de los métodos en zonas de altitud superior a los 200 m y en áreas montañosas del país.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC) por los fondos otorgados para el desarrollo de esta investigación (Beca de estudio BE10).

## APÉNDICE

Ecuaciones complementarias necesarias para la aplicación de las ecuaciones (3) a (6) de la Tabla 2.

### Radiación

Radiación exatmosférica o solar extraterrestre:

$$Ra = \frac{24.60}{\pi} G_{se} \int_0^{2\pi} d\omega [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega)] \quad (A.1)$$

donde  $G_{sc}$  es la constante solar =  $0.082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ,  $dr$  es la distancia relativa tierra-sol,  $\omega_s$  es el ángulo de radiación a la puesta del sol (rad),  $\varphi$  es la latitud (rad),  $\delta$  es la declinación solar (rad).

Distancia relativa Tierra-Sol ( $dr$ ):

$$dr = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J\right) \quad (\text{A.2})$$

Donde  $J$  es el número de día juliano, entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre).

Declinación Solar ( $\delta$ ):

$$\delta = 0.409 \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot J - 1.39\right) \quad (\text{A.3})$$

Ángulo de radiación a la puesta del sol ( $\omega_s$ ):

$$\omega = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\omega) \cdot \tan(\delta)}{X^{0.5}}\right] \quad (\text{A.4})$$

donde  $X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 \cdot [\tan(\delta)]^2$  y  $X=0.00001$  si  $X \leq 0$

Conversión Latitud en radianes (rad):

$$\text{rad} = \frac{\pi}{180} \cdot (\text{gradosdecimales}) \quad (\text{A.5})$$

Conversión a Grados Decimales (en Hemisferio Sur):

$$(\text{gradosdecimales}) = \text{grad} + \left(-\frac{\text{min}}{60}\right) \quad (\text{A.6})$$

Donde, grad son los grados de latitud y min los minutos.

Radiación solar en un día despejado ( $R_{so}$ ):

$$R_{so} = (0.75 + 2.10^{-5} \cdot z) \cdot R_a \quad (\text{A.7})$$

Radiación relativa de onda corta ( $R_s/R_{so}$ )  
Radiación neta de onda corta ( $R_{ns}$ ):

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (\text{A.8})$$

Donde,  $\alpha$  es el albedo o coeficiente de reflexión del cultivo, que es 0.23 para el cultivo hipotético de refe-

rencia (adimensional). La  $R_s$  se estima a partir de la ecuación (1) o se mide con un piranómetro.

Radiación neta de onda larga ( $R_{nl}$ ):

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2} \right] \cdot (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \cdot \left( 1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (\text{A.9})$$

donde  $\sigma$  es la constante de Stefan Boltzmann ( $4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),  $T_{\max}$  es la temperatura máxima en K,  $T_{\min}$  es la temperatura mínima en K,  $e_a$  es la presión real de vapor (KPa),  $R_s/R_{so}$  es la radiación relativa de onda corta (valores  $\leq 1.0$ ).

Radiación neta ( $R_n$ ):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{A.10})$$

Donde,  $R_{ns}$  es la radiación neta de onda corta,  $R_{nl}$  es la radiación neta de onda larga.

Parámetros Atmosféricos

Presión Atmosférica (P):

$$P = 101.3 \left( \frac{293 - 0.0065 \cdot z}{293} \right) \quad (\text{A.11})$$

donde  $z$  es la elevación sobre el nivel de mar (m)

Constante psicrométrica ( $\gamma$ ):

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda} \quad (\text{A.12})$$

donde  $P$  es la presión atmosférica (KPa),  $\lambda$  es el calor latente de vaporización,  $2.45 \text{ (MJ Kg}^{-1}\text{)}$ ,  $c_p$  es el calor específico a presión constante,  $1.013 \times 10^{-3} \text{ (MJ Kg}^{-1}\text{°C)}$ ,  $\varepsilon$  es el cociente del peso molecular de vapor de agua/aire seco = 0.622.

Temperatura media (T):

$$T = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \quad (\text{A.13})$$

donde  $T_{\max}$  es la temperatura máxima,  $T_{\min}$  es la temperatura mínima.

Déficit de Presión de vapor ( $e_s - e_a$ ).

Presión de saturación de vapor a la temperatura del aire:

$$e^{\circ}(T) = 0.6108 \cdot \exp\left[\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right] \quad (\text{A.14})$$

donde  $e^{\circ}(T)$  es la presión de saturación de vapor de la temperatura del aire, T (KPa), T es la temperatura del aire.

Presión de vapor de saturación ( $e_s$ ):

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})}{2} \quad (\text{A.15})$$

Presión real de vapor ( $e_a$ ) a partir de datos de humedad relativa:

$$e_a = \frac{HR_{\text{media}}}{100} \cdot e^{\circ}(T_{\text{media}}) \quad (\text{A.16})$$

donde  $HR_{\text{media}}$  es la humedad relativa media.

Pendiente de la curva de presión de vapor ( $\Delta$ ):

$$\Delta = \frac{4098 \cdot \left[0.6108 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right)\right]}{(T + 237.3)^2} \quad (\text{A.17})$$

donde T es la temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ )

Velocidad de viento a 2 m de altura ( $u_2$ ):

$$u_2 = u_z \cdot \frac{4.87}{\ln(67.8 \cdot z - 5.42)} \quad (\text{A.18})$$

donde  $u_z$  es la velocidad del viento a z m sobre la superficie ( $\text{m s}^{-1}$ ), z es la altura de medición sobre la superficie (m).

Los pasos a seguir para la aplicación de estas ecuaciones también pueden consultarse en los trabajos de Dodds et al. (2005) y de Guevara Díaz (2006).

La Tabla A.1 muestra los factores de conversión para la radiación, necesarios en la aplicación de las ecuaciones.

Tabla A.1 Factores de conversión para la radiación

	Factor multiplicador entre diversas unidades				Evaporación equivalente
	1 MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	1 cm <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	1 cal m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	1 W m <sup>-2</sup>	1 mm día <sup>-1</sup>
1 MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	1	100	23.9	11.6	0.408
1 cal m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	4.1868 10 <sup>-2</sup>	4.1868	1	0.485	0.0171
1 W m <sup>-2</sup>	0.0864	8.64	2.06	1	0.0353
1 mm día <sup>-1</sup>	2.45	245	58.5	28.4	1

## REFERENCIAS

- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper No. 56*, FAO, Rome, Italy.
- Almorox, J.; Benito, M.; Hontoria, Ch. 2008. Estimation of global solar radiation in Venezuela. *Revista Interciencia*, 33 (4): 280-283.
- Bakirci, K. 2009. Correlation for estimation of daily global solar radiation with hours of bright sunshine in Turkey. *Energy*, 34: 485-501.
- Castañeda, L. y Rao, P. 2005. Comparison of methods for estimating reference evapotranspiration in southern California. *Journal Of Environmental Hydrology*, 13(14):1-10.
- De la casa, A.; Ovando, G. y Rodríguez, A. 2003. Estimación de la radiación solar global en la provincia de Córdoba (Argentina) y su empleo en un modelo de rendimiento potencial de papa. *RIA*, 32 (2): 45-62.
- Dodds, P.; Wayne, S. y Barton, A. 2005. A Review of Methods to Estimate Irrigated Reference Crop Evapotranspiration across Australia. *CRC for Irrigation Futures Technical Report No. 04/05*. CSIRO Land and Water. Disponible en: [www.clw.csiro.au/publications](http://www.clw.csiro.au/publications).
- Domingo, F.; Villagarcía, L. y Were, A. 2002. ¿Como se puede medir y estimar la evapotranspiración? Es-



- tado actual y evolución. *Revista Ecosistemas* 2003,12(1), disponible en: [www.aect.org/ecosistemas/031/informe1.htm](http://www.aect.org/ecosistemas/031/informe1.htm).
- Doorenbos, J. y Pruitt, W. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage*. Paper FAO 24, Rome.
- Falasca, S. y Forte Lay, J. A. 2003. Cambio en la evapotranspiración potencial de la pradera pampeana (República Argentina) inducido por un período húmedo. *Revista Geográfica del IPGH*, 34: 119-152.
- Gash, J. H. y Shuttleworth, W. J. 2007. *Evaporation: Benchmark Papers in Hydrology*. Editor: McDonnell, J. J. Chapter Estimating Evaporation, section C2: 142-185.
- Goyal, M. R. y González Fuentes, E. A. 2007. *Manejo de riego por goteo*, Goyal y Ramírez (Ed.), 3: 65-92.
- Guevara Díaz, J. M. 2006. La fórmula Penman-Monteith FAO 1998 para determinar la evapotranspiración de referencia, ETo. *Terra Nueva Etapa*, XXII, 31: 31-72.
- Jensen, M. E.; Burman, R. D. y Allen, R. G. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE, *Manuals and Reports on Engineering Practice*. N° 70, 360 pp.
- Ocampo, D.; Rivas, R. y Schirmbeck, J. 2009. Aptitud de diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración: aplicación en una zona de clima templado. Aportes de la Hidrología al conocimiento de los recursos hídricos. VI Congreso Argentino de Hidrogeología, Mariño y Schulz (Ed.), Santa Rosa, Argentina, 437-446.
- Ocampo, D. y Rivas, R. 2010. Comparación de métodos de estimación de la evapotranspiración a escala local en zonas de clima húmedo y árido. En: Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura, Tomo I, Varni M., Entraigas, I. y Vives, L. (Editores), ED. Martin, Azul, Buenos Aires, pp 303-310. ISBN 978-987-543-392-2.
- Rivano, F. y Jara, J. 2005. Estimación de la evapotranspiración de referencia en la localidad de Remehue-Osorno, X Región, *Agro Sur* 33 (2): 49-61.
- Rivas, R. 2004. Propuesta de un Modelo operativo para la estimación de la Evapotranspiración. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia. 127 pp.
- Sánchez Martínez, M. I. 1999. Estimación de Evapotranspiración a través de datos meteorológicos y de imágenes de satélite. Tesis doctoral, Universidad de Alcalá-Madrid, 1-50.
- Trajkovic, S. 2007. Hargreaves versus Penman-Monteith under humid conditions. *Journal Irrigation Drain Eng*, 133 (1): 38-42.
- Trajkovic, S. y Kolakovic, S. 2009. Evaluation of Reference Evapotranspiration Equations Under Humid Conditions. *Water Resour Manage*, 23: 3057-3067.
- Trezza, R. 2008. Estimación de evapotranspiración de referencia a nivel mensual en Venezuela. ¿Cuál método utilizar? *Bioagro* 20 (2): 89-95.
- Willmott, C. J. 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63 (11): 1309-1369.
- Yang, K.; Koike, T. y Ye, B. 2006. Improving estimation of hourly, daily, and monthly solar radiation by importing global data sets. *Agricultural and Forest Meteorological*, 137: 43-55.

Artículo recibido el 02/2011 y aprobado para su publicación el 08/2011.