

ISSN 0104-1347

# Variabilidad intra e interanual de la evapotranspiración de referencia estimada según el modelo Penman-Monteith en la localidad de Balcarce (Argentina)

## Intra and interannual variability of reference evapotranspiration estimated by the Penman-Monteith model at Balcarce (Argentine)

Andrea Inés Irigoyen<sup>1</sup>, Aída Inés Della Maggiora<sup>2</sup> y Jesús María Gardiol<sup>3</sup>

**Resumen** – Precisión en la estimación de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) es necesaria para un adecuado manejo del recurso agua. El modelo Penman-Monteith presenta buena aptitud bajo las condiciones de clima templado húmedo presentes en la localidad de Balcarce. A pesar del adecuado comportamiento de este método, a menudo, se tiene que recurrir a modelos alternativos por comprobarse datos faltantes y/o porque la estimación de las variables de entrada resulta dificultosa. Para esto, es fundamental el análisis de sensibilidad para identificar el grado de precisión requerido para la incorporación de una variable o parámetro a un modelo y, en consecuencia, donde deberá hacerse el principal esfuerzo en las mediciones o en la calibración del modelo. En este sentido el análisis de sensibilidad puede ayudar a la selección de variables predictoras que permitan obtener estimaciones precisas de  $ET_0$  en este ambiente. Se plantean como objetivos: a) caracterizar la variabilidad intra e interanual de la evapotranspiración de referencia estimada según el modelo de Penman-Monteith b) evaluar la sensibilidad relativa de la evapotranspiración de referencia a los principales componentes del modelo. Se utilizaron datos meteorológicos diarios (1971-2000) de la localidad de Balcarce, Argentina (37° 45' S, 58° 18' W, altitud 130 m). Los valores medios mensuales presentaron un patrón estacional con máximos en Enero (4,9 mm d<sup>-1</sup>) y mínimos en Julio (0,8 mm d<sup>-1</sup>). Los desvíos estándares variaron desde 0,4 a 1,2 mm d<sup>-1</sup> desde Julio a Diciembre. La contribución del término radiativo fue predominante, con valores medios del 70% desde Octubre a Marzo. El déficit de presión de vapor fue la variable que presentó mayor correlación con el término aerodinámico y con la evapotranspiración de referencia. La evapotranspiración de referencia resultó más sensible a la radiación neta ( $Sr_{Rn} = 0,89$ ) que a la velocidad del viento y al déficit de presión de vapor ( $Sr_u = Sr_{es-ea} = 0,36$ ). Los coeficientes de sensibilidad presentaron un comportamiento estacional asociado a la contribución relativa de los términos radiativo y aerodinámico a la evapotranspiración de referencia.

**Palabras Clave:** análisis de sensibilidad, radiación neta, déficit de presión de vapor, velocidad del viento, término radiativo, término aerodinámico.

**Abstract** – Accurate evapotranspiration estimation is required for water resources planning. In a humid temperate environment as in Balcarce, Argentine the Penman-Monteith model presents good performance. However, its use sometimes is not possible due to missing data or to difficulties to estimate its variables, leading to the use of empirical methods. For this reason, a sensitivity analysis to identify the degree of accuracy required for a variable to be incorporated

<sup>1</sup> Ing. Agr., M. Sci. en Prod. Vegetal, Unidad Integrada: Fac. Cs. Agrarias UNMdP-EEA INTA, Balcarce 7620 CC 276, Argentina. E-Mail: airigoyen@balcarce.inta.gov.ar

<sup>2</sup> Ing. Agr., M. Sci. en Prod. Vegetal, Unidad Integrada: Fac. Cs. Agrarias UNMdP-EEA INTA, Balcarce 7620 CC 276, Argentina. E-Mail: adellamaggiora@balcarce.inta.gov.ar

<sup>3</sup> Lic. en Cs. Meteorológicas, Dr. en Cs. Meteorológicas, Depto. de Ciencias de la Atmósfera. Fac. Cs. Exactas y Naturales UBA, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina. E-mail: gardiol@at.fcen.uba.ar

into a model can help to select it in order to achieve accurate evapotranspiration estimates. The objectives of this paper were: a) to evaluate the intra and interannual variability of reference evapotranspiration estimated by the Penman-Monteith model at Balcarce, Argentina (37° 45' lat. S y 58° 18' long. W, altitude 130 m), and b) to evaluate the relative sensitivity of the reference evapotranspiration to the main variables of Penman-Monteith model. Monthly mean values showed seasonal pattern with maximum occurring in January (4.9 mm d<sup>-1</sup>) and minimum in July (0.8 mm d<sup>-1</sup>). Contribution of radiation term was predominant, with mean values of 70% from October to March. Vapour pressure deficit was the variable with best correlation with aerodynamic term and total evapotranspiration. Reference evapotranspiration was more sensitive to net radiation ( $Sr_{Rn} = 0.89$ ) than to the components of aerodynamic term, namely wind velocity and vapor pressure deficit ( $Sr_u = Sr_{es-ca} = 0.36$ ). Sensitivity coefficients exhibited seasonal behavior associated to relative contribution of radiation and aerodynamic term.

**Key words:** sensitivity analysis, net radiation, air vapour pressure deficit, wind velocity, radiation term, aerodynamic term.

## Introducción

La evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) es una medida del potencial evaporativo de la atmósfera y es un componente básico dentro del ciclo hidrológico. Su conocimiento es de gran importancia para la determinación del requerimiento de agua de los cultivos, el diseño y manejo de sistemas de riego, la simulación del rendimiento de los cultivos y estudios hidrológicos, entre otras aplicaciones.

La  $ET_0$  depende de la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad del aire y la velocidad del viento, debido a que estos elementos del clima varían en el tiempo, es posible encontrar amplias variaciones de  $ET_0$  en un determinado lugar. Por lo tanto la descripción del patrón estacional e interanual de la  $ET_0$  asociado a las variables determinantes, resulta de gran utilidad para la planificación del uso de agua.

El modelo de Penman-Monteith es una aproximación semiempírica que emplea las variables meteorológicas determinantes del proceso de evapotranspiración como predictoras y se ha postulado como método estándar de estimación de la  $ET_0$  (ALLEN et al., 1998). La principal ventaja de este modelo es la consideración de la física del proceso, que proporciona una estimación precisa en un amplio rango de ambientes. No obstante, su aplicación puede resultar limitada debido a la elevada demanda de información meteorológica, no siempre disponible en la cantidad y la calidad requerida. La temperatura del aire está fácilmente disponible en la mayoría de las estaciones meteorológicas, mientras que las demás variables

presentan una densidad de observación considerablemente menor y a menudo son poco confiables (DROOGERS y ALLEN, 2002). Esta dificultad conduce a la búsqueda de modelos más simples de  $ET_0$ , que involucren pocas variables de entrada. La selección de la variable predictora debe contemplar una alta correlación con la variable respuesta y una baja sensibilidad relativa, es decir que el cambio relativo que produce la variable independiente sobre el resultado del modelo resulte pequeño.

McCUEN (1973) define la sensibilidad como la tasa de cambio de un factor con respecto a otro factor, y propone dos métodos de cálculo de la sensibilidad de un modelo a los parámetros y a las variables de entrada. Uno de los métodos involucra el cálculo de las derivadas parciales de la relación explícita del modelo respecto a las variables de entrada individuales y los parámetros, representando así la sensibilidad absoluta del modelo a los factores individuales. Estos valores de sensibilidad no resultan apropiados para la comparación entre factores y entonces, el autor define la sensibilidad relativa que permite expresar el cambio relativo que produce una variable sobre el resultado del modelo. El segundo método denominado perturbación del factor consiste en generar incrementos y decrementos de los factores individuales y determinar el cambio resultante sobre la salida del modelo.

BEVEN (1979) señala que el objetivo fundamental del análisis de sensibilidad es identificar el grado de precisión requerido para la incorporación de una variable o parámetro a un modelo y en consecuencia donde deberá hacerse el

principal esfuerzo en las mediciones o en la calibración del modelo. Las variables de entrada con mayor sensibilidad relativa requieren mayor precisión en su medición para obtener estimaciones precisas de  $ET_0$ . Según SALTELLI (2002) el análisis de sensibilidad puede considerarse como prerrequisito para la construcción de modelos.

La literatura generalmente no centra su atención en los errores de estimación de la  $ET_0$  debidos a los errores de medición de los componentes del modelo. LEY et al., (1994a, 1994b) describen el origen y la magnitud de los errores de medición de los elementos meteorológicos, tanto en estaciones automáticas como convencionales, donde a los errores producidos por los instrumentos se adicionan los errores del observador. El efecto de los errores de medición de los componentes sobre la estimación de la evapotranspiración puede ser evaluado a través del análisis de sensibilidad que permite, además, la clasificación de los componentes del modelo de acuerdo al orden de importancia relativa (MELLO, 1998). No obstante la escasa literatura respecto a los análisis de sensibilidad, en general la radiación aparece como el componente al que la evapotranspiración de referencia es sensible en mayor grado (BEVEN, 1979, MELLO, 1998 y HUPET y VANCLOOSTER, 2001). De acuerdo a MELLO (1998), la sensibilidad del modelo Penman-Monteith a la radiación solar (medida o estimada) es mayor que la sensibilidad a la radiación neta.

El desempeño del método de Penman-Monteith para las condiciones climáticas de Balcarce ha sido evaluado por DELLA MAGGIORA et al. (1997), mostrando buena aptitud cuando se empleó como patrón la evapotranspiración de referencia medida sobre un cultivo de festuca (*Festuca arundinacea*). A pesar del adecuado comportamiento de este método, a menudo, se tiene que recurrir a modelos alternativos por comprobarse datos faltantes y/o porque la estimación de las variables de entrada resulta dificultosa. En este sentido el análisis de sensibilidad puede ayudar a la selección de variables predictoras que permitan obtener estimaciones precisas de  $ET_0$  en este ambiente.

Basándose en los antecedentes expuestos se propone en el presente trabajo a) caracterizar la variación intra e interanual de la evapotranspiración de referencia estimada según el modelo Penman-

Monteith en la localidad de Balcarce b) evaluar la sensibilidad relativa de la evapotranspiración de referencia a los componentes no paramétricos del modelo Penman-Monteith.

## Materiales y Metodo

Se calculó la evapotranspiración de referencia según el modelo de Penman-Monteith ( $ET_{OPM}$ ), de acuerdo a ALLEN et al. (1994, 1998) a partir de datos diarios de temperatura máxima, temperatura mínima, humedad relativa máxima, humedad relativa mínima, viento y heliofanía relativa registrados en la estación meteorológica de la Estación Experimental Agropecuaria INTA Balcarce durante el período 1971-2000. El clima del lugar es mesotermal subhúmedo-húmedo con nula o pequeña deficiencia (C2B'2ra') de acuerdo a la clasificación de Thornthwaite (1948) y templado húmedo sin estación seca (Cfb) de acuerdo a la clasificación de Koeppen. La temperatura media anual es de 13,8 °C, siendo la temperatura media del mes más frío (Julio) de 7,5 °C y la del mes más cálido (Enero) de 20,3 °C en la serie histórica 1971-2000. El régimen pluviométrico presenta tres estaciones, lluviosa (Octubre a Marzo), moderadamente lluviosa (Abril, Mayo, Septiembre) y poco lluviosa (Junio a Agosto), con un total anual de 950 mm correspondiente a la mediana de la serie 1971-2000.

La expresión empleada para el cálculo de la  $ET_{OPM}$  es:

$$ET_{OPM} = \frac{0,408 \delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u (e_s - e_a)}{\delta + \gamma (1 + 0,34 u)} \quad (1)$$

donde  $R_n$  es la radiación neta ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ),  $G$  es el flujo de calor en el suelo ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ),  $T$  es la temperatura del aire a 2 m de altura (°C),  $u$  es la velocidad del viento a 2 m de altura ( $m s^{-1}$ ),  $e_s$  es la presión de vapor a saturación (kPa),  $e_a$  representa la presión de vapor real (kPa),  $d$  es la pendiente del déficit de presión de vapor en función de la temperatura ( $kPa ^\circ C^{-1}$ ) y  $\gamma$  es la constante psicrométrica ( $kPa ^\circ C^{-1}$ ).

La radiación neta se estimó según:

$$R_n = R_{n_{OC}} + R_{n_{OL}} \quad (2)$$

donde  $Rn_{OC}$  es la radiación neta de onda corta y  $Rn_{OL}$  es la radiación neta de onda larga,

$$Rn_{OC} = R_s (1-a) \quad (3)$$

donde  $R_s$  es la radiación solar ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ) y  $a$  es el albedo con valor de 0,23

$$R_s = RTA (0,25 + 0,50 \text{ hr}) \quad (4)$$

donde  $RTA$  es la radiación teórica astronómica ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ), estimada a partir del día juliano y la latitud, y  $hr$  es la heliofanía relativa.

$$Rn_{OL} = -2,45 \cdot 10^{-9} (0,9 \text{ hr} + 0,1) (0,34 - 0,14 \text{ "ea}) \\ ((T_{\text{máx}} + 273) + (T_{\text{mín}} + 273)) \quad (5)$$

El flujo de calor en el suelo ( $G$ ) se estimó según:

$$G = 0,38 (T_i - T_{i-1}) \quad (6)$$

donde  $T_i$  es la temperatura media diaria y  $T_{i-1}$  es la temperatura media diaria del día precedente.

El déficit de presión de vapor ( $es - ea$ ) fue calculado a partir de la humedad relativa media y la temperatura media según:

$$es - ea = es_T - (1 - 0,01HR) \quad (7)$$

siendo  $HR$  la humedad relativa media diaria, obtenida a partir de la humedad relativa máxima y mínima, y  $es_T$  la presión de vapor saturada a la temperatura media diaria ( $T$ ), expresada como:

$$es_T = 0,611 \exp \left( \frac{17,27 T}{T + 237,3} \right) \quad (8)$$

donde  $T$  es calculada a partir de las temperaturas máxima ( $T_{\text{máx}}$ ) y mínima ( $T_{\text{mín}}$ ) diarias.

Se calcularon los estadísticos descriptivos media, mediana, desvío estándar, cuartiles, valor máximo, valor mínimo, sesgo y curtosis de la evapotranspiración de referencia ( $ET_{OPM}$ ), de los términos radiativo ( $ET_{OPM \text{ rad}}$ ) y aerodinámico

( $ET_{OPM \text{ aerod}}$ ) y de las variables determinantes ( $Rn$ ,  $T$ ,  $u$  y  $es - ea$ ) discriminados mensualmente.

Los términos del modelo fueron calculados según,

$$ET_{OPM \text{ rad}} = \frac{0,408 \delta (Rn - G)}{\delta + \gamma(1 + 0,34 u)} \quad (9)$$

$$ET_{OPM \text{ aerod}} = \frac{\gamma \frac{900}{T + 273} u (es - ea)}{\delta + \gamma(1 + 0,34 u)} \quad (10)$$

Se evaluó la normalidad de la evapotranspiración de referencia ( $ET_{OPM}$ ), de los términos radiativo ( $ET_{OPM \text{ rad}}$ ) y aerodinámico ( $ET_{OPM \text{ aerod}}$ ) a través de la prueba de Shapiro-Wilk.

Se describió la variabilidad intra e interanual de la contribución del término radiativo ( $ET_{OPM \text{ rad}}$ ) a la evapotranspiración de referencia ( $ET_{OPM}$ ) representado por el cociente  $ET_{OPM \text{ rad}}/ET_{OPM}$  a través de los descriptivos básicos media, mediana, desvío estándar, cuartiles, valor máximo y mínimo, discriminados mensualmente.

El grado de asociación entre  $ET_{OPM}$ ,  $ET_{OPM \text{ rad}}$ ,  $ET_{OPM \text{ aerod}}$  y las variables determinantes fue analizado a través del coeficiente de correlación de Pearson.

Se calcularon los índices de sensibilidad relativa ( $Sr$ ) diarios para las variables no paramétricas radiación neta ( $Rn$ ), déficit de presión de vapor ( $es - ea$ ) y velocidad del viento ( $u$ ), según McCUEN (1973):

$$Sr_{Rn} = \left( \frac{\partial ET_{OPM}}{\partial Rn} \right) \frac{Rn}{ET_{OPM}} \quad (11)$$

siendo

$$\left( \frac{\partial ET_{OPM}}{\partial Rn} \right) = \frac{\delta}{\delta + \gamma(1 + 0,34 u)} \quad (12)$$

$$Sr_{es - ea} = \left( \frac{\partial ET_{OPM}}{\partial es - ea} \right) \frac{es - ea}{ET_{OPM}} \quad (13)$$

siendo

$$\left(\frac{\partial ET_{OPM}}{\partial es - ea}\right) = \left(900 \frac{\gamma u}{(\delta + \gamma(1 + 0,34u))(T + 273)}\right) \quad (14)$$

$$Sr_u = \left(\frac{\partial ET_{OPM}}{\partial u}\right) \frac{u}{ET_{OPM}} \quad (15)$$

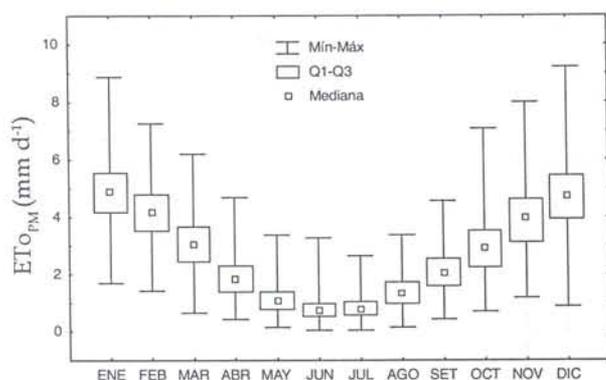
siendo

$$\left(\frac{\partial ET_{OPM}}{\partial u}\right) = \left(900 \frac{\gamma es - ea}{(\delta + \gamma(1 + 0,34u))(T + 273)}\right) \quad (16)$$

Se excluyeron del cálculo aquellos días en que alguna de las variables era equivalente a cero. Se calcularon los estadísticos media, desvío estándar y coeficiente de variación (CV) de los índices  $Sr_{Rn}$ ,  $Sr_{es-ea}$  y  $Sr_u$ , clasificados mensualmente.

## Resultados y Discusión

La evapotranspiración de referencia ( $ET_{OPM}$ ) en la localidad de Balcarce presenta un patrón estacional con valor medio mensual máximo en el mes de Enero (4,9 mm d<sup>-1</sup>) y mínimo en Junio (0,8 mm d<sup>-1</sup>). Los desvíos estándares varían desde 0,4 a 1,2 mm d<sup>-1</sup> desde Julio a Diciembre. El valor medio mensual de la serie no se diferencia de la mediana desde Enero a Diciembre. Durante los meses estivales ocurren valores extremos superiores a los 8 mm d<sup>-1</sup>. Los meses de Junio y Julio presentan valores mínimos muy próximos a cero (Figura 1).



**Figura 1.** Estadísticos descriptivos de valores diarios de evapotranspiración de referencia  $ET_{OPM}$  clasificados por mes (Máx: valor máximo de la serie; Mín: valor mínimo de la serie; Q3: Cuartil 3; Q1: Cuartil 1).

En la mayoría de los meses, los valores de  $ET_{OPM}$  no siguen una distribución normal, (a pesar de la semejanza de los parámetros de tendencia central ya mencionados), con excepción de los meses de Febrero, Marzo y Diciembre (Tabla 1). La distribución de frecuencias en los meses de invierno es sesgada a derecha, a su vez marcadamente leptocúrtica en Junio y Julio. Debido a la falta de normalidad en la mayoría de los meses, no es posible emplear los parámetros media y desvío para determinar la probabilidad de ocurrencia. Considerando la distribución real de frecuencias (Tabla 2), durante los meses de alta demanda atmosférica alrededor del 13% de los valores superan los 6 mm d<sup>-1</sup>. Desde Noviembre a Febrero, el intervalo con mayor frecuencia es el comprendido entre 4 y 4,9 mm d<sup>-1</sup>. Durante los meses de Junio y Julio, más del 70% de los valores de  $ET_{OPM}$  corresponden al intervalo inferior a 1 mm d<sup>-1</sup> y alrededor del 20% de los mismos por debajo de 0,5 mmd<sup>-1</sup>.

El análisis desagregado de los términos radiativo y aerodinámico contribuye a explicar el patrón estacional de la  $ET_{OPM}$  en relación con la estacionalidad de las variables determinantes. La contribución del término radiativo a la evapotranspiración de referencia ( $ET_{OPM,rad}/ET_{OPM}$ )

**Tabla 1.** Parámetros de evaluación de la normalidad de valores diarios de la evapotranspiración de referencia  $ET_{OPM}$  clasificados por mes. Coeficiente W del test Shapiro-Wilk, valor p de probabilidad, sesgo y curtosis.

Mes	n	W	p	Sesgo	Curtosis
ENE	913	0,98	0,000018	0,10	0,64
FEB	833	0,98	0,118228	-0,03	0,00
MAR	904	0,98	0,202728	0,12	-0,17
ABR	892	0,97	< 10 <sup>-8</sup>	0,48	0,15
MAY	916	0,96	< 10 <sup>-8</sup>	0,70	0,73
JUN	884	0,92	< 10 <sup>-8</sup>	1,39	4,42
JUL	917	0,95	< 10 <sup>-8</sup>	0,83	1,15
AGO	911	0,96	< 10 <sup>-8</sup>	0,60	0,22
SET	887	0,98	0,000014	0,32	-0,12
OCT	905	0,98	0,034913	0,20	0,41
NOV	879	0,98	0,000424	-0,05	-0,26
DIC	906	0,99	0,369822	-0,02	0,37

**Tabla 2.** Frecuencia relativa de valores diarios de  $ET_{OPM}$  clasificados por mes.

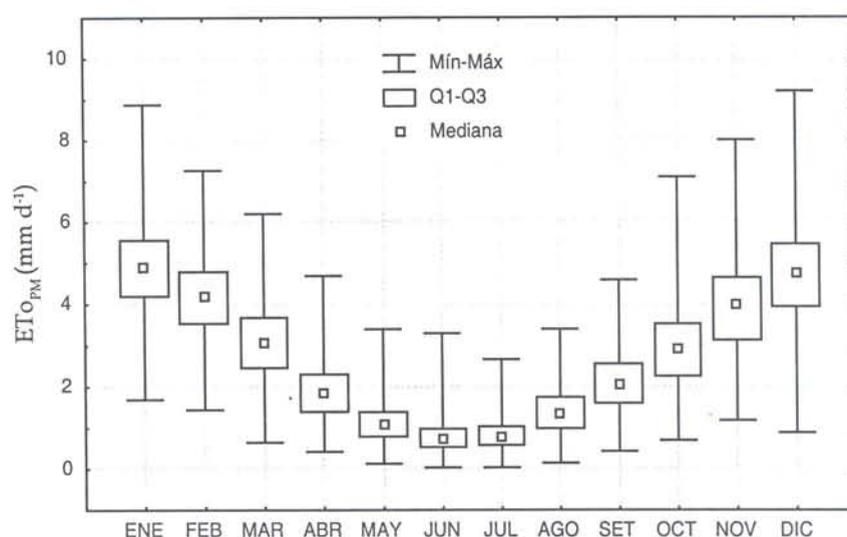
Intervalo(mm d <sup>-1</sup> )	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
$0 \leq x < 1$	0,0	0,0	0,4	8,6	44,2	77,7	70,2	26,6	4,7	0,9	0,0	0,1
$1 \leq x < 2$	0,2	0,8	11,6	50,3	50,5	21,5	28,9	60,6	41,5	16,8	6,7	1,4
$2 \leq x < 3$	6,1	12,5	34,2	35,2	5,0	0,7	0,9	12,1	42,2	36,2	15,6	8,2
$3 \leq x < 4$	14,2	28,3	38,4	5,6	0,2	0,1	0,0	0,8	10,8	36,1	28,1	16,9
$4 \leq x < 5$	33,6	40,0	13,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	8,5	35,3	34,8
$5 \leq x < 6$	32,6	16,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	11,3	26,9
$6 \leq x < 7$	10,2	2,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,8	9,2
$7 \leq x < 8$	1,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	1,9
$8 \leq x < 9$	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,6
$9 \leq x < 10$	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1

es predominante, alcanzando un valor medio anual de 0,64 (Figura 2). Desde Octubre a Marzo más de 70% de la  $ET_{OPM}$  está representada por el término  $ET_{OPM\ rad}$  y aunque esta proporción disminuye durante los meses invernales mantiene valores en el rango de 50 a 60%. Los coeficientes de variación de mayor magnitud se alcanzan desde Mayo a Agosto, cuando la contribución del término  $ET_{OPM\ rad}$  varía entre cero y uno.

La amplitud media anual de la relación  $ET_{OPM\ rad}/ET_{OPM}$  es igual a 0,24, representando una amplitud

relativa de 0,37 de la onda que describe la variabilidad intranual. Los valores medios mensuales no se diferencian de las medianas correspondientes.

El término radiativo ( $ET_{OPM\ rad}$ ) presenta un valor medio anual igual a 1,7  $\text{mmd}^{-1}$ , exhibiendo un patrón estacional en correspondencia con el comportamiento de la radiación neta (Rn) y la temperatura media (T), variables responsables de la energía necesaria para evaporar (Figura 3). Las variables T y Rn describen una onda anual con una



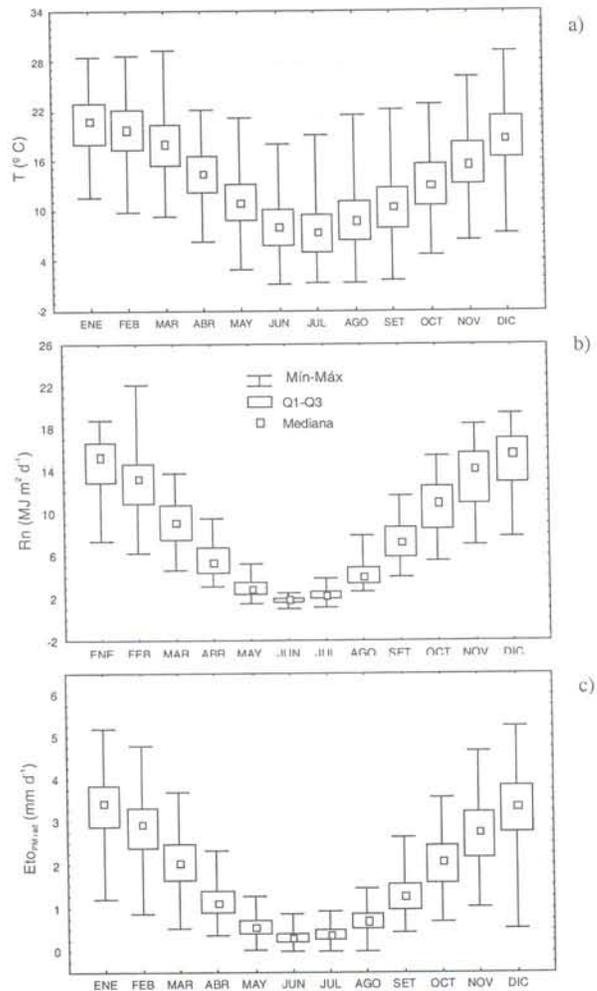
**Figura 2.** Estadísticos descriptivos de valores diarios de la contribución relativa del término radiativo ( $ET_{OPM\ rad}$ ) a la  $ET_{OPM}$  clasificados por mes. (Máx: valor máximo de la serie; Mín: valor mínimo de la serie; Q3: Cuartil 3; Q1: Cuartil 1).

amplitud relativa en los valores medios mensuales de 0,97 y 1,90, respectivamente. Los valores medios mensuales  $ET_{PM\ rad}$  exhiben sus máximos en Diciembre y Enero (superiores a  $3\text{ mmd}^{-1}$ ) y los mínimos en Junio y Julio (inferiores a  $0,5\text{ mmd}^{-1}$ ). La amplitud media anual es igual a  $3,1\text{ mmd}^{-1}$  y representa una amplitud relativa igual a 1,8 alrededor del valor medio. Los mayores desvíos con respecto a los valores medios se registran en los meses estivales promediando los  $0,7\text{ mmd}^{-1}$ , pero representando los coeficientes de variación de menor magnitud. Junio es el mes con mayor coeficiente de variación en el término  $ET_{PM\ rad}$ , equivalente a 50%, mientras que los meses restantes presentan valores en el rango de 20 a 33%.

El término radiativo presenta valores mínimos muy próximos a cero en los meses de invierno, relacionados con los valores mínimos de  $R_n$  en el rango de  $1\text{ a }2,7\text{ MJ m}^{-2}\text{ d}^{-1}$  entre Mayo y Agosto. Desde Abril a Agosto, el cuartil inferior (Q1) es menor a  $1\text{ mmd}^{-1}$  e incluso el cuartil superior (Q3) se ubica por debajo de ese valor, desde Mayo a Agosto. El valor medio mensual presenta semejanza con la mediana, con diferencias máximas que no superan el 10%, en algunos meses del semestre cálido.

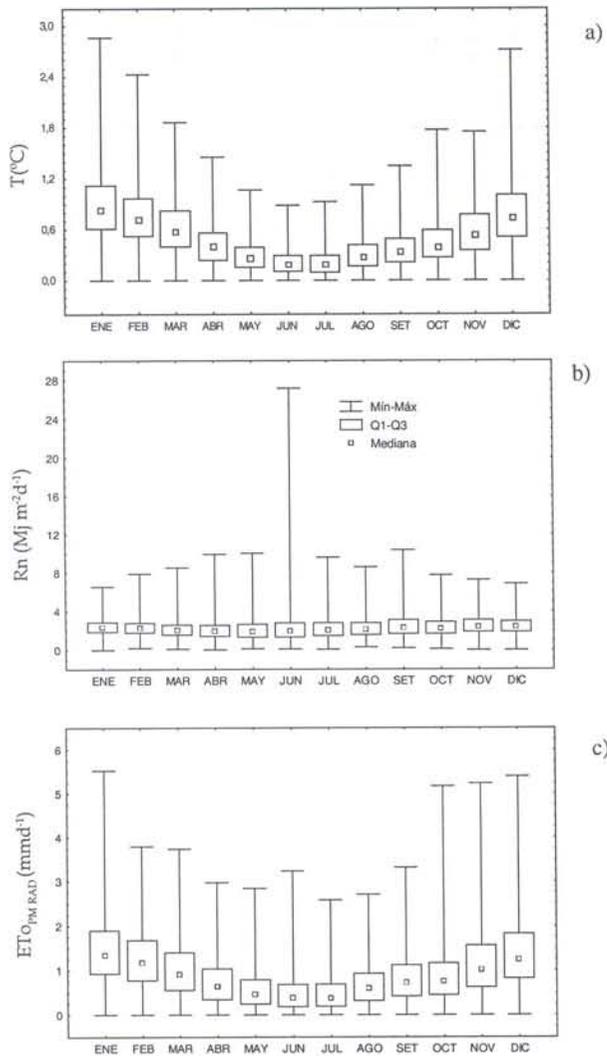
El término aerodinámico ( $ET_{PM\ aerod}$ ) también presenta un patrón estacional con valores mínimos durante los meses de invierno. No obstante este patrón resulta menos marcado que el correspondiente al término radiativo, ya que alcanza una amplitud media anual igual a  $1\text{ mmd}^{-1}$  sobre un valor medio de  $0,9\text{ mmd}^{-1}$ . El déficit de presión de vapor acompaña principalmente esta onda anual, ya que presenta una amplitud relativa al valor medio equivalente a 0,42 y equivale a dos veces la amplitud relativa exhibida por la velocidad del viento (Figura 4). La velocidad del viento alcanza extremos absolutos en el mes de Junio, correspondientes a dos días consecutivos en el año 1972, en los cuales se registran valores de  $27\text{ y }19\text{ ms}^{-1}$ . Se calcularon los estadísticos descriptivos con y sin estos valores extremos, no observándose una modificación significativa en la magnitud del valor medio y desvío estándar en el correspondiente mes. El patrón estacional mantiene su forma no manifestando efecto debido a dichos extremos.

El término  $ET_{PM\ aerod}$  presenta los desvíos estándares de mayor magnitud en los meses



**Figura 3.** Estadísticos descriptivos de valores diarios de a) temperatura del aire b) radiación neta y c) término radiativo ( $ET_{PM\ rad}$ ) de la  $ET_{OPM}$  clasificados por mes. (Máx: valor máximo de la serie; Mín: valor mínimo de la serie; Q3: Cuartil 3; Q1: Cuartil 1).

estivales, promediando los  $0,9\text{ mmd}^{-1}$ . No obstante los mayores coeficientes de variación, equivalentes a 80%, se alcanzan en los meses de Junio y Julio. Los coeficientes de variación de  $ET_{PM\ aerod}$  superan a los correspondientes a  $ET_{PM\ rad}$  en todos los meses. El valor mínimo mensual de  $ET_{PM\ aerod}$  es igual a 0 y el cuartil inferior (Q1) menor a  $1\text{ mmd}^{-1}$  en todos los meses del año. Asimismo, el cuartil superior (Q3) se ubica por debajo de  $1\text{ mmd}^{-1}$  desde Mayo a Agosto, del mismo modo que sucede con  $ET_{OPM\ rad}$ . El valor medio mensual es superior a la mediana en todos los meses, alcanzando diferencias superiores al 20% en los meses de invierno. Estas diferencias



**Figura 4.** Estadísticos descriptivos de valores diarios de a) déficit de presión de vapor b) velocidad del viento y c) término aerodinámico ( $ET_{PM\ aerod}$ ) de la  $ET_{PM}$  clasificados por mes. (Máx: valor máximo de la serie; Mín: valor mínimo de la serie; Q3: Cuartil 3; Q1: Cuartil 1).

están caracterizadas por valores extremos en condiciones de alta velocidad de viento y/o relativamente alto déficit de presión de vapor que sesgan la distribución. El 60% de los valores de velocidad del viento registrados en Junio se encuentran por debajo del valor medio y menos del 50% de los valores de déficit de presión de vapor registrados en Julio se encuentran por encima del valor medio. Aunque estos índices sólo pueden señalar alguna tendencia, una explicación más concreta puede alcanzarse a través de la correlación existente entre las variables.

El grado de asociación de la  $ET_{PM}$  y los términos  $ET_{PM\ rad}$ ,  $ET_{PM\ aerod}$  con las variables determinantes evaluado a través de los coeficientes de correlación simples está presentado en la Tabla 3. El déficit de presión de vapor ( $es-ea$ ) se correlaciona adecuadamente con  $ET_{PM\ aerod}$  y con  $ET_{PM}$  en todos los meses. La radiación neta ( $Rn$ ) alcanza valores similares de asociación con  $ET_{PM}$  sólo en los meses estivales. La asociación entre  $T$  y  $ET_{PM}$  es baja e incluso no significativa en algunos meses de invierno. Además mantiene una baja asociación con  $ET_{PM\ rad}$  a pesar de ser una variable de entrada explícita para el cálculo de este término.

En la Tabla 4 se presentan coeficientes de sensibilidad medios de  $ET_{PM}$  a las variables  $Rn$ ,  $u$  y  $es-ea$  obtenidos localmente y citados por la literatura. La estimación de  $ET_{PM}$  en Balcarce resulta más sensible a la radiación neta que a los componentes velocidad del viento y déficit de presión de vapor. El valor de  $Sr_{Rn}$  (0,89) significa que por cada 10 % de cambio en la radiación neta se registrará casi 9 % de cambio en la  $ET_{OPM}$ . Alta sensibilidad a la radiación también ha sido reportada por BEVEN (1979), MELLO (1998) y HUPET y VANCLOOSTER (2001), aunque en algunos de estos casos el efecto de la radiación está evaluado a través de la radiación solar.

La sensibilidad media de la  $ET_{PM}$  al déficit de presión de vapor no difiere de la correspondiente a la velocidad del viento ( $Sr_{es-ea} = Sr_u = 0,36$ ), significando que por cada 10 % de cambio en estas variables de entrada, se registrará casi 4% de cambio en la  $ET_{OPM}$ . El hecho de no presentar diferencias en la de sensibilidad a estas variables se explica porque ambas ocupan un lugar semejante en el término aerodinámico del modelo, aunque no sean exactamente iguales en los valores diarios, debido a que el término aerodinámico contiene la resistencia aerodinámica, variable paramétrica que es función de la velocidad del viento. Los rangos de  $Sr_{es-ea}$  obtenidos por LYRA et al. (2004) y MELLO (1998) se corresponden con distintos métodos de cálculo del déficit de presión de vapor. El  $Sr_{es-ea}$  obtenido localmente coincide con el reportado por LYRA et al. (2004), empleando el mismo método de cálculo del déficit de presión de vapor.

Los coeficientes de sensibilidad determinados presentan un patrón estacional (Figura 5),

**Tabla 3.** Coeficientes de correlación simple (Pearson) entre valores diarios de  $ET_{0,PM}$ , de  $ET_{0,PM,rad}$ ,  $ET_{0,PM,aerod}$  y las variables determinantes radiación neta ( $R_n$ ), déficit de presión de vapor ( $e_s - e_a$ ) y velocidad del viento ( $u$ ), clasificados por mes.

Mes	Término	$R_n$	T	$e_s - e_a$	U
ENE	$ET_{0,PM,rad}$	0,85	0,25		
	$ET_{0,PM,aerod}$			0,80	0,66
FEB	$ET_{0,PM}$	0,73	0,36	0,80	0,29
	$ET_{0,PM,rad}$	0,88	0,22		
MAR	$ET_{0,PM,aerod}$			0,78	0,59
	$ET_{0,PM}$	0,74	0,32	0,72	0,21
ABR	$ET_{0,PM,rad}$	0,88	0,31		
	$ET_{0,PM,aerod}$			0,81	0,58
MAY	$ET_{0,PM}$	0,75	0,45	0,78	0,27
	$ET_{0,PM,rad}$	0,82	0,20		
JUN	$ET_{0,PM,aerod}$			0,81	0,48
	$ET_{0,PM}$	0,72	0,26	0,80	0,23
JUL	$ET_{0,PM,rad}$	0,61	0,17		
	$ET_{0,PM,aerod}$			0,81	0,52
AGO	$ET_{0,PM}$	0,43	0,15	0,82	0,34
	$ET_{0,PM,rad}$	0,28	NS		
SET	$ET_{0,PM,aerod}$			0,80	0,51
	$ET_{0,PM}$	NS	NS	0,76	0,43
OCT	$ET_{0,PM,rad}$	0,43	NS		
	$ET_{0,PM,aerod}$			0,83	0,43
NOV	$ET_{0,PM}$	NS	NS	0,79	0,30
	$ET_{0,PM,rad}$	0,69	0,15		
DIC	$ET_{0,PM,aerod}$			0,83	0,50
	$ET_{0,PM}$	0,56	0,28	0,82	0,33
ENE	$ET_{0,PM,rad}$	0,83	0,28		
	$ET_{0,PM,aerod}$			0,84	0,47
FEB	$ET_{0,PM}$	0,67	0,39	0,84	0,20
	$ET_{0,PM,rad}$	0,85	0,37		
MAR	$ET_{0,PM,aerod}$			0,79	0,51
	$ET_{0,PM}$	0,78	0,40	0,82	0,12
ABR	$ET_{0,PM,rad}$	0,87	0,35		
	$ET_{0,PM,aerod}$			0,83	0,57
MAY	$ET_{0,PM}$	0,79	0,44	0,84	0,22
	$ET_{0,PM,rad}$	0,87	0,33		
JUN	$ET_{0,PM,aerod}$			0,80	0,60
	$ET_{0,PM}$	0,74	0,42	0,81	0,20

concordando con los resultados obtenidos por BEVEN (1979) y HUPET y VANCLOOSTER (2001), aún cuando estos autores describen este tipo de variabilidad en un período de tiempo inferior al año. La disminución del coeficiente  $Sr_{R_n}$ , acompañada de un incremento en los coeficientes de sensibilidad al viento y al déficit de presión de vapor en los meses de invierno, se explica por la disminución de la contribución del término radiativo

en favor del término aerodinámico, tal como puede apreciarse en la Figura 2. El valor medio de  $Sr_{R_n}$  en el mes de Junio equivalente a 0,64, aún es mayor que los correspondientes  $Sr_{e_s - e_a}$  y  $Sr_u$ . Si bien el valor medio mensual de la relación  $ET_{0,PM,rad} / ET_{0,PM}$  de este mes constituye el valor mínimo en la onda anual equivalente a 0,52, permanece señalando al término radiativo como dominante. Estas relaciones también concuerdan con los datos reportados por BEVEN (1979) y HUPET Y VAN CLOOSTER (2001).

El nivel de asociación entre el patrón estacional exhibido por los coeficientes de sensibilidad y la contribución relativa de los términos radiativo y aerodinámico a la evapotranspiración de referencia se puede abordar a través de la relación entre la amplitud media anual de los coeficientes  $Sr_{e_s - e_a}$  y  $Sr_u$  (0,26) y la amplitud media anual de la contribución del término aerodinámico equivalente a 0,24. El patrón estacional del coeficiente de sensibilidad  $Sr_{R_n}$  es aún más marcado que el correspondiente a la contribución del término radiativo, siendo la amplitud de  $Sr_{R_n}$  igual a 0,33.

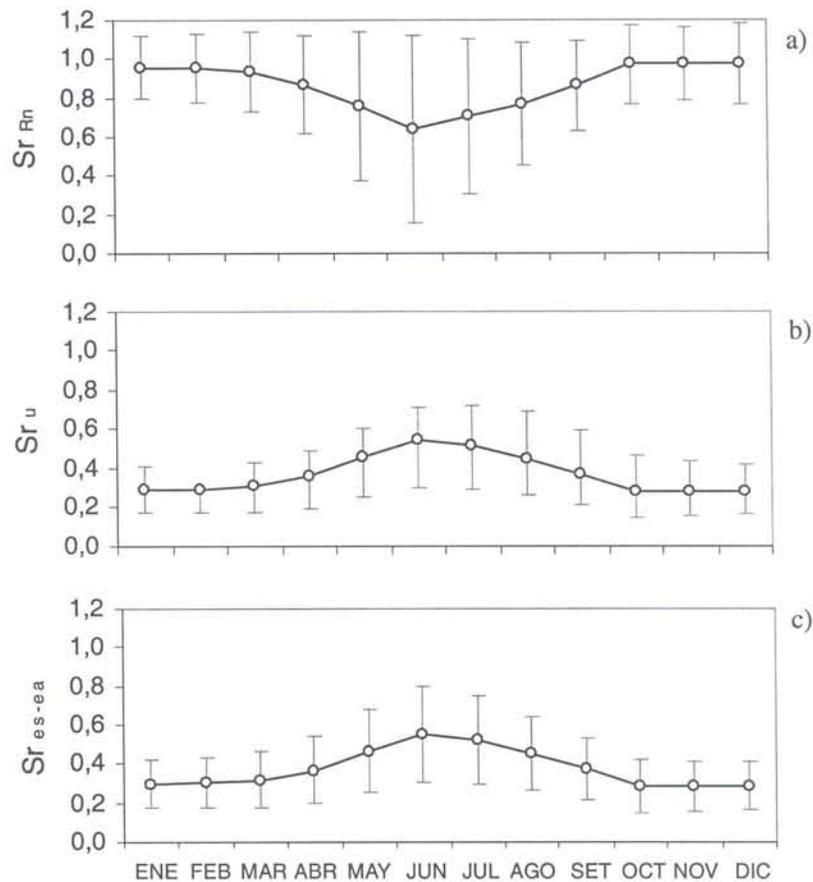
La evaluación descriptiva de la variabilidad intra e interanual de las variables de entrada, de los términos radiativo y aerodinámico y de la contribución relativa de los términos a la  $ET_0$  proporciona ayuda para la comprensión de las relaciones de sensibilidad del modelo. Beven (1979) señala que los índices de sensibilidad relativos no son tan buenos indicadores del grado de significación en la variable respuesta si las variables de entrada o el resultado tendieran a cero o si el rango de valores de las variables de entrada fuera pequeño en relación a su magnitud.

Es importante destacar que dado que el nivel de confiabilidad de los coeficientes de sensibilidad está determinado por la magnitud de las variables de entrada y el rango de variación alrededor de los valores medios, es posible diferenciar distintos niveles de certeza a lo largo del año. En la Tabla 5 se presentan los coeficientes de variación de los valores diarios de la  $ET_{0,PM}$ , de los términos  $ET_{0,PM,rad}$  y  $ET_{0,PM,aerod}$ , de las variables determinantes y de los  $Sr$  de la  $ET_{0,PM}$  a dichas variables. La  $R_n$  en todos los meses del año presenta un coeficiente de variación inferior a los correspondientes a las variables déficit de presión de vapor y velocidad del viento, pero sin duda el grado de confiabilidad

**Tabla 4.** Coeficientes de sensibilidad ( $S_r$ ) de la  $ET_{OPM}$  a la radiación neta ( $R_n$ ), a la velocidad del viento ( $u$ ) y al déficit de presión de vapor ( $es-ea$ ) en diferentes climas: Templado húmedo sin estación seca ( $C_{fb}$ ), Templado húmedo con invierno seco ( $C_w$ ) y Templado húmedo con verano seco ( $C_s$ ).

Localidad	Ubicación	Clima Koeppen	$S_{R_n}$	$S_u$	$S_{es-ea}$
Balcarce, Argentina	37° 45 S, 58° 18' W	$C_{fb}$	0,89	0,36	0,36
Piracicaba, Brasil <sup>a</sup>	22° 42'S, 47° 30'W	$C_{wa}$			0,18-0,36
Córdoba, España <sup>b</sup>	38° N, 5° W	$C_{sb}$	0,59	0,28	0,32-0,41
Louvain-la-Neuve, Bélgica <sup>c</sup>	50°N, 4°E	$C_{fb}$		0,18	

Referencias: <sup>a</sup>LYRA et al. (2004), <sup>b</sup>MELLO (1998), <sup>c</sup>HUPET y VANCLOOSTER (2001)



**Figura 5.** Coeficientes de sensibilidad de la evapotranspiración de referencia a los componentes a) radiación neta b) velocidad del viento c) déficit de presión de vapor. Las barras representan desvíos estándar de los valores medios mensuales.

del coeficiente de sensibilidad disminuye cuando a esta condición se suma la ocurrencia de valores próximos a cero. En los meses de invierno, el coeficiente de variación de  $S_{R_n}$  alcanza valores que pueden considerarse muy altos en relación con la variación de  $R_n$ , con máximo en el mes de Junio

(75 %) cuando el coeficiente de variación alcanza escasamente 13 % y los valores se encuentran próximos a cero. Contrariamente, los coeficientes de variación de los coeficientes de sensibilidad al déficit de presión de vapor y al viento resultan más estables a lo largo del año.

**Tabla 5.** Coeficientes de variación de valores diarios clasificados por mes de la  $ET_{OPM}$ , de los términos  $ET_{OPM rad}$  y  $ET_{OPM aerod}$ , de las variables determinantes radiación neta ( $R_n$ ), déficit de presión de vapor ( $e_s - e_a$ ), velocidad del viento ( $u$ ) y de los  $Sr$  de la  $ET_{OPM}$  a dichas variables

mes	$ET_{OPM}$	$ET_{OPM rad}$	$ET_{OPM aerod}$	$ET_{OPM rad} / ET_{OPM}$	$R_n$	$Sr_{R_n}$	$u$	$Sr_u$	$e_s - e_a$	$Sr_{e_s - e_a}$
ENE	23	21	57	17	19	17	37	40	48	40
FEB	23	24	54	19	22	18	39	41	47	42
MAR	29	29	67	22	24	22	66	45	54	46
ABR	36	31	72	28	25	28	51	46	60	46
MAY	42	38	67	39	21	50	54	45	66	45
JUN	56	33	80	55	13	75	75	44	70	44
JUL	45	50	81	48	17	56	56	43	72	44
AGO	39	29	72	35	23	41	48	42	62	42
SET	33	31	69	26	24	27	47	42	61	43
OCT	31	28	71	19	24	21	47	48	60	49
NOV	29	27	66	18	23	19	40	45	56	46
DIC	26	24	61	17	20	21	40	42	51	43

## Conclusiones

La descripción de la variabilidad intra e interanual de la evapotranspiración de referencia ( $ET_{OPM}$ ) de la localidad de Balcarce proporciona en primer lugar información valiosa respecto a la caracterización climática del lugar. La caracterización de la evapotranspiración de referencia proyecta asimismo, los resultados del uso *a posteriori* de esta variable en modelos sencillos de uso de agua por los cultivos. La aplicación de modelos estocásticos de uso de agua constituye una herramienta interesante tanto en la evaluación de la oferta de recursos asociados a la producción agropecuaria, como en la planificación de un uso racional de los mismos.

El análisis de sensibilidad de la  $ET_{OPM}$  respecto a las variables determinantes genera información adicional, con relación al rendimiento esperado de la aplicación de un modelo que presenta adecuada aptitud bajo las condiciones locales. Asimismo, facilita el proceso de exploración de otros modelos que posibiliten la estimación de la evapotranspiración cuando alguna de las variables de entrada para el método estándar sea faltante.

La radiación neta se presenta como una de las variables que requiere mayores esfuerzos en la

búsqueda de una predicción más precisa, puesto que el término radiativo es dominante en la evapotranspiración de referencia y el coeficiente de sensibilidad a esta variable es alto.

El alto grado de asociación exhibido entre el déficit de presión de vapor y la evapotranspiración de referencia en todos los meses del año, sumado a la menor sensibilidad relativa de la evapotranspiración a los componentes del término aerodinámico, pone de manifiesto la potencialidad predictiva del déficit de presión. No obstante, es importante destacar la necesidad de incluir alguna variable asociada a la radiación neta en el modelo de estimación de  $ET_{OPM}$  para la localidad de Balcarce, en virtud de la importante contribución relativa del término radiativo a la  $ET_{OPM}$ .

## Referencias bibliográficas

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S. RAES, D. et al. **Crop evapotranspiration. Guides for computing crop water requirements.** Rome, Italy. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56, 300 p. 1998.

ALLEN, R.G.; SMITH, D.; PEREIRA, L.S. et al. An update for the calculation of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin** v.43, n.22, p. 35-92. 1994.

**ICID Bulletin** v.43, n.22, p. 35-92. 1994.

BEVEN, K. A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates. **Journal of Hydrology** v.44,169-190, 1979.

DELLA MAGGIORA, A.; GARDIOL, J.; IRIGOYEN, A. et al. Estimación de la evapotranspiración de referencia con el método de Penman-Monteith en Balcarce. **Revista de la Facultad de Agronomía UBA**. Tomo 17, n.1, 123-126, 1997.

DROOGERS, P.; ALLEN, R. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. **Irrigation and Drainage Systems** 16,33-45, 2002.

HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v.243 243:192-204, 2001.

LEY, T.; HILL, R.W.; JENSEN, D.T. Errors in Penman-Wright alfalfa reference evapotranspiration estimates. I. Model sensitivity analysis. **Transaction of ASAE**, v. 37; 1853-1861, 1994a.

LEY, T.; HILL, R.W.; JENSEN, D.T. Errors in Penman-Wright alfalfa reference evapotranspiration estimates. II. Effects of weather sensor measurement variability. **Transaction of ASAE**, v. 37, 1863-1870, 1994b.

LYRA, G.; PEREIRA, SEDIYAMA, G. et al. Média diária do déficit de pressão de saturação do vapor d'água do ar e sua influência pelo modelo de Penman-Monteith (FAO 56) em Piracicaba-SP. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 24, n.2, 328-337, 2004.

LUXMOORE, R.J.; STOLZY, J.; HOLDEMAN, J.T. 1981. Sensitivity of a plant-soil-atmosphere model to changes in air temperature, dew point temperature and solar radiation. **Agricultural Meteorology**, v.23; 115-129, 1981.

MC CUEN, R. The role of sensitivity analysis in hydrologic modelling. **Journal of Hydrology**, v. 18, 37-53, 1973.

MELLO, J. L. P. **Análise de sensibilidade dos componentes da equação de Penman-Monteith-FAO**. Tese de Doutorado em Irrigação e Drenagem. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG. 79 p., 1998.

RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. **European Journal of Agronomy**, v. 13, 125-153, 2000.

SALTELLI, A. Sensitivity Analysis for importance assessment. **Risk Analysis**, v.22, 579-590, 2002.

SAXTON, K. Sensitivity analyses of the combination evapotranspiration equation. **Agricultural Meteorology**, v.15, 343-353, 1979.