

## UN MODELO SIMPLIFICADO PARA DESCRIBIR LA EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN PRESENCIA DE UNA CAPA FREÁTICA SOMERA

J.V. Giráldez<sup>1,2</sup>, K. Vanderlinden<sup>1</sup>, y R. Ordóñez<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Agronomía, ETSIAM, Univ. de Córdoba, Apdo. 3048, 14080 Córdoba

<sup>2</sup> Dpto. de Suelos y Riegos, CIFA, Apdo. 3092, 14080 Córdoba

**RESUMEN.** Se propone un modelo para describir los procesos de recarga por lluvia y descarga por evaporación a través de la superficie del suelo desnudo durante los periodos entre lluvias, cuando la capa freática está presente. Se ha adoptado la hipótesis de semejanza de los perfiles de humedad con los del estado de equilibrio, al modo que han sugerido algunos autores, y se supone que el suelo se comporta del modo que describen las expresiones de Brooks y Corey. Con ello se ha obtenido un modelo sencillo con el que se ha aproximado el comportamiento de un suelo arenoso del Parque Natural de Doñana en donde se han medido perfiles de humedad durante los últimos nueve años. Sin muchos datos de base sobre las características del suelo ni sobre la meteorología de la zona se llega a una predicción buena de la evolución de la humedad así como de la posición de la capa freática en una zona en la que se ha detectado una colgada a poca profundidad, no más profunda que 2 m.

**ABSTRACT.** A simple soil water model has been proposed, forced by the rainfall recharge and the bare surface evaporation during the interstorm periods, when the water table may be present. The model assumes the similarity hypothesis whereby water profiles are similar to those of the equilibrium state. The main soil water characteristics are described by the potential Brooks and Corey relationships. The model has been applied to the study of the evolution water content in a sandy soil of the Doñana Natural Park, where measurements have been taken during the last nine years. With a reduced number of data on the soil and meteorology a good fit has been obtained to the soil moisture data and to the depth of a shallow perched water table found in the area.

autores han sugerido (Eagleson, 1982), que, sin embargo, puede ser poco estable, o frágil. Ante el riesgo de fluctuaciones climáticas, o alteraciones como el calentamiento global, es importante conocer el funcionamiento hidrológico del suelo, por lo que desde hace tiempo se han propuesto modelos que describen cómo varía la humedad del suelo en función de los agentes que la regulan, o, más apropiadamente la fuerzan a salir o entrar en él (*e.g.* Marani *et al.* 1997).

El movimiento del agua en el suelo es bastante complejo aunque se puede reducir a una ecuación diferencial, la ecuación de Richards, que combina la ecuación de conservación de masa del agua con una ecuación dinámica, la de Darcy-Buckingham, que describe los principales procesos de recarga y descarga del suelo, (Jury *et al.*, 1991, §3.3.6).

Aunque la ecuación sea sencilla, no es lineal pues los coeficientes que intervienen dependen de la humedad, lo que complica su resolución. Por otra parte los procesos de recarga y descarga del perfil implican una gran variedad de condiciones de contorno, que dificultan aún más la obtención de resultados de aplicación inmediata.

Los primeros modelos consideraban el suelo como un depósito similar a un cubo cuya humedad dependía del aporte de la lluvia y de las pérdidas por la evaporación. Uno de estos modelos es el de Thornthwaite (1950, citado por Alley, 1984), en el que la humedad volumétrica,  $\theta$  [ $L^3L^{-3}$ ], normalizada como grado de saturación,  $s = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ , siendo  $\theta_r$  y  $\theta_s$  la humedad residual y en saturación, respectivamente, cambia con el tiempo,  $t$  de forma proporcional al valor actual,

$$\frac{ds}{dt} = \frac{p - e_p}{z_c s_{\max}} s, \quad (1)$$

siendo  $p$  la intensidad de precipitación,  $e_p$  la de la evaporación de referencia, [ $LT^{-1}$ ],  $z_c$  el espesor del perfil [ $L$ ] y  $s_{\max}$  el valor máximo de  $s$ . La resolución de la ecuación de Richards por John Philip (1957), y la aparición de los ordenadores, permitieron explorar las posibilidades de aquella para analizar el comportamiento del agua en el suelo en periodos largos de tiempo. Entre los modelos más representativos de esta fase está el esfuerzo de Eagleson (1978) para sintetizar la información disponible entonces con la necesidad de disponer de un modelo para explicar la variación temporal del agua en el suelo. Eagleson usaba las ecuaciones sencillas de Philip para caracterizar la

### 1.- Introducción

El suelo es un depósito regulador del ciclo hidrológico del que depende en buena parte la propia subsistencia del hombre en la Tierra. El agua de la lluvia se infiltra en el suelo que la retiene soltándola lentamente bien por la evaporación en la superficie, bien por percolación hacia horizontes, o acuíferos, más profundos, de tal manera que las plantas puedan extraerla, incluso en los periodos más secos que pueden coincidir con la estación cálida como ocurre en los climas mediterráneos. Por ello las plantas han alcanzado una situación de equilibrio como algunos

infiltración y la evaporación, con el fin de poder introducir elementos aleatorios para deducir expresiones representativas del balance de agua en una cuenca. Más recientemente se ha vuelto a simplificar los procesos, siendo la propuesta de Kim *et al.* (1996) un buen ejemplo. En su modelo estos autores vuelven a una ecuación similar a la de Thornthwaite para la evaporación, aunque complementada con una descripción más detallada del proceso de infiltración.

Ante esta evolución cíclica, que evoca la apropiada mención de *tiovivo* con el que Hans Jenny explicaba la evolución de las teorías de la acidez del suelo, (1961), el propósito de este informe es la exploración y el desarrollo de un modelo adecuado para describir las observaciones de campo en un estudio de recarga iniciado hace nueve años, reinterpretando una propuesta anterior (de Haro *et al.*, 2000), al disponer de mayor información.

## 2.- Antecedentes del modelo

El modelo de López y Giráldez (1999) describía la infiltración del agua en el suelo usando la aproximación de la condensación de tiempo, calculaba la redistribución del agua en el perfil, y la evaporación con la ayuda de la hipótesis de forzado-restauración de Deardorff. Siendo un modelo completo, requiere una información que sólo puede proporcionar una estación meteorológica automática, de la que no se dispone en la zona de trabajo. El modelo más sencillo posible es el que Milly (1994) presentó para estudiar el balance anual de agua en zonas extensas. La variación de humedad en el suelo es igual a la diferencia entre las intensidades de precipitación y evaporación siempre que la humedad del suelo se mantenga entre los límites del intervalo. El suelo apenas regula la pérdida por evaporación, excepto por el volumen de retención que supone. El modelo reciente de Kim *et al.* (1996) (K), separa los episodios de lluvia de los periodos entre lluvias. El exceso de lluvia se calcula mediante la ecuación de infiltración de dos términos de Philip complementada con la hipótesis de compresión de tiempo para adaptarla a las condiciones de flujo. Las pérdidas de agua del suelo se produce por evaporación y percolación representados de forma parecida a la formulada por Thornthwaite y Mather, según una expresión también seleccionada por Orlandini (1999) (O) y Simmons y Meyer (2000) (SM),

$$\frac{ds}{dt} = -\frac{f_e + f_p}{z_c \theta_s} \quad (2)$$

en la que  $f_e$  es la intensidad de evaporación,  $f_p$  la de percolación,  $[LT^{-1}]$ ,  $z_c$  es la profundidad del perfil en la que tiene lugar la pérdida de agua,  $[L]$ , y  $\theta_s$  la humedad volumétrica en saturación. Como en la profundidad del perfil no hay mucha variación en el contenido de humedad, en la mayoría de los modelos se acepta que el único gradiente de potencial importante es gravitatorio, por lo que la intensidad de percolación equivale a la

conductividad hidráulica del suelo para la correspondiente humedad, o grado de saturación,

$$f_p = k(s) \quad (3)$$

La intensidad de evaporación asume diferentes expresiones para estos tres autores,

$$f_e = \begin{cases} s \cdot e_p & K \\ e_p \cdot \min[1, (s/s_f)^p] & SM \\ \min[e_r, f_{e^*}] & O \end{cases} \quad (4)$$

en donde  $s_f$  es un valor de referencia,  $p$  es un coeficiente,  $e_r$  es la demanda evaporante residual de la atmósfera, la parte de la demanda que queda una vez substraída la contribución de la cubierta vegetal y multiplicada por un coeficiente reductor en el que intervienen las resistencias aerodinámica del aire y la de la superficie, y  $f_{e^*}$  la capacidad de exfiltración, expresada como,

$$f_{e^*} = \frac{S_e^2 / 2}{F_e + F_p} \quad (5)$$

usando la condensación de tiempo, con  $S_e$  como la absortividad,  $[L^2 T^{-1}]$ , y  $F_e$  y  $F_p$  la integración de los flujos de evaporación y percolación, respectivamente,  $[L]$ .

Un alternativa interesante es la que ofrecieron Dagan y Bresler (1983) en un estudio de la variabilidad de la distribución del agua en el suelo. Su modelo se basaba en una ampliación del modelo de Green y Ampt suponiendo que si bien el agua se mueve en forma de flujo de pistón, admitían que la humedad varía gradualmente, y, con ella, la conductividad hidráulica. Para ello seguían las relaciones potenciales de Brooks y Corey, entre la humedad volumétrica,  $\theta$ , o el grado de saturación, y el potencial matricial del agua en el suelo,  $\psi$ ,

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = s = \left( \frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda, \quad (6)$$

en la que  $\psi_b$  es el valor de  $\psi$  en el estado de entrada del aire, también conocido como de burbujeo, y  $\lambda$  un parámetro característico del suelo. Para valores superiores del potencial de la matriz, el grado de saturación vale la unidad. La conductividad hidráulica,  $k$ , se expresa como

$$k = k_s \left( \frac{\psi_b}{\psi} \right)^{2+3\lambda} \quad (7)$$

con  $k_s$  como la conductividad hidráulica en el estado de saturación. Para valores de  $\psi$  mayores que  $\psi_b$  la conductividad hidráulica es la de saturación,  $k_s$ .

Aunque Dagan y Bresler (1983) mostraron el potencial de este modelo, otros autores como Govindaraju *et al.* (1996) lo han demostrado más recientemente. Entre las ventajas de esta ampliación Dagan y Bresler (1983) dedujeron una expresión para estimar el tiempo del inicio del exceso de lluvia comparable con la de Smith y Parlange (1978).

### 3.- Formulación del modelo

Considerando que el modelo de la evolución de la humedad del perfil que se propone va a ser aplicado a los suelos arenosos del Parque Natural de Doñana descritos por de Haro *et al.* (2000), y como en la zona de muestreo la superficie del suelo no presenta una pendiente apreciable, se puede suponer no sólo que la redistribución es instantánea, como aceptaban Kim *et al.* (1996) o Simmons y Meyer (2000), sino que también la infiltración lo es, sin que se produzca exceso de lluvia alguno. En este caso el perfil de humedad del suelo se ajusta inmediatamente al perfil correspondiente al estado de equilibrio para el que las componentes matricial y gravitatoria del potencial del agua en el suelo se compensan mutuamente,  $dz + d\psi = 0$ .

Esta hipótesis de semejanza fue adoptada por Salvucci (1997) en su estudio de las dos primeras etapas de la evaporación. Como puede apreciarse en la figura 1 está bien fundamentada. En dicha figura se exponen algunos de los perfiles de humedad obtenidos en campo en el transcurso de este estudio, normalizadas las humedades y reducidas las profundidades con respecto a la de una capa freática colgada somera. A pesar de las variaciones debidas a las medidas de campo, y a la propia variabilidad espacial del suelo, los puntos se agrupan en torno a una curva que no es sino la curva de retención de agua en el suelo, como corresponde al perfil de equilibrio.

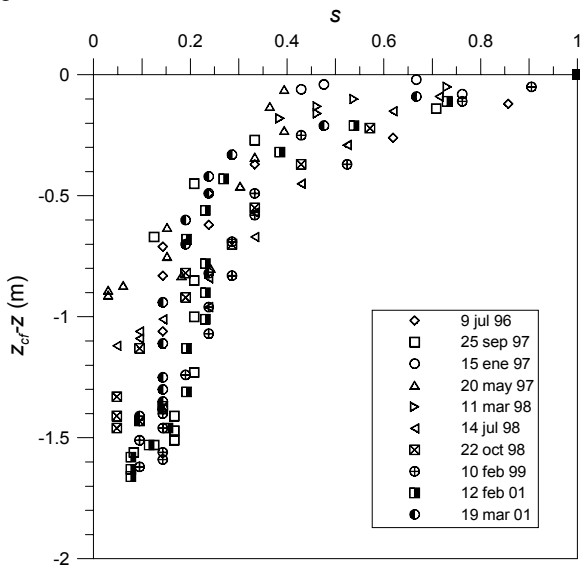


Fig. 1 Relación entre el grado de saturación,  $s$ , y la profundidad de muestreo,  $z$ , relativa a la posición de la capa freática,  $z_{cf}$ , en el suelo de El Abalarío en distintas fechas señaladas en el recuadro.

La intensidad de evaporación del agua del suelo puede estimarse de forma similar a la que indica Orlandini (1999), aunque, como en la zona de medida no había vegetación sobre el suelo, se suprime dicho sumando. Por otra parte no se disponen de medidas meteorológicas que permitan estimar los valores de las resistencias aerodinámicas y de la superficie. De los resultados de Mahfouf y Noilhan (1991), mencionados por Orlandini (1999) se puede deducir que la aproximación de Kim *et*

*al.* (1996) es aceptable, por lo que se adopta, quedando la ecuación que recoge la variación temporal de la humedad durante el periodo entre lluvias como

$$f_e = \min(s \cdot e_p, f_{es}) \quad (8)$$

La profundidad de cálculo,  $z_c$ , es la de la zona subsaturada del suelo, que es más razonable que lo que proponen Kim *et al.* (1996) o Simmons y Meyer (2000). El espesor de esta zona está regulado por la condición de equilibrio, la hipótesis de semejanza, y depende del grado de saturación en superficie,  $s_o$ ,

$$z_c = \psi_b \cdot s_o^{-1/\lambda} \quad (9)$$

Sin embargo en ambientes muy secos, como el del Parque Natural de Doñana durante el verano, y en algunos años incluso durante el invierno o la primavera, la capa freática puede desaparecer por lo que es preciso establecer una profundidad máxima por debajo de la cual no se calcula la variación de la humedad en el perfil. Físicamente corresponde a la presencia de material más fino que las arenas suprayacentes que ha llegado allí por eluviación, pero que una vez parado, actúa como barrera impermeable y da origen a la capa freática colgada. Por ello la expresión de  $z_c$  se reformula como

$$z_c = \max(z_{\max}, \psi_b \cdot s_o^{-1/\lambda}) \quad (10)$$

Orlandini (1999) no propuso la truncación del perfil por las condiciones húmedas en las que se encuentra la cuenca experimental en la que probó su modelo.

En la figura 2 se comparan los descensos de la humedad del suelo durante un periodo de 45 días en el que la intensidad de evaporación es constante,  $6 \text{ mm día}^{-1}$ . En este caso el descenso de la humedad es mucho más rápido en el modelo propuesto que en los otros modelos, aunque no hay grandes diferencias entre ellos. El modelo de Simmons y Meyer (2000) da valores que flanquean los obtenidos con el de Kim *et al.* (1996) dependiendo del valor del exponente  $p$  entre 1 y 2.

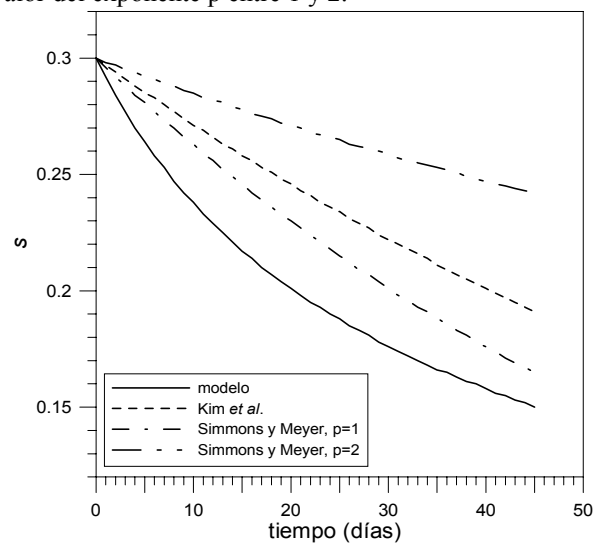


Fig. 2 Comparación entre los descensos del grado de saturación,  $s$ , sometido a una intensidad de evaporación constante de  $6 \text{ mm día}^{-1}$ , estimada según el modelo que se propone, el modelo de Kim *et al.* (1996), y el de Simmons y Meyer (2000), para dos valores diferentes del parámetro  $p$ ,  $p=1$  y  $p=2$ .

La evaporación de referencia se estima a partir de la temperatura media diaria con el método de Hargreaves (1994), que da valores próximos a los medidos en la cubeta reglamentaria de la estación meteorológica de El Acebuche cercana a la zona de medida.

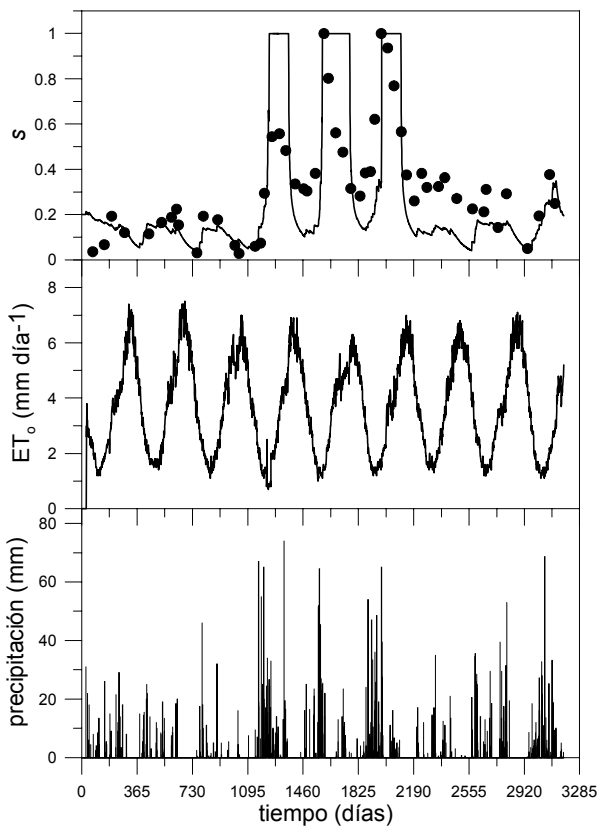
#### 4.- Resultados del modelo

En el estado actual del modelo no se pretende ajustar de forma precisa los parámetros sino más bien una exploración de su potencial para describir la variación observada en el campo. En la tabla 1 se recogen los parámetros usados que proceden de trabajos efectuados en la zona (Moral, 1999).

**Tabla 1:** Parámetros del modelo

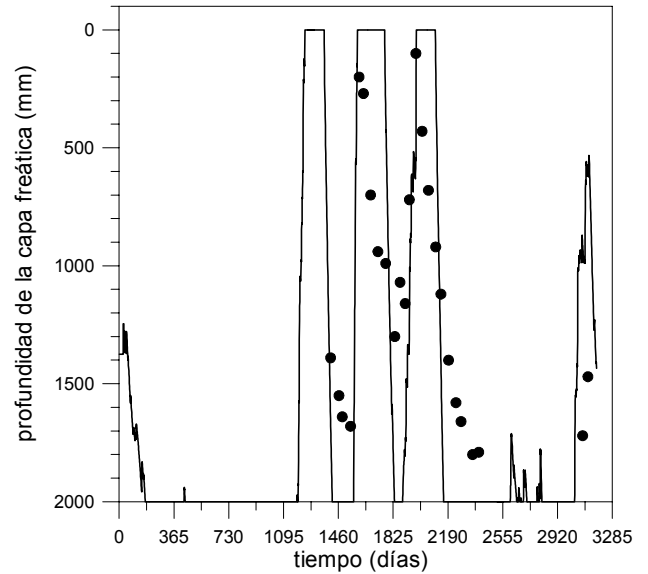
$\theta_r = 0.017 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$	$z_{\text{max}} = -2000 \text{ mm}$
$\theta_s = 0.317 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$	$k_s = 5.83 \cdot 10^{-2} \text{ mmdía}^{-1}$
$\psi_b = -150 \text{ mm}$	$S_c^2/2 = 2.12 \cdot 10^{-2} \text{ mm}^2\text{día}^{-1}$
$\lambda = 0.694$	

La figura 3 muestra el grado de ajuste del modelo a los datos observados durante el periodo 1992-2001. Tras los tres años húmedos, 1995-98, el modelo infravalora la humedad, lo que pudiera atribuirse a la selección del valor de  $z_{\text{max}}$  aunque será explorado más detalladamente.



**Fig. 3** Evolución del grado de saturación,  $s$ , del suelo según las estimaciones del modelo que se propone, línea continua, comparado con las observaciones de campo, círculos oscuros, así como evolución de la intensidad de evaporación de referencia,  $ET_0$ , y de la precipitación diaria en la zona de trabajo, El Abalarío.

Otro resultado de gran interés es la predicción de la posición de la capa freática, que no muestran otros modelos. La figura 4



**Fig. 4** Evolución de la profundidad de la capa freática en El Abalarío, según las predicciones del modelo, línea continua, y las observaciones de campo, círculos oscuros.

#### 5.- Conclusiones

La evolución de la humedad del suelo puede ser descrita con un modelo sencillo basado en la hipótesis de semejanza de cualquier perfil con respecto al correspondiente al estado de equilibrio.

La pérdida de agua del suelo durante el periodo entre lluvias debida a la evaporación puede ser representada de forma proporcional a la intensidad de evaporación de referencia, al grado de saturación y la inversa de la profundidad de cálculo que es la de la capa freática, si ésta está presente o un valor máximo que es el espesor del perfil.

El modelo es capaz de describir aceptablemente tanto la variación de la humedad en el perfil como la posición de la capa freática.

**Agradecimientos.** Los autores agradecen a la CICYT la financiación de los proyectos AMB 92-0636 y AMB 95-0372, así como la ayuda de Juan de Haro, Francisco Moral, Manuel Armenteros, Catalina Lara, Carmen del Moral, Araceli García, y Eli Ordóñez. También agradecen a Carlos Urdiales del Centro de El Acebuche del Parque Nacional de Doñana el suministro de los datos meteorológicos.

#### 6.- Referencias

Alley, W.M., 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resour. Res.* 20:1137-1149.

de Haro, J.M., J.V. Giráldez, R. Ordóñez, E. Custodio, M. Iglesias, M. Manzano, y J.J. López, 2000. Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva. *Bol. Geol. Min.* 111:77-88.

- Dagan, G. y E. Bresler, 1983. Unsaturated flow in spatially variable fields. 1. Derivation of models of infiltration and redistribution. *Water Resour. Res.* 19:413-420.
- Eagleson, P.S., 1978. Climate, soil and vegetation. 1. Introduction to water balance dynamics. *Water Resour. Res.* 14:705-712.
- Eagleson, P.S., 1982. Ecological optimality in water-limited natural soil-vegetation systems 1. Theory and hypothesis. *Water Resour. Res.* 18:325-340.
- Govindaraju, R.S., M.L. Kavvas, S.E. Jones y D.E. Rolston, 1996. Use of Green-Ampt model for analyzing one-dimensional convective transport in unsaturated soils. *J. Hydrol.* 178:337-350.
- Hargreaves, G.H., 1994. Defining and using reference evapotranspiration. *ASCE J. Irrig. Drain. Engng.*, 120:1132-1139.
- Jenny, H.A., 1961. Reflections on the soil acidity merry-go-round. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 25:428-432,
- Jury, W.A., W.R. Gardner y W.H. Gardner, 1991. *Soil Physics*. 5ª ed., J. Wiley, Nueva York.
- Kim, C.P., J.N.M. Stricker y P.J.J.F. Torfs, 1996. An analytical framework for the water budget of the unsaturated zone. *Water Resour. Res.* 32:3475-3484.
- López, J.J. y J.V. Giráldez, 1999. Estimación de la recarga mediante un método de balance de agua en un suelo desnudo del Parque Natural del Entorno de Doñana. *Ing. Agua*, 6:37-48.
- Mahfouf, J.F. y J. Noilhan, 1991. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using *in situ* data. *J. Appl. Meteorol.* 30:1354-1365.
- Marani M.G. Grossi, F. Napolitano, M. Wallace, y D. Entekhabi, 1997. Forcing, intermittency, and land surface hydrologic partitioning. *Water Resour. Res.* 33:165-175.
- Milly, P.C.D., 1994. Climate, interseasonal storage of soil water, and the annual water balance. *Adv. Water Resour.* 17:19-24
- Moral, F.J., 1999. *Hidrología de los suelos arenosos del Parque Natural del Entorno de Doñana*. tesis doctoral no publicada, Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba.
- Orlandini, S., 1999. Two-layer model of near-surface soil drying for time-continuous hydrologic simulations. *J. Hydrol. Engng.* 4:91-99.
- Philip, J.R. 1957. The theory of infiltration. 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 84:345-357.
- Salvucci, G.D., 1997. Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. *Water. Resour. Res.* 33:111-122.
- Simmons, C.S. y P.D. Meyer, 2000. A simplified model for the transient water budget of a shallow unsaturated zone. *Water Resour. Res.* 36: 2835-2844.
- Smith, R.E. y J.-Y. Parlange, 1978. A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resour. Res.* 14:533-8.