

ESTIMACIÓN DE LA RECARGA MEDIANTE UN MÉTODO DE BALANCE DE AGUA EN UN SUELO DESNUDO DEL PARQUE NATURAL DEL ENTORNO DE DOÑANA

José Javier López Rodríguez¹ y Juan Vicente Giráldez Cervera²

RESUMEN: Se ha estudiado la recarga del acuífero freático de Almonte-Marismas mediante un modelo del movimiento del agua en el suelo basado en representaciones simplificadas del flujo de agua y calor, usado previamente en un análisis de la eficiencia del barbecho. Los resultados del modelo contrastados con observaciones de campo muestran la variabilidad de la recarga en el periodo 1992-1995, en los que el porcentaje de lluvia que se convirtió en recarga osciló entre el 1.9 y el 40.9 %. El parámetro más sensible del modelo es la conductividad hidráulica saturada.

INTRODUCCIÓN

El Parque Nacional de Doñana, situado en la margen derecha de la desembocadura del río Guadalquivir en la provincia de Huelva, es uno de los espacios naturales de mayor importancia en todo el continente europeo por constituir un lugar de paso en las migraciones de las aves en la dirección norte-sur, antes de cruzar a África por el océano Atlántico. El sistema acuífero subyacente Almonte-Marismas tiene gran capacidad, manteniendo tanto la zona natural como las actividades agrícolas y turísticas que se desarrollan en la zona. Numerosos autores han evaluado los recursos subterráneos de este sistema (ITGE, 1992; Suso y Llamas, 1993; Custodio y Palancar, 1995; Salvany y Custodio, 1995). En ellos se describen las principales características hidrogeológicas del sistema, coincidiendo en que la recarga natural por infiltración a través de la zona subsaturada es el principal aporte de agua al acuífero (Samper y Guimerà, 1993).

La recarga subterránea es un componente del balance hidrológico de difícil cuantificación por el impreciso límite que separa el suelo del acuífero, así como por la variabilidad temporal y espacial dependientes de la precipitación y de las características del suelo. Se entiende por recarga el proceso por el cual el exceso de infiltración sobre la evapotranspiración drena desde la zona radicular y continúa circulando en dirección descendente a través de la zona no saturada hacia la capa freática, donde se refleja el aumento o descenso del almacenamiento de agua subterránea (Freeze y Cherry, 1979, § 6.4). El agua que desciende por el medio no saturado no es propiamente recarga ya que, además de poder ser extraída por las raíces de las plantas, en terrenos con pendiente puede escurrir

lateralmente. Cuando dichos fenómenos no ocurren, o son despreciables a la profundidad que se considera, ese flujo vertical es equivalente a la recarga aunque diferida en el tiempo. Al aceptar estas hipótesis simplificadoras, en este trabajo, se entenderá por recarga la recarga diferida.

De entre los diversos métodos de estimación de la recarga indicados en la bibliografía (Gee y Hillel, 1988; Allison et al., 1994; López, 1997), se ha preferido usar el de balance de agua, obteniendo un valor de la recarga en tránsito en un suelo desnudo, para aplicar en un suelo arenoso típico de la zona del Abalario, en la franja arenosa situada al oeste del parque natural de Doñana. Para el establecimiento del balance de agua en la capa superficial del suelo se aplica un modelo físico-matemático, CBAS (López y Giráldez, 1992), basado en la transferencia de agua y de calor entre la atmósfera y el suelo, separando los episodios secos entre lluvias, en los que predomina la evaporación, y episodios de lluvia. Así, al evaluar el balance con una escala de tiempo horaria, es más preciso que otros modelos que usan una escala diaria o mensual, pues donde la evapotranspiración potencial excede a la precipitación durante gran parte del año, la recarga tiende a producirse de forma ocasional, en periodos cortos de tiempo. Dado que existe una gran incertidumbre a la hora de establecer el valor de la conductividad hidráulica saturada, ya sea asociada a la propia estimación basada en otras propiedades físicas del suelo, como se hace en este caso, o al propio método de medida o incluso a la variabilidad espacial, se realiza un análisis de sensibilidad a dicho parámetro. Los perfiles de humedad del suelo, medidos periódicamente, en tres localizaciones distintas servirán para valorar el comportamiento del modelo.

¹ Dpto. de Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía. 31006-Pamplona email: jjlr@upna.es

² Dpto. de Agronomía. Universidad de Córdoba. Avda. Menéndez Pidal s/n.. Apdo. 3.048. 14080-Córdoba email: ag1gice@uco.es

Artículo publicado en *Ingeniería del Agua*. Vol. 6 Num.1 (marzo 1999), páginas 37-48, recibido el 27 de julio de 1998 y aceptado para su publicación el 12 de enero de 1999. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo. En el caso de ser aceptadas, las discusiones serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores en el primer número de la revista que aparezca una vez transcurrido el plazo indicado.

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA

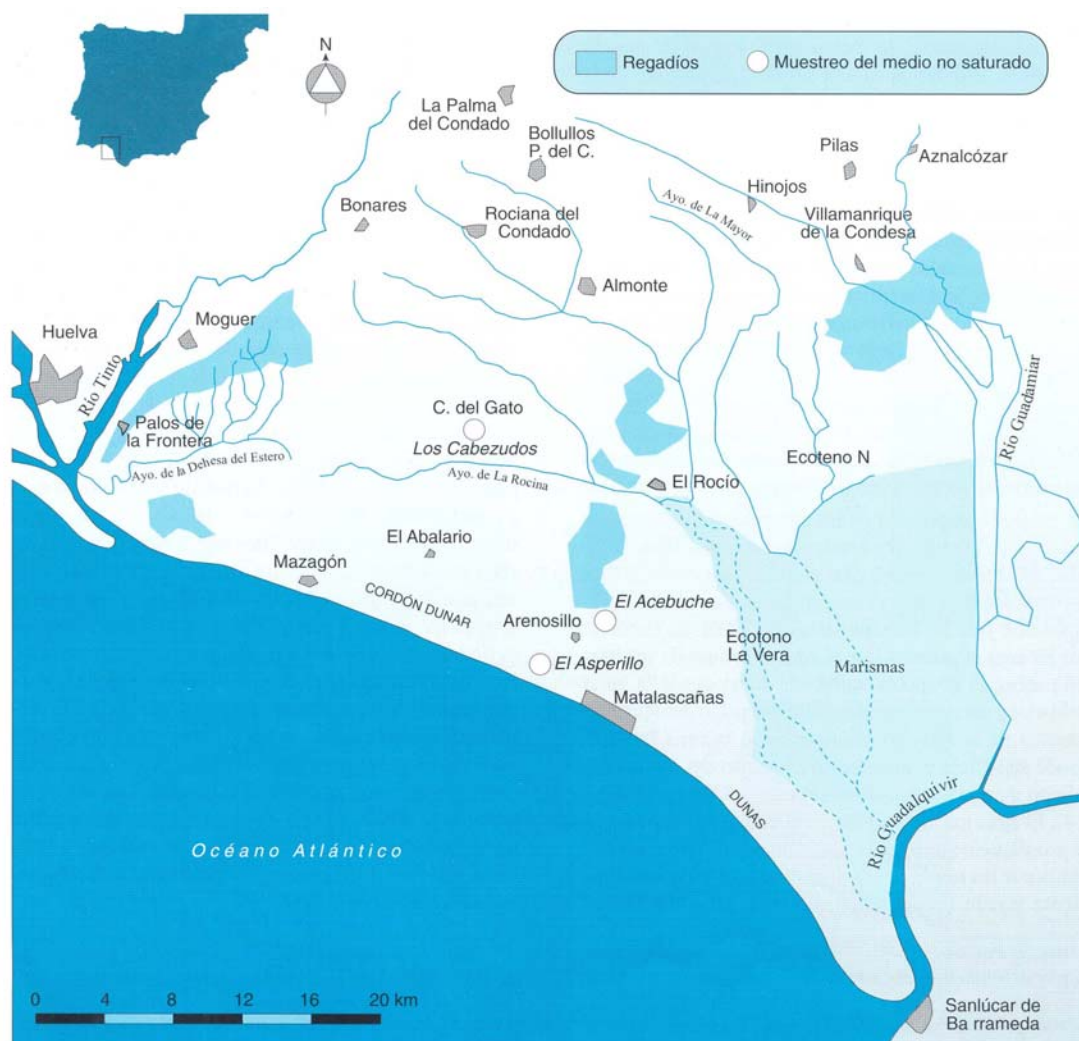
El Parque Natural del Entorno de Doñana se extiende, como se observa en la *Figura 1*, entre el Océano Atlántico y el arroyo de la Rocina al sur y norte respectivamente, y entre las Marismas del Guadalquivir y las Marismas del Tinto Odiel al este y oeste respectivamente.

Geológicamente, como señalan Iglesias *et al.* (1996), la zona está constituida por un manto de arenas eólicas silíceas medias-finas de espesor variable que recubre un substrato de arenas fluvio-eólicas, también silíceas, con una notable pátina de óxidos férricos que en unas ocasiones desaparece por lixiviado y en otras forma niveles de acumulación de carácter edáfico. Los suelos son pues arenosos con un flujo de agua esencialmente vertical. Es notable la ligera acidez de los suelos, especialmente en superficie, debida al rápido movimiento del agua en el suelo con un escaso poder de retención o retardo de solutos (Giráldez *et al.*, 1994).

La vegetación es variada distinguiéndose varias asociaciones desde el alcornoque con el madroño y helechos hasta pinos, eucaliptos, tomillo, lavandas y otras, con un grado de cubierta elevado excepto por los cortafuegos o rayas que surcan la zona. El clima es mediterráneo con un grado de humedad elevado por la proximidad al mar y con frecuentes nieblas y rocíos (Giráldez *et al.*, 1994). La precipitación es muy estacional y variable en el espacio, el valor medio de la precipitación en toda la comarca de Doñana se ha evaluado entre 500 y algo más de 600 mm/año (Iglesias *et al.*, 1996).

MATERIALES Y MÉTODOS

Durante el periodo comprendido entre los años 1992 y 1994, se llevó a cabo un muestreo sistemático de los suelos de la zona en los puntos que se ilustran en la *Figura 1*, estos fueron: Los Cabezudos; El Acebuche; y El Asperillo. Las fechas en las que se obtuvieron los perfiles de humedad por gravimetría se recogen en la *Tabla 1*.



Los Cabezudos	11-XI-92	26-I-93	16-III-93	9-VI-93	17-XI-93	9-II-94	15-IV-94	11-XI-94
El Acebuche	11-XI-92	26-I-93	—	9-VI-93	17-XI-93	9-II-94	15-IV-94	11-XI-94
El Asperillo	11-XI-92	26-I-93	16-III-93	9-VI-93	17-XI-93	—	—	11-XI-94

Tabla 1. Días de muestreo de los perfiles de humedad del suelo

La textura es bastante homogénea en todas las localizaciones, por lo que para la aplicación del modelo se considera el perfil homogéneo con propiedades medias. En la tabla 2 se presenta la composición textural de cada una de las localizaciones consideradas. Las curvas de retención se han obtenido, para cada suelo, mediante copas de succión y placa de Richards (e.g. Klute, 1986)

Localización	% Arena	% Limo	% Arcilla	Clase textural
Los Cabezudos	85.3	10.2	4.5	Arenoso-Franca
El Acebuche	85.1	10.3	4.6	Arenoso-Franca
El Asperillo	85.2	9.5	5.3	Arenoso-Franca

Tabla 2. Clases texturales medias

Las variables meteorológicas se han obtenido de la estación meteorológica automática perteneciente a Tragsatec instalada en el pueblo de El Abalarlo, recogándose temperatura del aire, presión de vapor, velocidad del viento, precipitación y radiación global.

Descripción del modelo

Los procesos de transferencia unidimensional del agua en el suelo subsaturado se pueden describir mediante la ecuación de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{dK}{dz} \quad (1)$$

que expresa como la variación de la humedad, θ , con respecto al tiempo, t , [T], de un volumen de control del suelo se debe a la variación del flujo entre la entrada y la salida de dicho volumen, causada por los gradientes del potencial de la matriz, Ψ , [L], y por los gradientes del potencial gravitatorio, z , [L].

Una columna de suelo responde dinámicamente a la secuencia climática de acontecimientos de precipitación y evaporación, recargando parte de la humedad durante los periodos de lluvia, devolviendo algo de esa parte a la atmósfera, a través de la superficie, durante los periodos de evaporación, y descargando el resto a la zona saturada más o menos de forma continua.

Los modelos que integran la ecuación (1) a lo largo de estos periodos se conocen como modelos basados en acontecimientos, y aportan una resolución más sencilla que aquellos en que se considera el tiempo estrictamente continuo.

Para el análisis de la evolución de la humedad del suelo, Milly (1.986) propuso un modelo sencillo en el que la infiltración y la evaporación se describen mediante expresiones simplificadas y la redistribución intermedia como un balance en un perfil de humedad escalonado similar al definido por Green y Ampt (Chow *et al.*, 1988; pag. 110). López y Giráldez (1992) partieron de este modelo para analizar la eficiencia del barbecho en el uso del agua en un suelo. Este modelo es la base del trabajo que se presenta

Acontecimientos de lluvia y sin lluvia

Una columna de suelo en la superficie responde dinámicamente a la secuencia climática de episodios de precipitación y evaporación, entendidos estos últimos como aquellos en los que no hay precipitación, aceptando parte de la humedad aportada por la lluvia en los *acontecimientos de lluvia* (infiltración), devolviendo a la superficie parte de la anterior en los *acontecimientos sin lluvia* (evaporación o exfiltración más apropiadamente denominada por Eagleson, 1978), y dejando pasar, más o menos de forma continua, el agua restante hacia capas más profundas (redistribución). De esta forma, se puede dividir el tiempo en periodos secuenciales alternativos de lluvia y ausencia de lluvia, estableciéndose el balance de agua al final de cada acontecimiento. Aunque el cómputo de los componentes del balance se realiza de forma horaria, la definición de los episodios de infiltración o exfiltración se hace considerando el día como unidad de tiempo mínima. Por lo tanto, la duración de los acontecimientos vendrá establecida por el número de días consecutivos en los que hay lluvia, en un caso, y en los que no hay lluvia, en el otro.

Perfil de humedad del suelo

Como consecuencia de la secuencia alternativa de los distintos acontecimientos, la humedad se distribuye verticalmente a lo largo del perfil respondiendo a dicha secuencia ya que ésta implica, en definitiva, una alternancia de aportaciones y extracciones de agua al suelo. Para representar este perfil de humedad se asume una distribución escalonada que supone un escalonamiento rectangular al modo del supuesto en el modelo de Green y Ampt (Chow *et al.*, 1988; pag. 110).

El modelo describe la dinámica del almacenamiento de humedad en el suelo utilizando un perfil de escalones, estático durante los acontecimientos y que experimenta cambios instantáneos, en su forma, al final de los mismos, y, a veces, durante los eventos sin lluvia. Superpuesto a este comportamiento existirá un proceso continuo de redistribución interna del agua. Aunque esta

representación del perfil es muy simple, Milly (1986) notó que el efecto de su error en los flujos superficiales calculados parecía ser aceptablemente pequeño, ya que el perfil únicamente está ligado de forma indirecta en el modelo a dichos flujos.

Simulación de los flujos de agua y energía en la superficie del suelo

Durante un período de lluvia la infiltración se caracteriza por la intensidad, i , [LT^{-1}], y la cantidad total de agua que entra en el suelo o infiltración acumulada, I , [L]. Adoptando la ecuación de Philip (1957) de dos sumandos:

$$I = S_i \cdot t^{1/2} + A \cdot t \quad (2)$$

siendo S_i la absorptividad [$\text{LT}^{-1/2}$], y A un término constante [LT^{-1}]. Diferenciando la ecuación (2) respecto a t , se obtiene la expresión de la intensidad de infiltración:

$$i = \frac{S_i}{2} \cdot t^{-1/2} + A \quad (3)$$

al eliminar el tiempo entre ambas ecuaciones, se obtiene una expresión de la intensidad de infiltración similar a la propuesta, entre otros autores, por Mein y Larson (1973) usando la aproximación de Green y Ampt (Chow *et al.*, 1988, 4.3):

$$i^* = A \cdot \left\{ 1 + \left[-1 + \left(1 + \frac{4 \cdot A \cdot 1}{S_i^2} \right)^{1/2} \right]^{-1} \right\} \quad (4)$$

El valor de la intensidad de infiltración que resulta de (4) es el máximo que cabe esperar de las características del suelo por lo que se denomina *capacidad de infiltración*, i^* . Para obtener la intensidad de infiltración real es preciso considerar las condiciones atmosféricas, esto es, la intensidad de lluvia, r , [LT^{-1}], menos la intensidad de la evaporación potencial, e_p , [LT^{-1}]. De esta forma se puede estimar la intensidad de infiltración como el mínimo de i^* y de la diferencia ($r - e_p$), siempre que ésta sea positiva.

El proceso opuesto, la exfiltración, se caracteriza de forma análoga, si bien dándole menor peso a la gravedad ya que su gradiente de potencial es mucho menos importante que el de la matriz. De acuerdo con Gardner (1959), la evaporación acumulada, E , [L], es

$$E = S_e \cdot t^{1/2} \quad (5)$$

en donde S_e es la desortividad, [$\text{LT}^{-1/2}$]. La intensidad de evaporación e , [LT^{-1}], es consecuentemente,

$$e = \frac{S_e}{2} \cdot t^{-1/2} \quad (6)$$

De la relación entre la intensidad y el valor acumulado,

$$e^* = \frac{S_e^2}{2 \cdot E} \quad (7)$$

se obtiene la *capacidad de exfiltración*, e^* , como en el caso precedente. Así la intensidad de infiltración será el mínimo de la capacidad de exfiltración y de la diferencia ($e_p - r$), siempre que esta sea positiva.

Una vez que cesa la infiltración, el agua continúa su movimiento en el perfil del suelo en el proceso conocido como redistribución. Los gradientes de potencial disminuyen en la zona humedecida y en la que se sigue humedeciendo, por lo que el contenido de humedad en el suelo tiende a mantenerse, disminuyendo lentamente con el tiempo.

Simplificando el perfil del agua en el suelo a un perfil rectangular del tipo supuesto en el modelo de Green y Ampt, usado por Clapp *et al.*, (1983), Milly propuso una descripción de la redistribución mediante la resolución de un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias basadas en la ecuación de continuidad, donde q es la descarga volumétrica del escalón correspondiente.

$$\frac{d\theta_j}{dt} = - \frac{\Delta q_j}{z_j - z_{j-1}} \quad (8)$$

$$\frac{dz_j}{dt} = \frac{q_j - q_{j-1} - \Delta q_j}{\theta_{j+1} - \theta_j} \quad (9)$$

La *evaporación potencial*, e_p , aquella que tendría lugar si el potencial del agua en superficie fuese nulo, se calcula en conjunción con la temperatura superficial según la expresión aerodinámica (Milly, 1984).

$$e_p = \frac{k^2 \cdot u_a \cdot \phi}{p \cdot \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_0} \right) \right]^2} \left[q_{sat}(T_1) - q_{va} \right] \quad (10)$$

en donde k es la constante de von Karman, u_a es la velocidad del viento, [LT^{-1}], a la altura de referencia, o de pantalla, z_a . La humedad específica, q_{sat} , [ML^{-3}], corresponde al estado de saturación a la temperatura de superficie, T_1 , y q_{va} a la real a la altura de referencia; p es la densidad del agua líquida, ϕ es un factor de estabilidad, y z_0 es la altura correspondiente a la longitud de la aspereza superficial. Utilizando la función de restauración de Deardorff (1978) se puede calcular la *temperatura en la superficie*, T_1 , mediante una ecuación de conservación de la energía, según la cual la variación de la temperatura en superficie, T_1 , depende del flujo de calor en superficie por radiación, G , [ML^2T^{-3}], y por conducción debido al gradiente de temperatura desde un nivel profundo, T_2 :

$$\frac{dT_1}{dt} = c_1 \cdot G - c_2 \cdot (T_1 - T_2) \quad (11)$$

En esta ecuación, (11), las c son unas constantes que dependen de la capacidad calorífica del suelo. El flujo de calor G , se deduce de la ecuación de energía.

La *temperatura del subsuelo* T_2 , fue definida por Deardorff (1978) en función del flujo de calor G , como:

$$\frac{dT_2}{dt} = (\lambda \cdot C \cdot N_d \cdot \tau)^{-1/2} \cdot G \quad (12)$$

en la que λ es la conductividad térmica y C es la capacidad calorífica volumétrica del suelo. El parámetro N_d es el período del armónico principal en la función de restauración de la ecuación de energía, normalmente 365 días, y τ el período de restauración, 1 día.

Funcionamiento del modelo

El modelo permite evaluar en todo momento los flujos de agua hacia, en, y desde el suelo. Como ya se ha indicado, los diferentes episodios de lluvia marcan los periodos durante los que se calcula la infiltración a partir de la capacidad de infiltración definida en (4), el exceso se convertirá en escorrentía. En los periodos comprendidos entre lluvias se calcula la exfiltración según (7). El flujo de calor G se determina de forma continua, y, con él, la temperatura de superficie T_s . Conocidos los flujos de agua y calor hacia o desde el exterior es preciso redistribuir el agua en el perfil según (8) y (9). De esta forma se obtiene el flujo que percola en profundidad, y que se convertirá en recarga del acuífero. La profundidad a la cual se considera que ese flujo vertical descendente no se ve afectado por los procesos superficiales es de 150 cm.

Las propiedades térmicas del suelo se aproximan por el método de de Vries (1963). Como ya se ha indicado la escala temporal mínima es de un día para los episodios de lluvia, pero de una hora para el cálculo de los procesos implicados en el flujo de calor y de agua en el suelo. El sistema de ecuaciones (8) y (9) se resuelve mediante el método de Runge-Kutta con paso de tiempo ajustable, como recomiendan Press *et al.* (1986, § 15.2).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

La integración de las ecuaciones (8) y (9) requiere el conocimiento de las curvas características del suelo, es decir, las funciones que relacionan el contenido del agua del suelo, θ , la tensión matriciel, ψ , y la conductividad hidráulica, K , que se aproximan según Brooks y Corey (Chow *et al.*, 1988; pag. 114) mediante dos funciones potenciales representadas por (13) y (14).

$$\psi(S_a) = \psi_b \cdot S_a^{-1/m} \quad (13)$$

$$K(S_a) = K_s \cdot S_a^c \quad (14)$$

siendo:

S_a el grado de saturación efectiva, $(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$, donde θ_s es la humedad de saturación y θ_r la humedad residual; ψ_b el potencial de burbujeo o entrada de aire; m el índice de distribución del tamaño de poros; k_s la conductividad hidráulica en saturación; y c otro coeficiente relacionado con m , $c = (2+3m) / m$.

De estos parámetros pueden medirse la humedad de saturación, θ_s , y la conductividad hidráulica en saturación,

	θ_s (cm ³ ·cm ⁻³)	θ_r (cm ³ ·cm ⁻³)	Ψ_b (cm)	m	r^2
Los Cabezudos	0.4976	0.005	7.246	1.005	0.83
El Acebuche	0.4976	0.007	9.09	1.005	0.99
El Asperillo	0.519	0.005	8.969	1.005	0.89

Tabla 3. Valores de los parámetros de las curvas características del suelo.

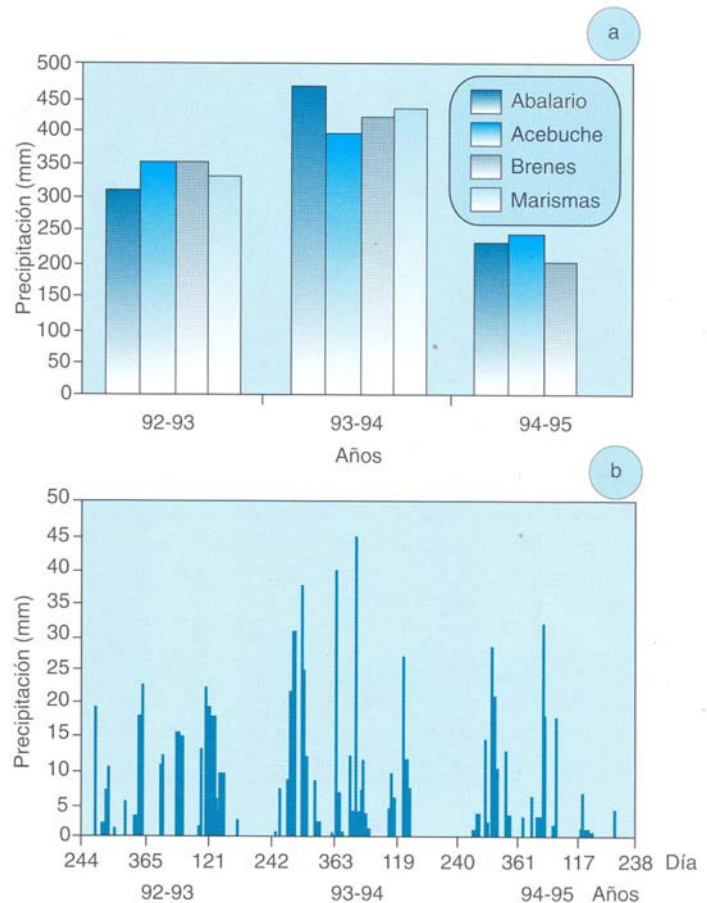


Figura 2. a) Precipitaciones anuales; b) Precipitaciones diarias en El Abalarío

K_s , θ_s , ψ_b y m se ajustan a partir de los puntos medidos de la curva de retención según la expresión (13) (van Genuchten *et al.*, 1991). La Tabla 3 recoge los valores de estos parámetros.

El valor de la conductividad hidráulica se obtiene de la expresión (14), en donde la conductividad hidráulica saturada se ha estimado a partir de la textura como indican Rawls *et al.* (1982). Las medidas de los perfiles de humedad se han realizado en diferentes días repartidos en el periodo que va de 1992 a 1994. Los datos meteorológicos disponibles que se han utilizado son, por lo tanto, los correspondientes a la serie de septiembre de 1992 a septiembre de 1995. A partir de 1996 los datos presentan una gran cantidad de errores, especialmente los registros de la temperatura por lo que no se ha podido prolongar la serie de estudio. Estos años corresponden al final de una serie bastante seca, el inicio de la década de los noventa. En la Figura 2a se presentan las precipitaciones anuales en distintas localizaciones del entorno próximas a los puntos de muestreo. Como se puede apreciar todos los años tienen un valor por debajo de la media, siendo los años 92-93, con precipitaciones que oscilan entre los 300 y 350 mm, y 94-95, entre los 200 y 250 mm, excepcionalmente secos. En la Figura 2b se ilustran las precipitaciones diarias de la estación automática de El Abalarío.

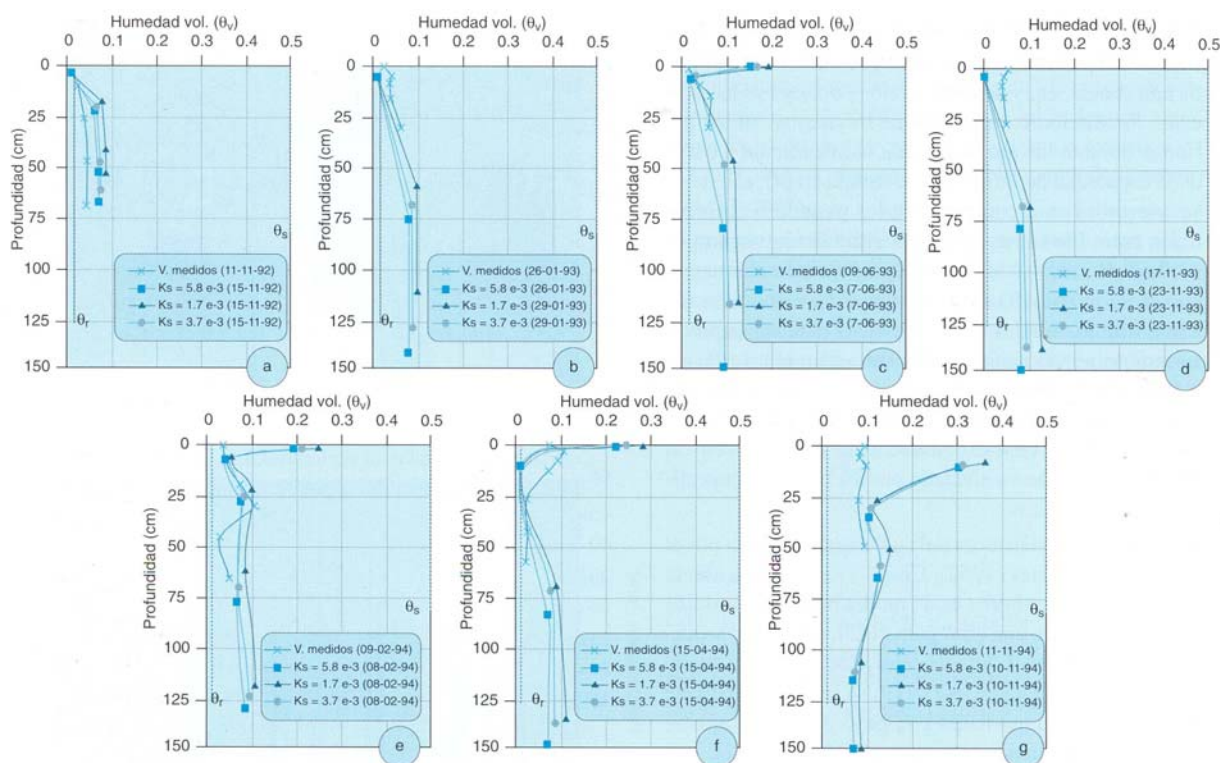


Figura 3. Perfiles de humedad para las distintos valores de conductividad hidráulica saturada, correspondientes a las distintas fecha de muestreo en el Acebuche: a. 11-XI-92; b. 26-I-93; c. 9-VI-93; d. 17-XI-93; e. 9-II-94; f. 15-IV-94; g. 11-XI-94.

Análisis de sensibilidad a la conductividad hidráulica saturada

Los parámetros de las curvas características tienen una importancia fundamental en el valor de los componentes del balance de agua en el suelo. Entre ellos, tal vez el que tenga una mayor influencia a nivel individual sobre el balance sea la conductividad hidráulica en saturación, K_s . Efectivamente este parámetro tiene un significado físico por sí mismo, por lo que es importante analizar su sensibilidad frente al balance. Por otra parte, el resto de los parámetros de las curvas características, las humedades de saturación y residual y el potencial de burbujeo, son parámetros de ajuste que se obtienen a partir de la manipulación numérica de los datos de la curva de retención. Por este motivo, parece más adecuado analizar el efecto de la variación de sus valores de forma conjunta, es decir, tomando los correspondientes valores de dichos parámetros para distintos suelos, que en síntesis es lo que se hace más adelante en el epígrafe siguiente al analizar el balance en distintas localizaciones. El grado de incertidumbre asociado a la medida de la conducti-

vidad hidráulica saturada es elevado, como indican Gee *et al.* (1988), con frecuencia no es inferior a un orden de magnitud. En este trabajo, el valor de la conductividad hidráulica saturada se ha estimado a partir de los valores de las fracciones texturales según Rawls *et al.* (1982) quienes, a partir de un gran número de medidas realizadas en suelos diferentes, atribuyeron a cada clase textural un conjunto de valores de los parámetros físicos más relevantes. Los suelos son homogéneos. La clase textural de sus horizontes está entre arenosa y arenosa-franca. Parece, por tanto, interesante analizar el efecto que puede tener el grado de incertidumbre, asociado a la estimación de la conductividad hidráulica saturada en función de la clase textural, sobre los componentes del balance de agua obtenidos mediante la simulación del modelo, por lo que se adoptarán los tres valores indicados en la *Tabla 4*.

En la *Figura 3* se comparan los perfiles de humedad estimados, para los distintos valores de conductividad hidráulica saturada, con los observados en El Acebuche. Únicamente se presentan los resultados para este lugar ya que las diferencias entre los perfiles obtenidos en las distintas localizaciones fueron poco significativas. Se aprecia que para los valores de conductividad hidráulica saturada más elevados el movimiento del agua en los perfiles es más rápido. Consecuentemente la recarga es superior para los valores más elevados. Por otra parte, esta mayor velocidad de redistribución del agua en el suelo implica un menor tiempo de residencia del agua en los horizontes más someros del suelo por lo que la evaporación será también menor.

Clase textural	K_s (cm/s)
Arenosa	$5.8 \cdot 10^{-3}$
Arenosa-Franca	$1.7 \cdot 10^{-3}$
Intermedia	$3.7 \cdot 10^{-3}$

Tabla 4. Valores de K_s según clase textural (Rawls *et al.* 1982)

Las diferencias que se producen al variar el valor de la conductividad hidráulica saturada se ilustran en la figura 4. Como se puede observar, estas diferencias son apreciables, teniendo en cuenta que el cambio del valor de K_s considerado es pequeño. Las diferencias máximas obtenidas en el cálculo de la recarga son: 23.3 mm en el año 92-93, 17.6 mm en el 93-94 y 21.9 mm para el último año. Estos valores representan el 7.7%, el 3.8 % y el 9.5 % de la precipitación de los años respectivos. Es interesante destacar que las diferencias producidas por la variación de K_s son mayores en los años con precipitación menor, debido a que en estos años la disponibilidad del agua en el suelo es menor y la recarga, al depender de la redistribución del agua en el suelo, es más sensible a la variación del valor de la conductividad hidráulica saturada.

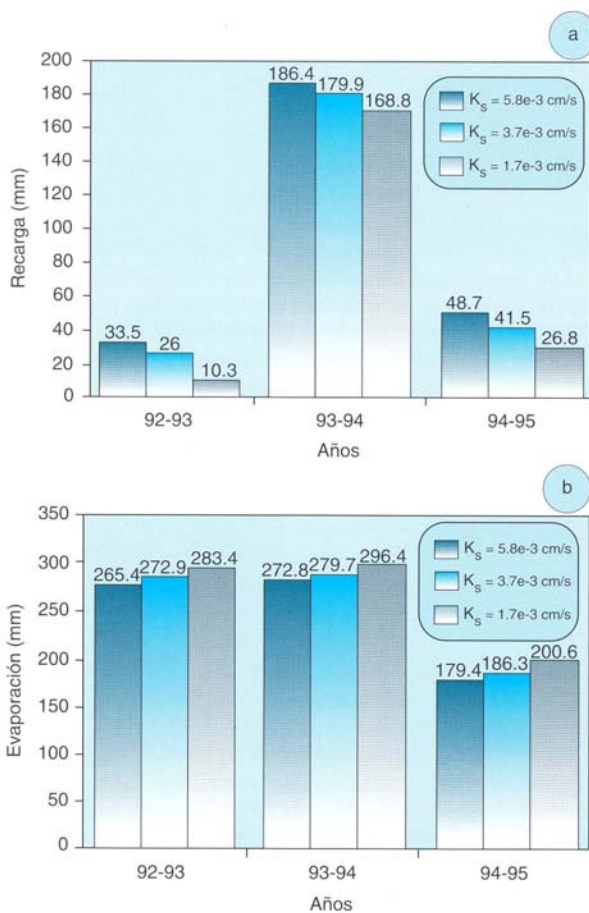


Figura 4. Valores anuales de la recarga (A) y la evaporación (B) para los distintos valores de conductividad hidráulica saturada en El Acebuche

Las variaciones mensuales de la recarga, evaporación y volumen de agua almacenada en el suelo para los distintos valores de conductividad hidráulica saturada se representan en la Figura 5. Como en el caso anterior, los mayores valores de recarga corresponden a los valores de K_s más elevados, de forma inversa ocurre con la evaporación y con el contenido de humedad.

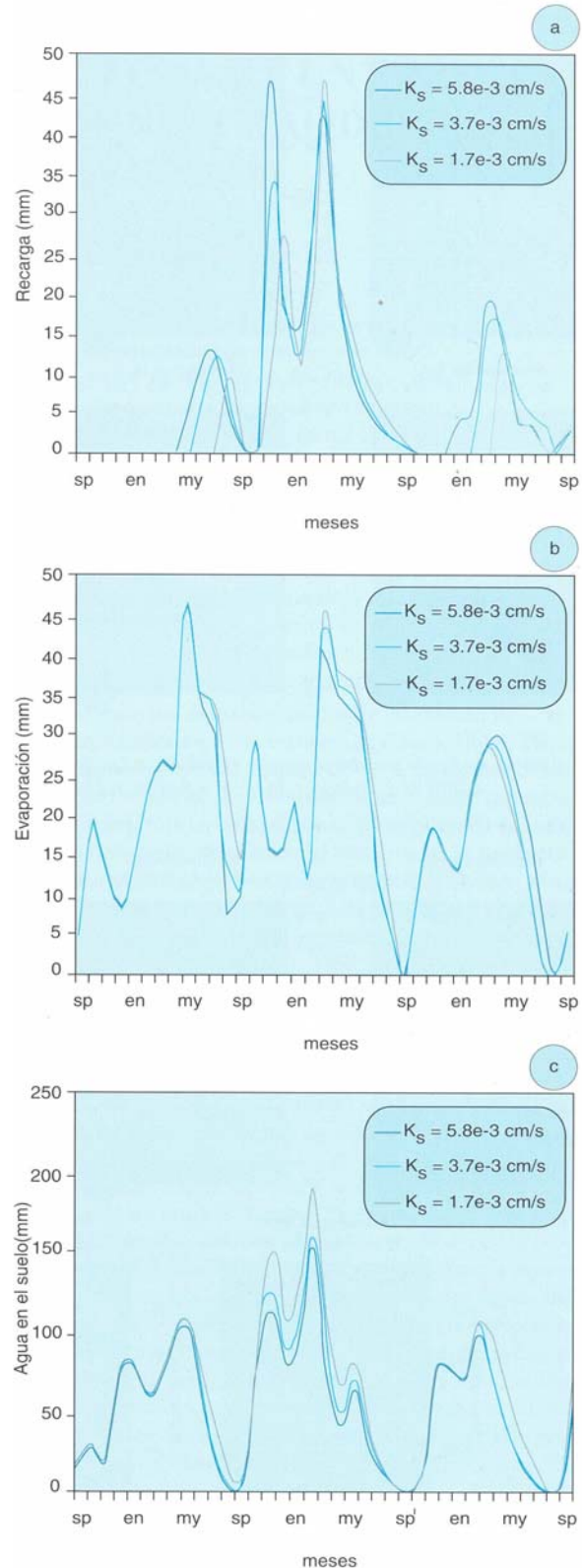


Figura 5. valores mensuales de la recarga (a), evaporación (b) y volumen de agua en el suelo (c) para los distintos valores de conductividad hidráulica saturada en El Acebuche

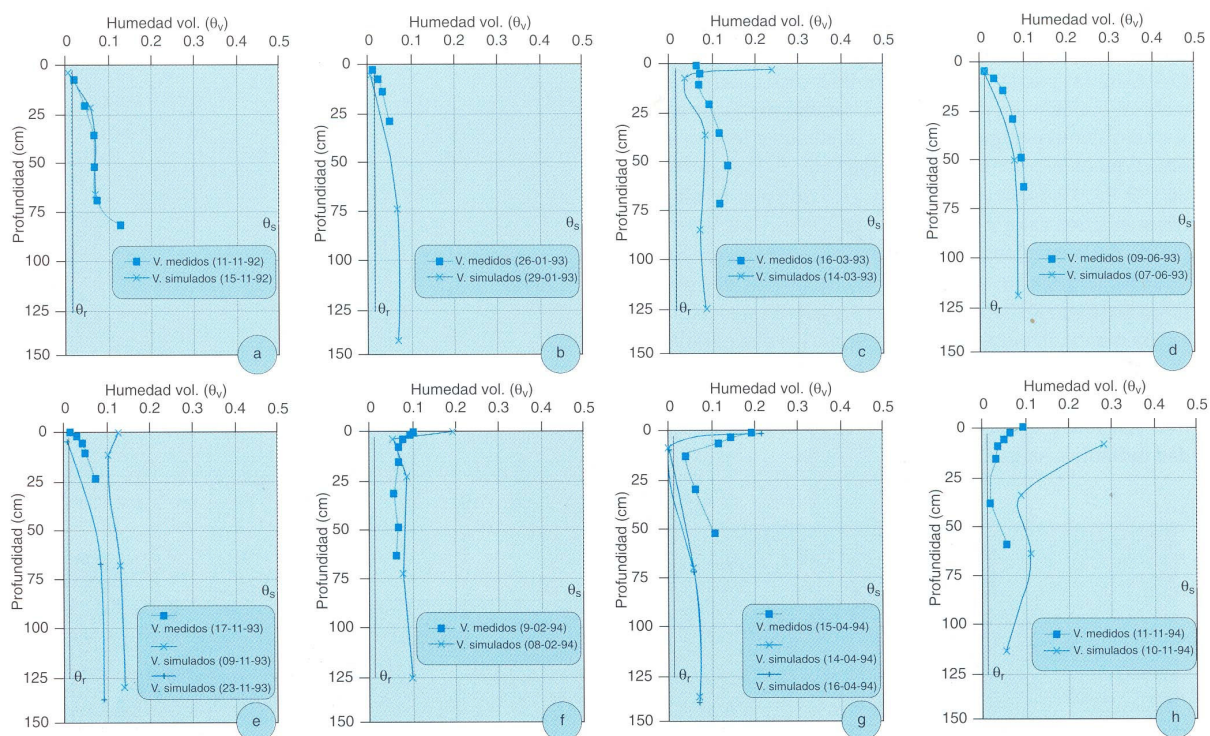


Figura 6. Perfiles de humedad observados y simulados en Los Cabezudos correspondientes a las distintas fechas de muestreo ($K_s=5.8 \cdot 10^{-3}$ cm/s): a. 11-XI-92; b. 26-I-93; c. 16-III-93; d. 9-VI-93; e. 17-XI-93; f. 9-II-94; g. 15-IV-94; h. 11-XI-94

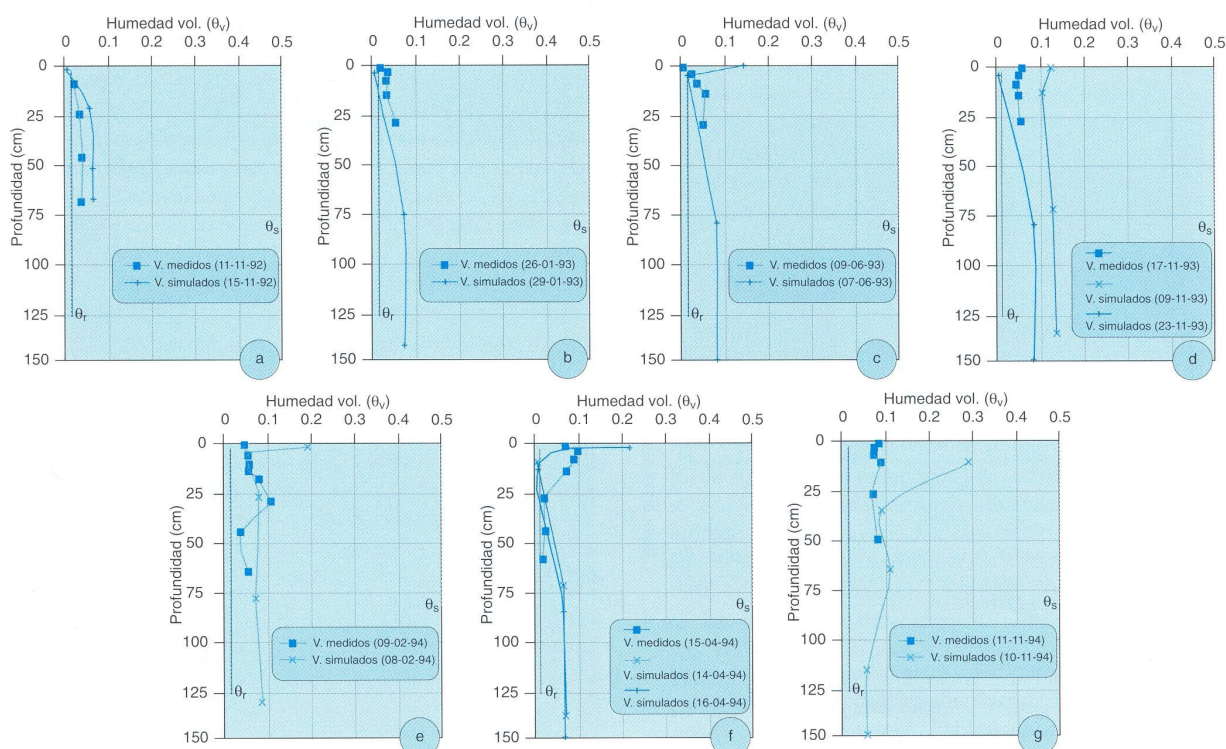


Figura 7. Perfiles de humedad observados y simulados en El Acebuche correspondientes a las distintas fechas de muestreo ($K_s=5.8 \cdot 10^{-3}$ cm/s): a) 11-XI-92; b) 26-I-93; c) 9-VI-93; d) 17-XI-93; e) 9-II-94; f) 15-IV-94; g) 11-XI-94.

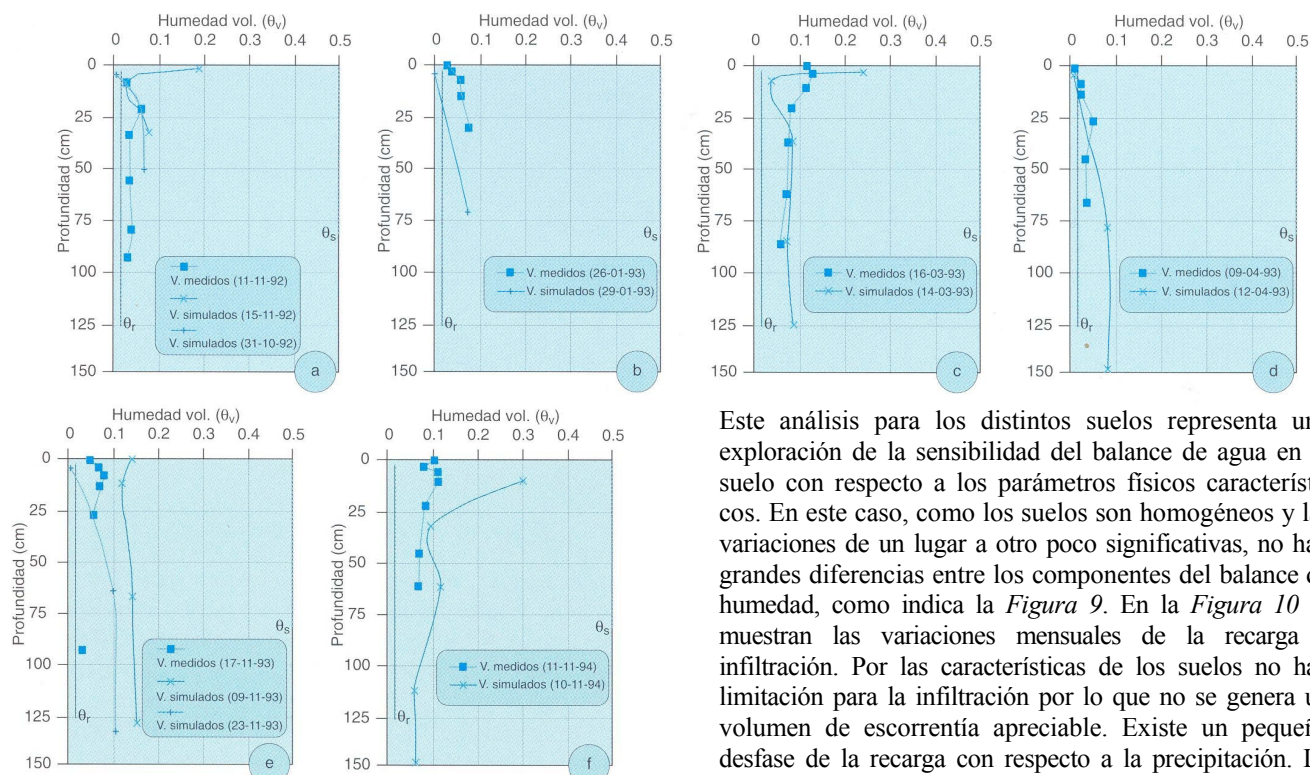


Figura 8. Perfiles de humedad observados y simulados en El Asperillo correspondientes a las distintas fechas de muestreo ($K_s = 5.8 \cdot 10^{-3}$ cm/s): a) 11-XI-92; b) 26-I-93; c) 16-III-93; d) 9-IV-93; e) 17-XI-93; f) 11-XI-94.

Análisis de los resultados en las distintas localizaciones

En las Figuras 6, 7 y 8 aparecen los perfiles de humedad medidos y simulados por el modelo CBAS en las distintas localizaciones y para el valor de conductividad hidráulica saturada $K_s = 5.8 \cdot 10^{-3}$ cm/s, se ha elegido este valor ya que es el que mejor se adapta a los perfiles observados.

Como el modelo se basa en acontecimientos, los perfiles simulados son posteriores a dichos eventos, por lo que representan las condiciones de humedad del suelo cuando se recalcule el balance de agua. Por lo tanto, los perfiles de humedad simulados que se ilustran en las figuras, corresponden al o a las fechas de final de acontecimiento más próximas a la fecha de la toma de muestras.

Después de un periodo de lluvia el contenido de humedad en la parte superficial alcanza un valor máximo relativo. Por el contrario, al final de un evento seco el contenido de humedad en la parte superficial será un mínimo relativo.

La aproximación de los perfiles de humedad observados se puede considerar aceptable si se tiene en cuenta que estos y los simulados no corresponden, en general, a la misma fecha, y que además el registro de la precipitación para la que se simuló el balance corresponde únicamente a un lugar El Abalarío. Esto, por otra parte, hace que no se pueda tener en cuenta la variabilidad espacial de la lluvia en la estimación de la recarga, aunque las distancias sean relativamente cortas.

Este análisis para los distintos suelos representa una exploración de la sensibilidad del balance de agua en el suelo con respecto a los parámetros físicos característicos. En este caso, como los suelos son homogéneos y las variaciones de un lugar a otro poco significativas, no hay grandes diferencias entre los componentes del balance de humedad, como indica la Figura 9. En la Figura 10 se muestran las variaciones mensuales de la recarga e infiltración. Por las características de los suelos no hay limitación para la infiltración por lo que no se genera un volumen de escorrentía apreciable. Existe un pequeño desfase de la recarga con respecto a la precipitación. La evaporación está también condicionada por la escasa disponibilidad de agua en el suelo como consecuencia de la rápida redistribución.

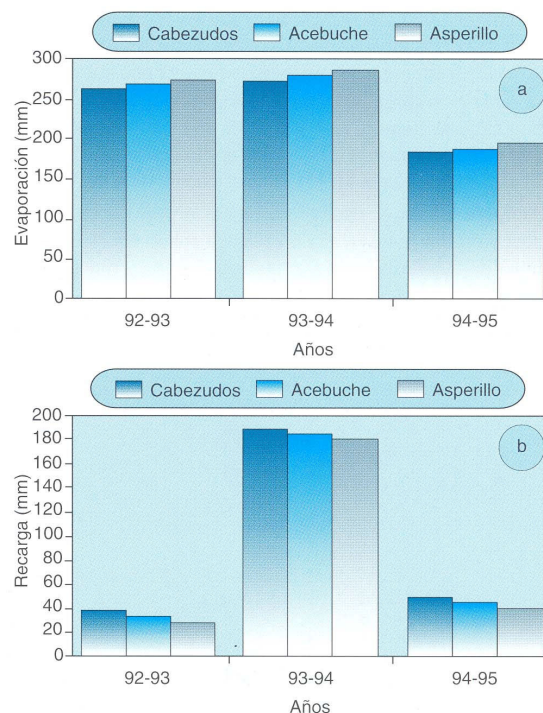


Figura 9. Valores anuales estimados de la evaporación (a) y recarga (b) para $K_s = 5.8 \cdot 10^{-3}$ cm/s en las distintas localizaciones

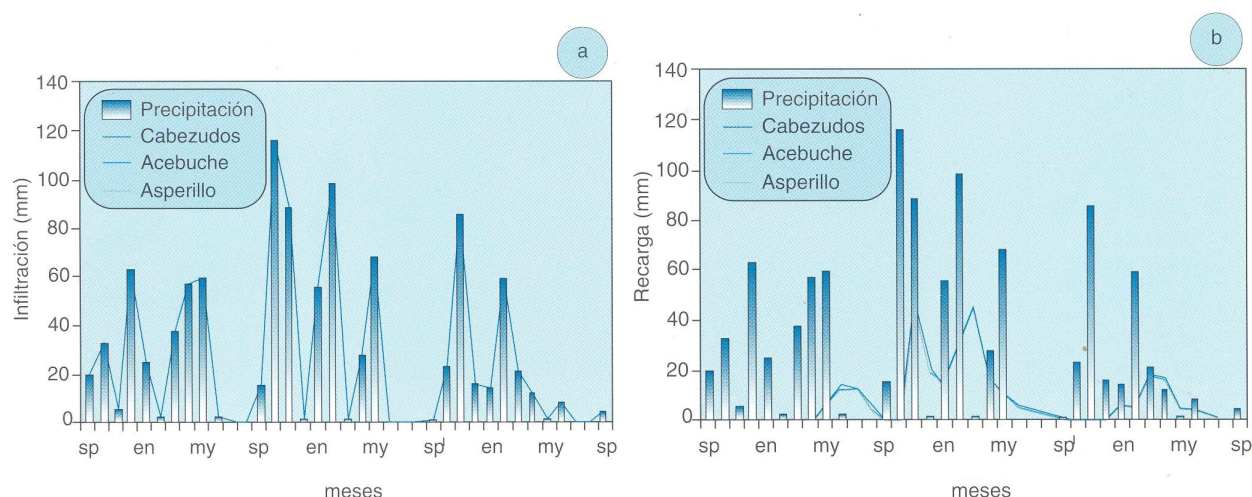


Figura 10. Variación mensual simulada de la infiltración (a) y recarga (b) en las distintas localizaciones

En la *Tabla 5*, se resumen los valores anuales de la recarga y descarga de agua en el suelo para la serie comprendida entre septiembre de 1992 y agosto de 1995. Estos valores corresponden a las distintas localizaciones que se han estudiado y a los valores de conductividad hidráulica saturada, K_s , de la *Tabla 4*. También se indican los porcentajes que representan estos valores con respecto a la precipitación para cada año.

Teniendo en cuenta los distintos valores de conductividad hidráulica saturada considerados y los diferentes lugares, los porcentajes de recarga con respecto a la precipitación oscilarían entre el 1.9 y 12.5% en el año 92-93, entre el 35.3 y el 40.9% en el año 93-94, y entre el 9.1 y el 22.5 % en el 94-95. A la vista de los resultados, se puede deducir que la variación del porcentaje que representa la recarga con respecto a la precipitación es muy elevada, siendo, en todos estos años, la precipitación menor que la media histórica, por lo que la variabilidad puede asociarse a la propia distribución de la lluvia. Comparando estos resultados con los obtenidos en la zona por otros autores, se observa una coherencia siendo un poco inferiores, lo que pudiera deberse a que estas estimaciones se han efectuado en condiciones de

suelo desnudo, sin vegetación. Así Iglesias et al. (1996) evalúan el valor medio de la recarga a partir del balance de cloruros en 140 ± 40 mm/año, que en este periodo seco representa el 23 % de la precipitación, y para periodos algo más húmedos, el 35 %, señalando que el error asociado es bastante elevado. Guimerà et al. (1991) estimaron el valor de recarga mediante trazadores en 350 mm para un periodo con 900 mm de precipitación, lo que representa el 38.9 %.

CONCLUSIONES

La conductividad hidráulica saturada, K_s , ejerce una gran influencia en el valor de los componentes del balance de agua. Las diferencias inducidas en el balance como consecuencia de la variación del valor de dicho parámetro son importantes. Sin embargo, no se han apreciado diferencias significativas entre los valores de los componentes del balance de agua en el suelo para las distintas localizaciones estudiadas, es decir, las características físicas de los suelos presentan una gran uniformidad.

Los suelos estudiados son muy permeables por lo que muestran una respuesta rápida a la secuencia de periodos alternativos lluviosos y secos. Se puede observar que,

Localización	Año	Precipitación (mm)	Evaporación (mm)	(%) P	Recarga (mm)	(%) P
Los Cabezudos ($K_s = 5.8 \cdot 10^{-3}$ cm/s)	92-93	304	260.9	85.8	38.1	12.5
	93-94	463.2	268.9	58.0	189.5	40.9
	94-95	229.3	177.4	77.4	51.6	22.5
El Acebuche ($K_s = 1.7 \cdot 10^{-3}$ cm/s)	92-93	304	283.4	93.2	10.3	3.4
	93-94	463.2	296.4	63.9	168.8	36.4
	94-95	229.3	200.6	87.5	26.8	11.7
El Asperillo ($K_s = 3.7 \cdot 10^{-3}$ cm/s)	92-93	304	277.2	91.2	21.4	7.0
	93-94	463.2	285.3	61.6	174.7	37.7
	94-95	229.3	191.6	83.6	36.2	15.8

Tabla 5. Valores de la recarga y evaporación en las distintas localizaciones

salvo en la superficie, los perfiles de humedad no presentan grandes protuberancias u ondulaciones. En general, el valor de la recarga resulta elevado y el volumen de agua almacenada en el suelo es muy bajo, prácticamente inapreciable al término de la estación seca. Esta gran permeabilidad de los suelos hace que toda la lluvia se transforme en infiltración sin generar escorrentía.

El contraste entre los perfiles de humedad medidos y observados refleja un comportamiento satisfactorio del modelo. A pesar de que el perfil simulado representa el instante final de un acontecimiento y no el momento en el que se realizó la medida, el modelo reproduce adecuadamente las evoluciones observadas de la humedad. Por lo tanto, en suelos homogéneos no estratificados, de textura ligera y sin cubierta vegetal, el modelo CBAS es un instrumento eficaz para analizar el balance de humedad.

El porcentaje del valor de la recarga con respecto a la precipitación muestra una gran variabilidad temporal, ya que siendo los tres años estudiados bastante secos, oscila entre el 1.9 y 12.5% en el año 92-93, entre el 35.3 y el 40.9% en el año 93-94, y entre el 9.1 y el 22.5 % en el 94-95, según el valor de la conductividad hidráulica de saturación y la localización. Esta variabilidad responde fundamentalmente a las fluctuaciones anuales de la lluvia. De cualquier forma, los valores estimados en este estudio son coherentes con los encontrados en la bibliografía.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cabo en el marco de los Proyectos de Investigación AMB 92-636 y AMB 95-0372, financiados por la CICYT. Los autores agradecen al Dr. E. Custodio sus ideas tras numerosas discusiones sobre el tema, así como a la Dra. Ordóñez, a los Sres. J. de Haro y F. del Moral, y al Departamento de Suelos y Riegos del CIFA de Córdoba su colaboración y la cesión de los datos de perfiles de humedad y de las características físicas del suelo.

LISTA DE SÍMBOLOS

A	término constante de la ecuación de infiltración de Philip.
c	constante que depende de la capacidad calorífica del suelo y coeficiente $c = (2+3m)/m$ en las curvas características.
C	capacidad calorífica volumétrica del suelo.
e	intensidad de evaporación.
e^*	capacidad de exfiltración.
e_p	evaporación potencial.
E	evaporación acumulada.
G	flujo de calor en superficie por radiación.
i	intensidad de infiltración.
i^*	capacidad de infiltración.
l	infiltración acumulada.
k	constante de von Karman

K	conductividad hidráulica.
K_s	conductividad hidráulica de saturación.
m	índice de distribución del tamaño de poros.
N_d	periodo armónico principal en la función de restauración de energía.
q_i	descarga volumétrica del escalón de humedad i .
q_{sat}	humedad específica a saturación
q_{va}	humedad específica real a la altura de referencia.
S_a	grado de saturación efectiva.
S_e	desortividad, parámetro de la ecuación de exfiltración de Gardner.
S_i	absortividad, parámetro de la ecuación de infiltración de Philip.
t	tiempo.
T_1	temperatura de superficie del suelo.
T_2	temperatura del subsuelo.
u_a	velocidad del viento a la altura de referencia o de pantalla.
z	profundidad con respecto a la superficie.
z_a	altura de referencia o de pantalla.
z_i	profundidad del escalón i del perfil de humedad rectangular.
z_0	altura correspondiente a la longitud de la aspereza superficial.
θ y θ_v	contenido volumétrico de humedad del suelo.
θ_i	contenido volumétrico de humedad del suelo del escalón i del perfil de humedad rectangular.
θ_s	contenido volumétrico de humedad a saturación.
θ_r	contenido volumétrico de humedad residual.
ψ	componente matricial del potencial del agua en el suelo.
ψ_b	potencial de burbujeo o entrada de aire.
ϕ	factor de estabilidad.
λ	conductividad térmica del suelo.
τ	periodo de restauración.
r_2	coeficiente de regresión entre valores observados y simulados de las curvas características.

REFERENCIAS

- Allison, G.B., G.W. Gee y S.W. Tyler (1994) *Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions*. Soil Sci. Soc. Am. J., 58:6-14.
- Chow V.T., D.R. Maidment y L.W. Mays (1988) Applied Hydrology. McGraw-Hill. Nueva York.
- Clapp R.B., G.M. Hornberger y B.J. Cosby (1983) *Estimating Spatial Variability in Soil Moisture with a Simplified Dynamic Model*. Water Resour. Res. 19:739-745
- Custodio E. y M. Palancar (1995) *Las aguas subterráneas en Doñana*. Rev. Obras Públicas: 142: 31-53. Madrid.

- Deardorff J.W. (1978) *Efficient prediction of ground surface of temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation*. J. Geophys. Res.; 83: 1889-1903.
- Eagleson P.S. (1978) *Climate, soil and vegetation 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid face*. Water Resour. Res. 14:722-730.
- Freeze, R.A. y J.A. Cherry (1979) Groundwater. Prentice Hall, Englewood Cliffs
- Gardner W.R. (1959). *Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media*. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23:183-187.
- Gee, G.W. y D. Hillel (1988) *Groundwater. Recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods*. Hydrol. Proc., 2:255-266.
- Genuchten, M.Th. van, F.J. Leij y S.R. Yates (1.991) The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. U.S. EPA, Washington.
- Giráldez J. V., R. Ordóñez, J. de Haro y P. González (1994) *Estudio sobre la hidrología del Parque Natural del Entorno de Doñana: Resultados preliminares*. Actas XII Jornadas Técnicas sobre Riegos. Pamplona. pag. 171-177.
- Guimerà J., E. Custodio y L. Candela (1991) *Caracterización de la recarga a los acuíferos mediante trazador artificial en el Parque Nacional de Doñana (Huelva, España)*. Revista de Geofísica. Madrid, 47: 135-147.
- Iglesias M, E. Custodio, J.V. Giráldez, M. Manzano y R. Ordóñez (1996) *Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalario, Doñana, Huelva*. SIAGA 96. IV Simposio sobre el Agua en Andalucía. Almería.
- ITGE (1992). Hidrogeología del Parque Nacional de Doñana y su entorno. Instituto Tecnológico y GeoMinero de España: Ministerio de Industria y Comercio. Madrid.
- Klute A. (1986). *Methods of Soil Analysis. Part I- Physical and Mineralogical Methods*. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA. Madison, WI.
- López J.J. (1997). Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores, en La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. E. Custodio, M. R. Llamas y J. Samper (eds). AIH GE-ITGE. Madrid, pag. 111-124.
- López J.J. y J.V. Giráldez (1992) *¿Es el barbecho necesario? Análisis de la eficiencia del barbecho mediante un modelo de la evolución de la humedad del suelo*. Invest. Agr. Prod. Prot. Veg. 7: 327-343.
- Mein R.G. y C.L. Larson (1973) *Modeling Infiltration During a Steady Rain*. Water Resour. Res. 9: 384-394
- Milly P.C.D. (1984) *A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil*. Water Resour. Res., 20: 1087-1098.
- Milly P.C.D. (1986) *An event-based simulation model of moisture and energy fluxes at a bare soil surface*. Water Resour. Res. 22: 1680-1692.
- Phillip J.R. (1957) *The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations*. Soil Sci. 84:257-264.
- Press W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky y W.T. Vetterling (1986) Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press. Cambridge.
- Rawls W.J., D.L. Brakensiek y K.E. Saxton (1982) *Estimation of soil water properties*. Trans. ASAE 25: 1316-1328.
- Salvany J.M. y E. Custodio (1995) *Características litológicas de los depósitos pliocuaternarios del Bajo Guadalquivir en el área de Doñana: implicaciones hidrogeológicas*. Rev. Soc. Geol. de España, 8:21-31.
- Samper, J. y J. Guimerà (1993) Interpretación numérica de un ensayo de trazado químico para el estudio de la recarga en el acuífero del Parque Nacional de Doñana. en La Zona no Saturada y la Contaminación de la Aguas Subterráneas. L. Candela y M. Varela (eds). CIMNE-UPC, Barcelona. 277-302.
- Suso, J y M. R. Llamas (1.993) *Influence of groundwater development on the Doñana National Park ecosystems (Spain)*. J. Hydrol.; 141: 239-270
- Vries, D.A. de (1963) *Thermal properties of soil*. En Physics of plant environment. Cap. 7, p: 210-235. W.R. Van Wijk (ed), North-Holland Publ. Co., Amsterdam.