

ESTUDIO DE LA EVOLUCION DEL CONTENIDO DE HUMEDAD DEL SUELO EN AREAS CULTIVADAS. APLICACION A DOS ZONAS CLIMATICAS DIFERENTES DE NAVARRA.

LÓPEZ, J.J.⁽¹⁾ (P) Y GIRÁLDEZ, J.V.⁽²⁾

⁽¹⁾ Universidad Pública de Navarra. Dpto. de Proyectos e Ingeniería Rural.

⁽²⁾ Universidad de Córdoba. Dpto. de Agronomía.

Resumen

La disponibilidad de agua almacenada en el suelo es el principal factor limitante de la producción agrícola en los cultivos de secano. Los procesos y factores que regulan la transferencia de agua en el sistema suelo-atmósfera-vegetación son numerosos y complejos. Con la finalidad de analizar la evolución de esta disponibilidad, se ha aplicado un modelo, CBAS, físico-matemático basado en la transferencia de agua y de calor a lo largo de la superficie de contacto entre el suelo y la atmósfera. El modelo hace distinción entre episodios con o sin lluvia simplificando de esta forma la resolución de las ecuaciones resultantes.

El estudio se ha realizalizado en dos zonas características de la agricultura de secano de Navarra, ambas se sitúan en los umbrales climáticos de existencia de este tipo de agricultura, Carcastillo en la parte seca y Aoiz en la húmeda. Los suelos elegidos han sido bastante representativos de las mismas. Los resultados obtenidos, presentados como un anticipo a un análisis más detallado de sensibilidad, evidencian un buen comportamiento del modelo para predecir la conducta del sistema, sin embargo, se ve la necesidad de identificar y calibrar los parámetros más significativos, entre los que parece que la conductividad hidráulica a saturación es el más importante, para poder aproximar de forma aceptable los componentes del balance en cada caso.

Introducción

El suelo por su capacidad de almacenamiento y por sus mecanismos de transmisión del agua es regulador del ciclo hidrológico. Los procesos de infiltración ya sea en condiciones de flujo, o de lluvia, ya sea en condiciones de inundación, o concentración, constituye la principal recarga del suelo. La evaporación a través de la superficie del suelo, o a través de la transpiración de la planta, y la percolación o desagüe, hacia horizontes más profundos, constituyen el proceso opuesto de descarga. En una excelente revisión Eagleson (1.978) despiezó los procesos más importantes en el balance de humedad del suelo, destacando que en la mayoría de los casos el suelo permanecía con una humedad inferior a la de saturación, o en estado subsaturado.

El análisis del movimiento del agua en el suelo es de gran interés, no sólo para la agronomía, que ya en sí misma es importante, pues de ahí depende gran parte del alimento de la sociedad, sino también para la

hidrología, en la prevención de formación de avenidas y la evolución de caudales de los cursos de agua, para el manejo ambiental, por la dispersión de potencial de contaminantes tanto por la escorrentía como por el flujo de agua en la zona subsaturada, y en los últimos tiempos para la climatología estacional por la gran influencia que la distribución del agua y la energía térmica tienen sobre la circulación atmosférica global, como Salvucci y Entekhabi ponían de manifiesto no hace mucho (1.994).

Por ello se han propuesto diversas formulaciones que simplifiquen la complejidad con la que discurren los procesos principales del movimiento del agua en el suelo. Charbeneau y Asgian (1.991) presentaron un modelo para estudios a largo plazo en el que la infiltración y la evaporación del agua del suelo se describían según las hipótesis de flujo de pistón de Green y Ampt, o de suelo delta, adoptando la hipótesis de condensación de tiempo de Sherman, para considerar de forma sencilla los períodos en los que la intensidad de lluvia es inferior a la intensidad de infiltración en pequeños intervalos de tiempo. Govindaraju y Kavvas (1.993) añadieron la presencia de la planta bajo similares hipótesis con buenos resultados.

Un paso más fué dado por Protopapas y Bras (1.991) al incluir la segunda dimensión, y la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica saturada, concluyendo que una representación más sencilla del suelo como un conjunto de columnas vecinas pero independientes puede representar bien al comportamiento de una franja de suelo. Mucho más reciente Brubaker y Entekhabi (1.995) han simplificado los procesos con el fin de describir la interacción tierra-atmósfera, con la ayuda de una componente estocástica, para definir los mecanismos de retroalimentación tanto positivos, como el humedecimiento del suelo por la lluvia que deja humedad que estimula posteriores lluvias, como negativos que se oponen a la perturbación que los desencadena.

En este informe se describe un modelo sencillo, más complejo que los de Charbeneau y Asgian o de Brubaker y Entekhabi, pero que sirva para analizar el comportamiento del suelo en períodos largos de tiempo sin excesivo esfuerzo de cálculo. Es especialmente válido para la comprensión de situaciones como la actual con rachas largas de sequía.

Descripción climatológica y edafológica de las zonas de estudio

Las localizaciones elegidas corresponden a dos zonas características de la agricultura de secano de Navarra. La primera, Carcastillo, se encuentra al SE, en las proximidades de las Bardenas Reales, responde a un régimen climático semiárido. La segunda localidad es Aoiz, situada al oeste de Pamplona, cerca del polémico embalse de Itoiz actualmente en construcción, este área ya se puede considerar con un régimen climático húmedo. Dichas zonas se pueden considerar como los umbrales de la agricultura de secano de Navarra, Carcastillo en la parte seca y Aoiz en la

húmeda. A continuación se describen las características climatológicas y edafológicas de cada una de ellas.

Como ya se ha indicado, Carcastillo está enclavado en una zona semiárida, la precipitación media anual es de 472.1 mm. y la temperatura media anual de 13.1 °C. Los datos meteorológicos horarios utilizados corresponden a la serie de 3 años, desde el 1 de septiembre de 1.992 al 31 de agosto de 1.995, registrada en la estación automática de esta localidad perteneciente a la Red de Observación Meteorológica Terrestre de Navarra. Como se puede observar en la tabla 1 y en la figura 1 a), donde se muestran las precipitaciones anuales medias y se representan las precipitaciones medias mensuales de los años de estudio respectivamente, este período es bastante seco.

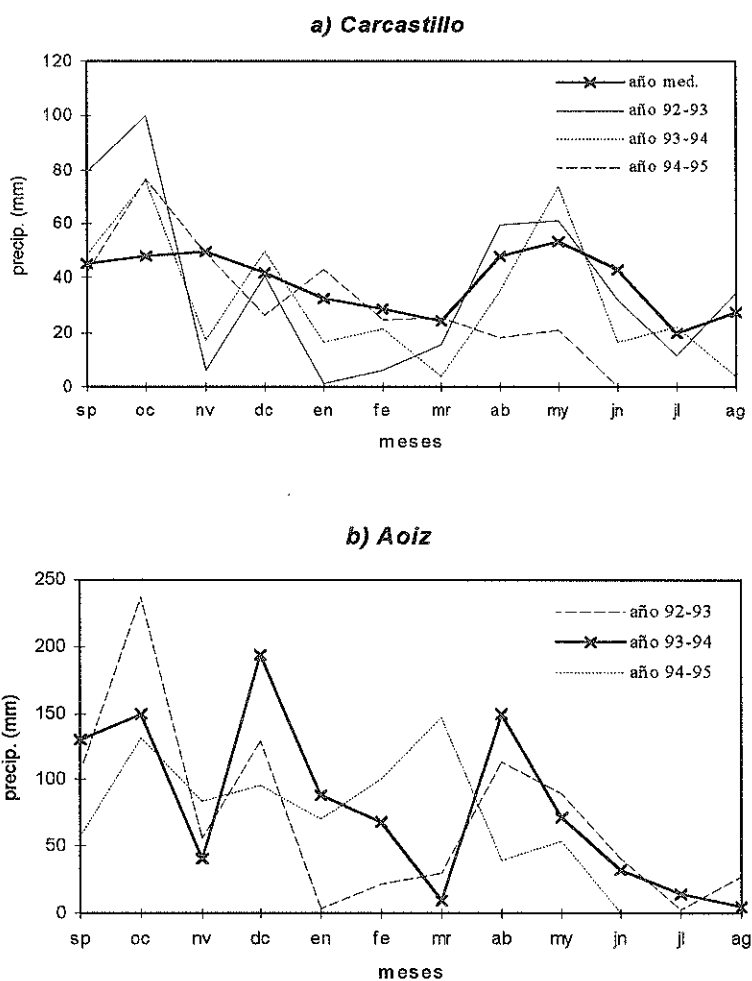


Figura 1.- Precipitaciones mensuales(a) Carcastillo; b) Aoiz)

Aoiz, sin embargo, está localizado en un área húmeda, con precipitación media anual que ronda los 1000 mm. y una temperatura media anual de 11.7°C. De la misma forma que en el caso anterior, la serie de estudio corresponde al período que va del 1 de septiembre de 1.992 al

31 de agosto de 1.995, y la estación automática donde está registrada también pertenece a la Red de Observación Meteorológica Terrestre de Navarra. En este caso, las precipitaciones también están por debajo de los valores medios, para los que se han tomado los del 93-94 por estar más próximos de la media.

Año	P. Carcastillo	P. Aoiz
92-93	446.3	856.2
93-94	384.5	954.1
94-95	326.2	779.1
medio	472.1	1000 (v. aprox.)

Tabla 1.- Precipitaciones medias anuales (mm).

La zona correspondiente a Carcastillo se presentan sobre material geológico del Terciario Continental y Cuaternario, destacando las arcillas margosas y limos. La textura es bastante limosa, siendo la familia textural más frecuente la franco limosa. El contenido de materia orgánica va de 0.8% a 1.4%. Los suelos, en general, son profundos con más de 1m salvo que sean laderas muy erosionadas. En la tabla 2 se presentan los valores de las fracciones de cada uno de los componentes del suelo.

Los suelos de la segunda zona están desarrollados sobre material geológico margoso. En general son bastante arcillosos, la clase textural está comprendida entre suelos arcillo-limosos y los franco-arcillo-limosos, y tienen un contenido alto de M.O., de 1.2% a 1.6%. La profundidad del suelo es bastante variable en función de su localización, de modo que los situados en lomas o laderas son someros, poco desarrollados o muy erosionados, y los que están en fondos de vaguadas o laderas de acumulación son profundos con más de 1.5 m.

	Carcastillo	Aoiz
Arcilla	22.53	34.13
Limo	59.295	54.325
Arena	22.53	11.29

Tabla 2.- Valores de las fracciones texturales (%).

Descripción de los procesos del balance de agua en el suelo

La representación física más aceptada de los procesos de transferencia del agua en la zona no saturada del suelo, tal vez por su mayor simplicidad, es la ecuación de Richards (1.931), que combina la ecuación de continuidad con la ley de Darcy, haciendo la suposición de que

la relación lineal entre la densidad de flujo de agua y el gradiente hidráulico se mantiene válido en el caso de subsaturación. En condiciones de flujo isotérmico e incompresible, la representación unidimensional de la ecuación se expresa de la siguiente forma:

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

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].

La resolución de esta ecuación requiere que las relaciones entre las variables θ , ψ y K sean establecidas a priori. Las ecuaciones adoptadas son las propuestas por Brooks y Corey (1.964):

$$\psi(S_e) = \psi_b \cdot S_e^{-1/m} \quad (2)$$

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^c \quad (3)$$

siendo S_e el grado de saturación efectiva, $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, que depende de la humedad de saturación, θ_s , y de la humedad residual, θ_r ; ψ_b es el potencial de burbujeo o entrada de aire; K_s es la conductividad hidráulica a saturación; m es un parámetro que expresa el índice de distribución del tamaño de poros, y c otro coeficiente relacionado con m , $c = (2 + 3m) / m$.

Una columna de suelo responde dinámicamente a la secuencia climática de acontecimientos de precipitación y evaporación, recargando parte de la humedad durante los períodos de lluvia, devolviendo algo de esa parte a la atmósfera, a través de la superficie, durante los períodos de evaporación, y descargando el resto a la zona saturada más o menos de forma continua. Milly (1.986) desarrolló un modelo que integraba la ecuación (1) a lo largo de estos eventos. López y Giráldez (1.992) presentaron el modelo CBAS, basado en el anterior, que permitía aproximar el contenido de humedad, así como los demás componentes del balance de agua en el suelo, en cada momento. Las características más relevantes se describen a continuación.

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 de dos sumandos,

$$I = S_i \cdot t^{1/2} + A \cdot t \quad (4)$$

siendo S_i la absortividad [$LT^{-1/2}$], y A un término constante [LT^{-1}], y

$$i = \frac{S_i}{2} \cdot t^{-1/2} + A \quad (5)$$

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 (1.973) usando la aproximación de Green y Ampt (Chow *et al.*, 1.988, 4.3),

$$i^* = A \cdot \left\{ 1 + \left[-1 + \left(1 + \frac{4 \cdot A \cdot I}{S_i^2} \right)^{1/2} \right]^{-1} \right\} \quad (6)$$

El valor de la intensidad de infiltración que resulta de (6) 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 esta sea positiva.

$$i = \min[i^*, \max[(r - e_p), 0]] \quad (7)$$

El proceso opuesto, la evaporación del agua del suelo, que pudiera denominarse más apropiadamente *exfiltración*, siguiendo a Eagleson (1.978), 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 (1.959), la evaporación acumulada, E , [L], es

$$E = S_e \cdot t^{1/2} \quad (8)$$

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

$$e = \frac{S_e}{2} \cdot t^{-1/2} \quad (9)$$

De la relación entre la intensidad y el valor acumulado,

$$e^* = \frac{S_e^2}{2 \cdot E} \quad (10)$$

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 ésta sea positiva.

$$e = \min[e^*, \max[(e_p - r), 0]] \quad (11)$$

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.*, (1.983), Milly propuso una descripción de la redistribución mediante la resolución de un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias basadas en la ecuación de continuidad,

$$\frac{d\theta_j}{dt} = -\frac{\Delta q_j}{z_j - z_{j-1}} \quad (12)$$

$$\frac{dz_j}{dt} = \frac{q_{j+1} - q_j - \Delta q_j}{\theta_{j+1} - \theta_j} \quad (13)$$

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 (Brutsaert, 1.982, 10.2)

$$e_p = \frac{k^2 \cdot u_a \cdot \phi}{\rho \cdot \left[\text{Ln}\left(\frac{z_a}{z_0}\right) \right]^2} \cdot [q_{\text{sat}}(T_1) - q_{\text{va}}] \quad (14)$$

donde k es la constante de von Karman, u_a la velocidad del viento, $[\text{LT}^{-1}]$ a la altura de referencia, o de pantalla, z_a la humedad específica, q , $[\text{M}\cdot\text{L}^{-3}]$, corresponde al estado de saturación a la temperatura de superficie, T_1 , subíndice_{sat}, y a la real a la altura de referencia, subíndice_{va}; ρ 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 reemplazamiento de Deardroff (1.978) 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

depende del flujo de calor en superficie por radiación, G , [$M \cdot L^2 \cdot T^{-3}$], y por conducción debido al gradiente de temperatura desde un nivel profundo, T_2 ,

$$\frac{dT_1}{dt} = c_1 \cdot G - c_2 \cdot (T_1 - T_2) \quad (15)$$

En esta ecuación, (15), 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 Deardroff (1.978) en función del flujo de calor G , como

$$\frac{dT_2}{dt} = (\lambda \cdot C \cdot N_d \cdot \tau)^{-1/2} \cdot G \quad (16)$$

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.

El modelo permite evaluar en todo momento los flujos de agua hacia, en, y desde el suelo. Los diferentes episodios de lluvia marcan los períodos durante los que se calcula la infiltración, el exceso se convertirá en escorrentía. En los períodos comprendidos entre lluvias se calcula la exfiltración. La forma de adaptar al perfil de humedad del suelo los valores acumulados obtenidos para la infiltración y exfiltración es añadir o sustraer respectivamente un escalón de humedad, equivalente a dichos valores, al final del período considerado.

El flujo de calor G se determina de forma continua, al igual que la redistribución del agua en el suelo. De esta forma, se obtiene la percolación profunda, o recarga del acuífero subyacente, como el flujo de agua descendente a la profundidad que se considere en cada situación. La escala temporal mínima para el establecimiento de los acontecimientos, bien sean con o sin lluvia, es de 1 día.

Resultados y discusión

La aplicación del modelo requiere el conocimiento de las propiedades físicas del suelo, humedad de saturación, θ_s , humedad residual, θ_r , conductividad hidráulica a saturación K_s ; y de los parámetros que se utilizan en las ecuaciones de Brooks y Corey (1.964). Para la aproximación de estos valores se han tomado los propuestos por Rawls y Brakensiek (1.982) aplicados según la textura de cada suelo. Posteriormente se han

optimizado con el programa RETC (van Genuchten *et al.*, 1.991). Los resultados se muestran en la tabla 3.

	θ_s	θ_r	$K_s(\text{cm/s})$	$\psi_b(\text{cm})$	m
Carcastillo	0.54	0.07	8.3×10^{-5}	54.0	0.27
Aoiz	0.52	0.08	1.4×10^{-5}	85.0	0.21

Tabla 3.- Valores de los parámetros físicos del suelo.

Los datos meteorológicos utilizados para la cuantificación de los flujos en cuestión son: temperatura media a la altura de referencia, presión de vapor media, velocidad del viento media, precipitación y radiación directa global media; todos estos datos están en base horaria ya que los cálculos se realizan con esta frecuencia. Por otra parte también son necesarios los datos de precipitación diaria, que son los que sirven para el establecimiento de los acontecimientos o períodos de predominio de evaporación o infiltración.

Es evidente que el balance de agua en el suelo depende fundamentalmente de dos tipos de factores: los atmosféricos y los edáficos. En un primer análisis de los resultados obtenidos para los componentes anuales del balance (ver figura 2) choca el contraste que se observa entre las pequeñas diferencias que se dan en los volúmenes infiltrados en el suelo para ambas situaciones, frente a una tan marcada diferenciación en la precipitación. En Carcastillo donde las precipitaciones oscilan en torno a los 400 mm., el volumen infiltrado está comprendido entre los 280 mm del 94-95 y los 345 mm del 92-93. Sin embargo, en Aoiz, en que la precipitación excede siempre los 780 mm, los valores obtenidos de infiltración son inferiores. Esto evidencia que, en cuanto al contenido de humedad del suelo se refiere, la diferencia entre ambas situaciones vendrá marcada, más que por las condiciones atmosféricas, por las características físicas del suelo.

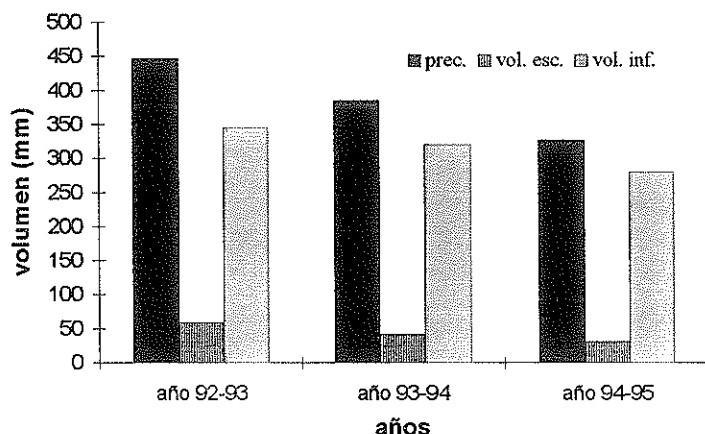
El hecho de que en ningún caso se produzca recarga evidencia la necesidad de caracterizar las propiedades físicas de los suelos en los que se aplica el modelo, así como de ajustar los parámetros más significativos en cada caso. En este caso, al no disponer de este tipo de datos, se han tenido que aproximar a partir de las texturas, según datos experimentales obtenidos por Rawls y Brakensiek (1.982), ya mencionados con anterioridad.

En la figura 3, donde se presenta la evolución del contenido de humedad del suelo en cada año y para cada localización, se aprecia como el suelo de Carcastillo se recarga más rápidamente que el de Aoiz, sin duda, debido al mayor valor de la conductividad hidráulica de saturación en el primer caso. Sin embargo, la descarga del suelo en el caso de Aoiz está retardada con respecto al de Carcastillo, lo que vendrá dado por la

combinación de varios factores. El mayor aporte de agua de lluvia que se da en el primer caso en primavera será la razón fundamental de este retraso, pero ésto también conlleva una menor demanda evaporativa de la atmósfera en dicha situación. Por último, al ser suelos, los de Aoiz, que retienen el agua con una tensión mayor que los de Carcastillo, efectuarán un mayor control en la evaporación.

En los años 93-94 y 94-95 en el caso de Carcastillo, así como el 94-95 en el caso de Aoiz, en los que se registraron pluviometrías muy por debajo de las medias, se observa como el suelo se queda sin reserva a finales de abril, cuando el cultivo todavía tiene unas grandes necesidades de consumo. Es preciso indicar que los valores, que se presentan en los gráficos, muestran los contenidos de humedad en el suelo al final del mes al que representan.

a) Carcastillo



b) Aoiz

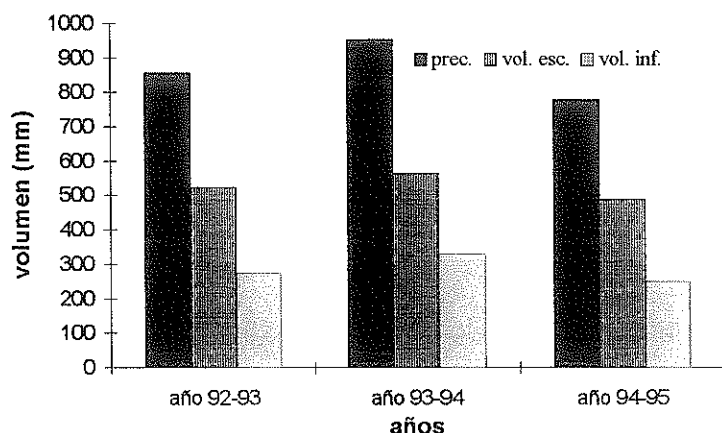


Figura 2.- Componentes del balance anual del agua en el suelo. a) Carcastillo; b) Aoiz.

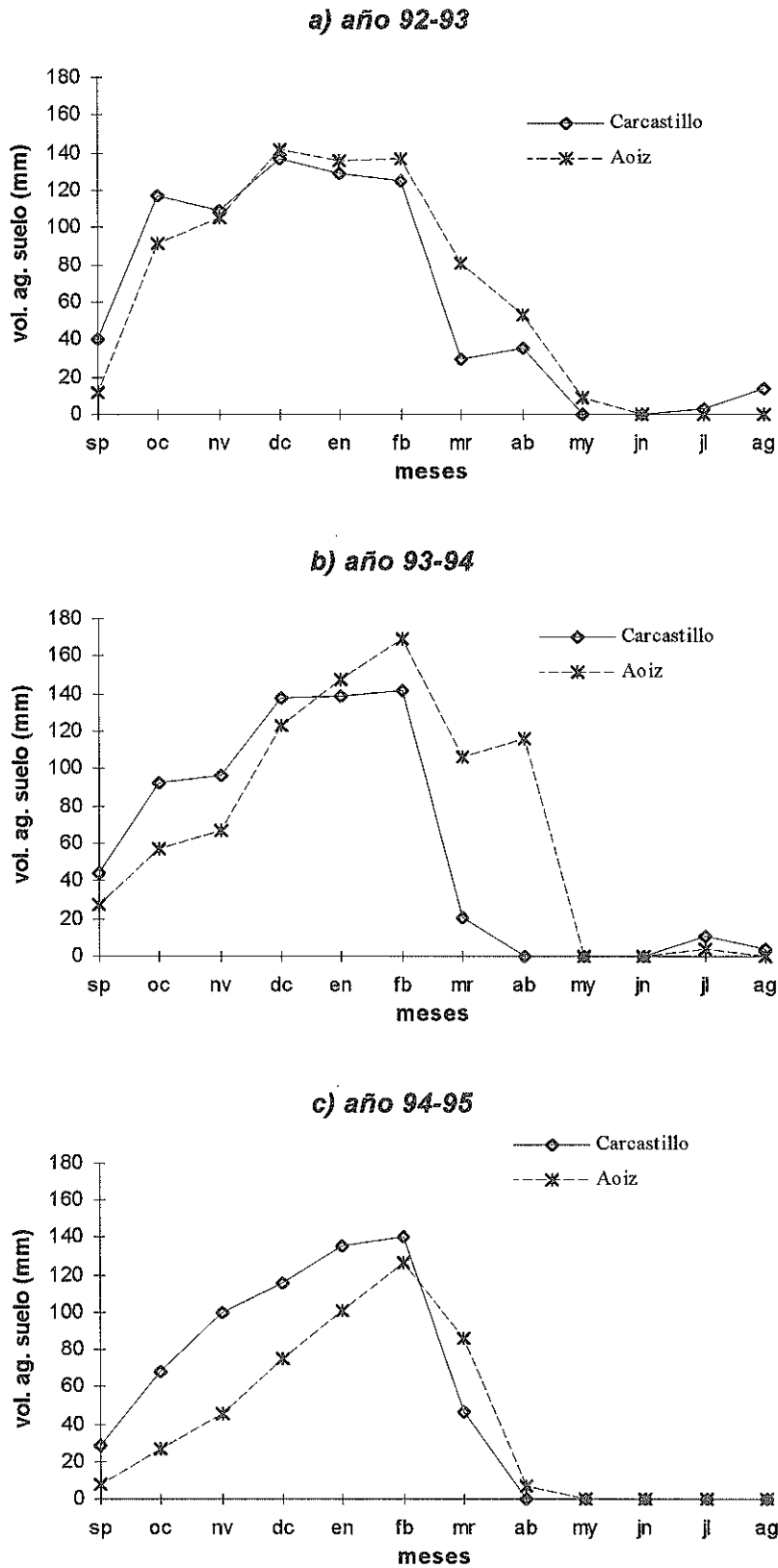


Figura 3.- Evolución del volumen de agua en el suelo en los distintos años.

En los graficos de la figura 4 se quiere representar el efecto, ya mencionado anteriormente, de las precipitaciones primaverales en el contenido de humedad en el suelo. Se aprecia como en el caso de Aoiz, donde se dan precipitaciones apreciables al comienzo de primavera, el agua en el suelo se prolonga más que en el caso de Carcastillo, donde esas precipitaciones son muy escasas. Esa mayor permanencia del agua en el suelo es la que produce que también haya un desfase en la onda de evapotranspiración, al haber disponibilidad de agua para los cultivos más prolongada.

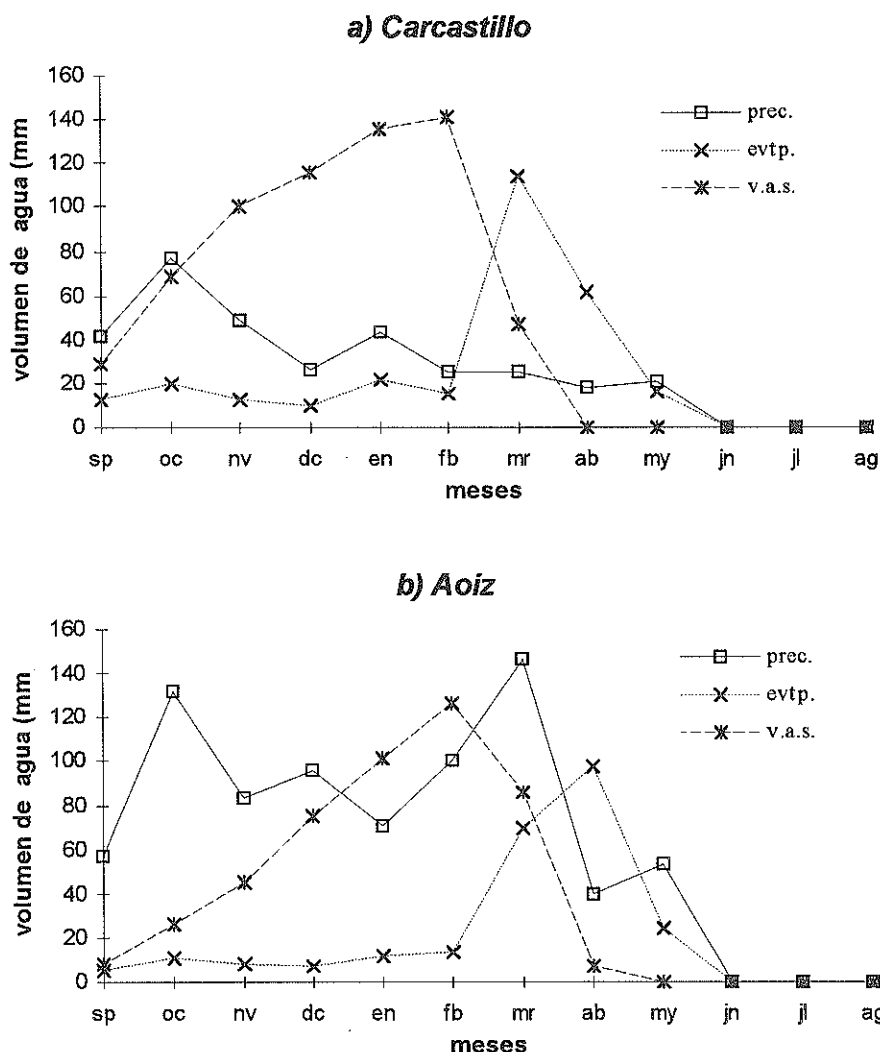
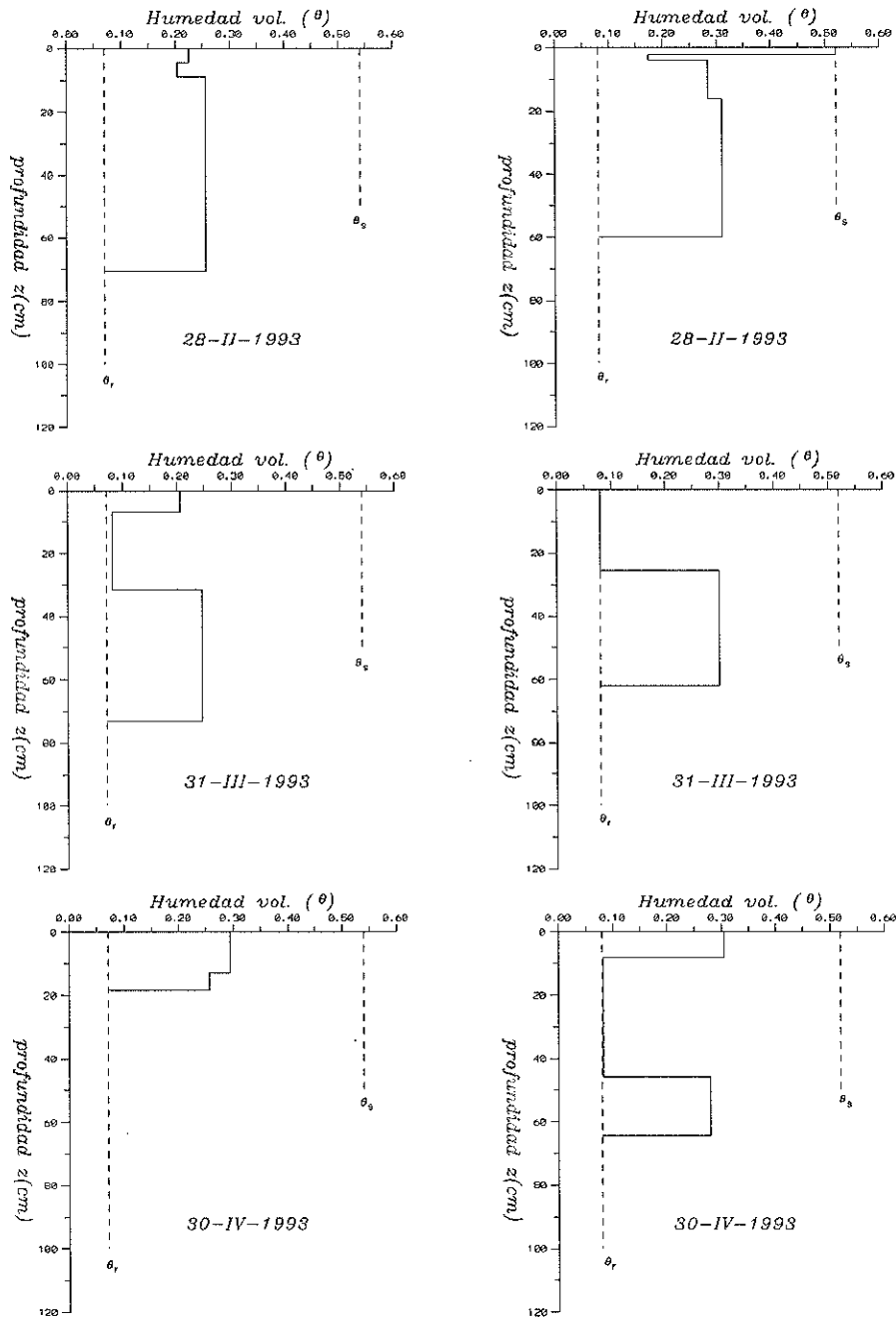


Figura 4.- Evolución de la precipitación, evapotranspiración y contenido de agua en el suelo en el año más seco, 1994-95.

A continuación, en los gráficos de las figuras 5 y 6, se muestran los perfiles de humedad al final de los meses de febrero, marzo y abril tal como los genera el modelo. En dichos perfiles se pueden comprobar algunas de las afirmaciones expresadas con anterioridad.



a) Carcastillo

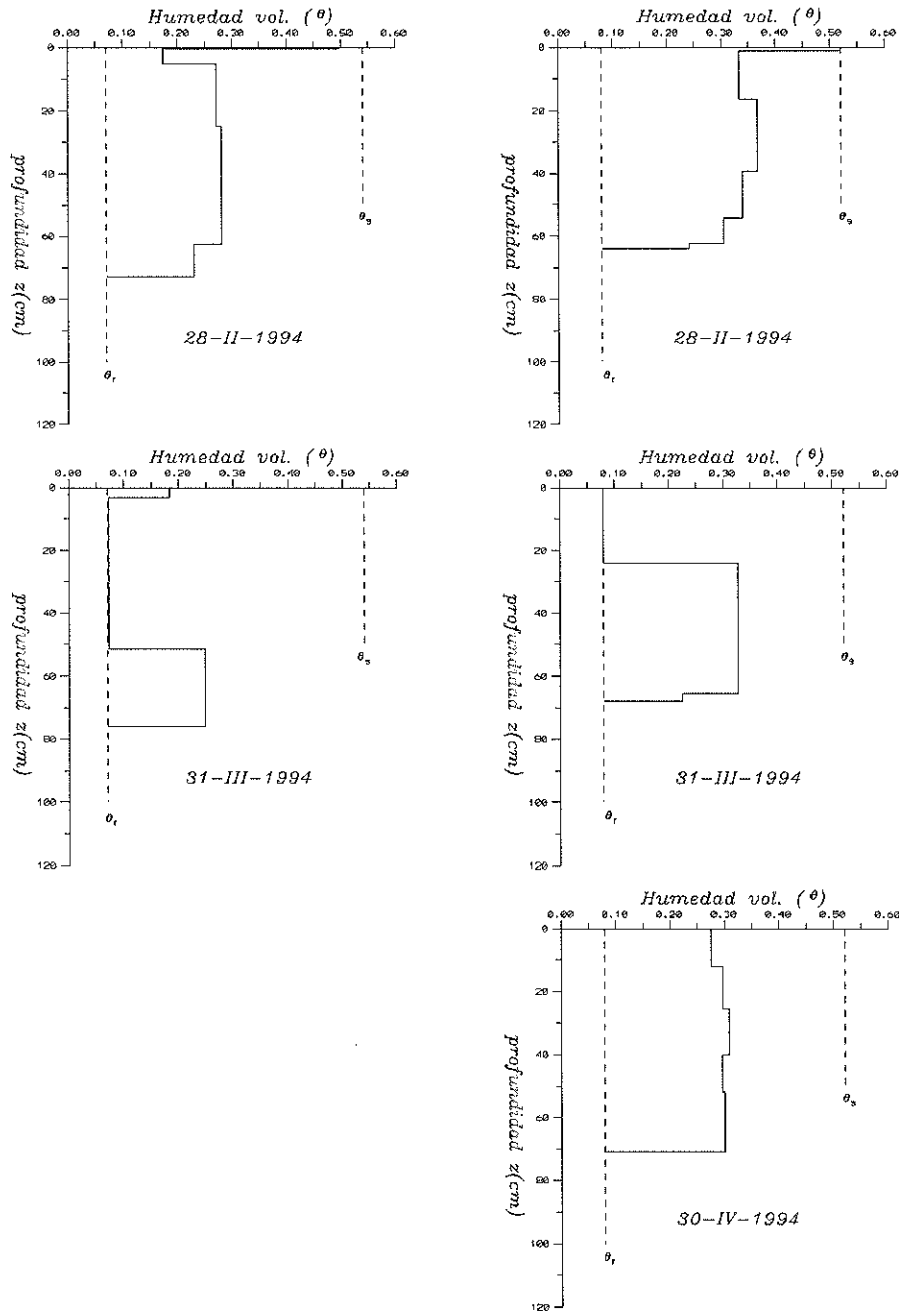
b) Aoiz

Figura 5.- Perfiles de humedad al final de los meses de febrero, marzo y abril de 1.993.

Conclusiones

El balance de agua en el suelo es el resultado de la interacción entre factores climatológicos y edafológicos. En suelos poco permeables son las

características físicas del suelo las que condicionan los procesos de recarga de agua en el suelo.



a) Carcastillo

b) Aoiz

Figura 6.- Perfiles de humedad al final de los meses de febrero, marzo y abril de 1.994.

El análisis del comportamiento del modelo frente a distintos tipos de climas y suelos es positivo, representando los procesos de transferencia de agua en una columna de suelo de forma aceptable sin un gran esfuerzo de cálculo. Su utilidad parece más clara en análisis de largos períodos de tiempo, como, por ejemplo, para el estudio del efecto de períodos de sequía. Evidentemente su aplicación es válida siempre y cuando se puedan asumir las hipótesis de simplificación que se proponen, como puede ser la homogeneidad del suelo.

Por otra parte, para que la aplicación del modelo pueda aproximar los componentes del balance de agua en el suelo, es preciso que éste sea caracterizado físicamente y que se ajusten los parámetros a cada caso concreto. Principalmente es necesario afinar en la estimación de la conductividad hidráulica a saturación. De esta forma, el modelo que se propone puede ser un instrumento eficaz para evaluar la recarga de acuíferos o percolación profunda en suelos homogéneos.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento al Servicio Estructuras Agrarias del Departamento de Agricultura del Gobierno de Navarra, por la colaboración prestada al facilitarnos tanto los datos meteorológicos como los de textura del suelo.

Referencias

- BROOKS, R.H. Y A.T. COREY (1.964). Hydraulics properties of porous media. *Hydrology paper 3*, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- BRUBAKER, K. Y D. ENTEKHAVI (1.995). An analytical approach to modeling land-atmosphere interaction. *Water Resour. Res.*, 31, 619-632.
- BRUTSAERT, W.H. (1.982). Evaporation into the atmosphere. Reidel, Dordrecht; pp 299.
- CHARBENEAU, R.L. Y R.G. ASGIAN (1.991). Simulation of the transient soil water content profile for a homogeneous bare soil. *Water Resour. Res.*, 27, 1271-1279.
- CLAPP, R.B., G.M. HORNBERGER Y B.J. COSBY (1.983). *Estimating spatial variability in soil moisture with a simplified dynamic model*. *Water Resour. Res.* 19, 739-745.
- CHOW, V.T., D.R. MAIDMENT Y L.W. MAYS (1.988). Applied Hydrology. McGraw-Hill, New York; pp. 571.
- DEARDORFF, J.W. (1.978). *Efficient prediction of ground surface of temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation*. *J. Geophys. Res.*; 83(C4), 1.889-1.903.
- EAGLESON, P.S. (1.978). Climate, soil and vegetation. *Water Resour. Res.* 14, 705-712.
- GARDNER, W.R. (1.959). Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23, 183-187.
- GOVINDARAJU, R.S. Y M.L. KAVVAS (1.993). Development of an approximate model for unsaturated flow with root water uptake under rectangular water content profiles assumption. *J. Hidrol.*, 146, 321-339.

- LÓPEZ, J.J. Y J.V. GIRÁLDEZ (1.992). ¿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(3), 327-343.
- MEIN, R.G. Y C.L. LARSON (1.973). Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resour. Res.* 9: 384-394.
- MILLY, P.C.D. (1.986). An event-based simulation model of moisture and energy fluxes at a bare soil surface. *Water Resour. Res.* 22, 1.680- 1.692.
- PROTOPAPAS, A.L. Y R.L. BRAS (1.991). The one-dimensional approximation for infiltration in heterogeneous soils. *Water Resour. Res.*, 27, 1019-1027.
- RAWLS, W.J. Y D.L. BRAKENSIEK (1.982). Estimating soil water retention from soil properties. *J. Irrig. Drain.*, ASCE, 108, 166-171.
- RICHARDS, L.A. (1.931). Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 1, 318-333.
- SALVUCCI, G.D. Y D. ENTEKHABI (1.994). Equivalent steady soil moisture profile and the time compression approximation in water balance modeling. *Water Resour. Res.*, 30, 2737-2749.
- VAN GENUCHTEN, M.TH., F.J. LEIJ Y S.R. YATES (1.991). The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. U.S. Environmental Protection Agency.