

MODELO DE CÁLCULO DEL AGUA DE LLUVIA INFILTRADA MEDIANTE LA
PROFUNDIDAD MÍNIMA DE NO EVAPORACIÓN

R. ROMÁN

Centro de Ciencias Medioambientales del C.S.I.C. Madrid

RESUMEN

La mayor parte de los modelos utilizados para determinar la infiltración del agua de lluvia se basan en calcular el balance de agua en el suelo edáfico. Esta capa de suelo superficial es capaz de almacenar una cierta reserva de agua, que cuando es superada se produce la infiltración.

En otros modelos se calcula el drenaje mediante las características hidráulicas del suelo y las ecuaciones de flujo.

En el primer caso, los valores de infiltración que se obtienen dependen de la reserva que se asigna al suelo y en el segundo la variabilidad de la permeabilidad y los procesos de histéresis introducen factores de incertidumbre.

Un punto común de ambos, que los simplifica y mejora, consiste en utilizar como suelo edáfico una capa de terreno hasta una profundidad tal, que el agua retenida en ella no pueda ser perdida por evapotranspiración directa a través de la superficie.

Denominaremos profundidad mínima de no evaporación a la capa de suelo mínima a partir de la cual no hay pérdidas por evapotranspiración. Esta profundidad depende de la climatología y de las características hidráulicas del suelo y permite garantizar que el agua de lluvia que llegue a ella es infiltrada, ya que no puede evaporarse.

Mediante experimentación en campo durante 5 años, hemos comprobado, que la profundidad mínima a partir de la cual el agua retenida en el suelo no puede evaporarse por la superficie es de 1.8 m para un suelo areno-limoso y para una climatología semiárida.

El modelo se basa en el balance diario de agua en esta capa de suelo. La evapotranspiración real se calcula mediante la fórmula de Turc y se corrige por el cultivo y la cantidad de agua disponible en el suelo. La infiltración se calcula como el exceso de humedad del suelo respecto a la capacidad de campo y siempre que el suelo haya permanecido en estas condiciones más de 2 días.

El modelo ha sido verificado utilizando los datos de una parcela experimental con cultivos alternativos de maíz y cereal durante un periodo de 5 años, con resultados completamente satisfactorios.

ABSTRACT

Direct field experiments performed during more than four years prove that the water contained (retained) at depths of 1.8 m or more cannot be lost by surface evaporation. (in a sandy-loam soil and semi-arid climate, central Spain).

Using this depth, as the top layer depth, a model based on the daily water storage has been developed to calculate the amount of rainfall water infiltrated, which is (defined) determinate by the difference between the soil moisture and the field capacity, when this difference is positive for three consecutive days. The potential or reference evapotranspiration is corrected by crop and soil water depletion coefficients (adapted to this depth layer).

The model has been validated by experiments made in four 100 m² plots, representative of 2.000 m² area, equipped with tension-neutronic measures of small grains and corn crops irrigated for 5 years.

INTRODUCCIÓN

El agua de lluvia que se filtra en el terreno es el primer dato necesario para evaluar la recarga del acuífero.

En los modelos hidrometeorológicos se considera al suelo, en su capa superficial, con un a capacidad máxima de almacenamiento de agua que puede ser evaporada y cuando se sobrepasa se produce la infiltración. La infiltración depende de la reserva de agua que se tome (Almarza 1984). Normalmente los datos meteorológicos son mensuales aun cuando ya hay autores (Samper 1997) que utilizan datos diarios.

Otro procedimiento para obtener la infiltración o drenaje es el basado en las curvas hidráulicas características del suelo $k=k(\theta)$ y $\phi=\phi(\theta)$ obtenidas

teórica o experimentalmente (Bazi 1993). Este procedimiento más riguroso, en tanto que considera al suelo en el doble aspecto de capacidad de almacenar agua y transmitirla, tiene el inconveniente de la gran variabilidad de $k = k(\theta)$ (Adiscot et al. 1991) así como los procesos de histéresis en $(p = p(\theta))$.

Una posible solución para mejorar la estimación del agua infiltrada es determinar la profundidad mínima de no evaporación (profundidad a partir de la cual en las condiciones climáticas de la zona, el agua retenida en el suelo no es susceptible de ser evaporada). Esta profundidad depende, a igualdad de las condiciones climáticas, de las características hidráulicas del terreno y permite asegurar que el agua que alcance esta profundidad u otras superiores será el agua que se infiltre.

Si utilizamos el modelo hidrometeorológico, tomando como suelo edáfico esta capa, se consigue:

- Incluir indirectamente las características hidráulicas del terreno, con la ventaja de eliminar los fenómenos de histeresis y disminuir la incertidumbre de los datos de partida (la variabilidad de la capacidad de campo es menor que la de la permeabilidad).
- Garantizar que el agua que alcanza esta capa es la infiltración.

1. DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DE LA PROFUNDIDAD MÍNIMA DE NO EVAPORACIÓN

En la finca experimental "La Poveda" (35 km SE de Madrid) del C.S.I.C. se ha montado un diseño experimental basado en medidas tensionométricas en dos series separadas en tres de 50 metros.

Cada serie consta de 4 puntos de medida distanciados un mínimo de 1 m y un máximo de 4 m. Cada punto incluye un tubo de acero para medidas tensionométricas de humedad hasta profundidades de 3 m y una batería de 10 tensiómetros colocados a 10-20-30-45-60-80-100-120-150 y 200 cm.

Entre abril del 90 y septiembre del 95 se ha medido periódicamente la humedad y succión en los 8 puntos de medida. Durante este periodo la precipitación anual ha sido inferior a la media de los últimos 30 años (443 mm).

En la figura 1 se dan las fluctuaciones de la humedad con el tiempo a diferentes profundidades en uno de los puntos de medida. Al comienzo de la experiencia (abril del 90) el suelo está saturado como consecuencia de las lluvias anteriores. Al final del verano del 90 las pérdidas de humedad en profundidad no son perceptibles desde 1.1 m. Las precipitaciones (tabla 1) de los meses de otoño del 90 e invierno del 91 no son suficientes para que aumente la retención de agua a profundidades superiores a 1 m produciéndose pérdidas de humedad desde el mes de marzo hasta setiembre del 91. En esta fecha se observa que las pérdidas de humedad son perceptibles hasta una profundidad de 180 cm.

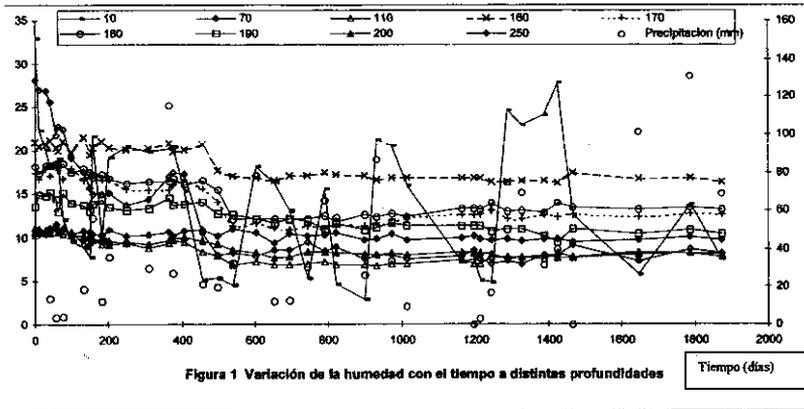


Fig. 1. Variación de la humedad con el tiempo a distintas profundidades

Tabla I.
Precipitación (mm)

Año	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
90	31,8	18,8	33,1	43,5	19,5	4,5	3,5	15,0	67,8	36,8	34,0	11,5	319,8
91	12,4	65,8	58,1	30,6	7,0	7,0	26,5	0,0	32,5	60,6	15,5	8,2	324,2
92	6,0	12,5	8,5	21,8	63,5	57,6	8,8	17,0	26,2	71,2	2,7	29,5	325,3
93	1,2	17,8	9,4	24,2	75,8	35,7	0,0	20,0	7,9	116,9	32,9	5,4	347,2
94	15,7	39,8	0,0	12,7	49,5	2,5	3,9	2,5	22,5	38,6	48,0	12,0	247,7
95	15,1	35,5	0,0	8,4	61,5	70,0	2,8	56,5	18,4	8,0	70,2	61,8	408,2

Desde setiembre del 91 la humedad en las capas de suelo más superficiales fluctúan con la precipitación, mientras en las más profundas la humedad permanece constante. Esto significa que ni la lluvia es suficiente para que penetre, ni la evaporación puede extraer más agua de estas cotas.

En consecuencia la profundidad de 180 cm es la profundidad límite a partir de la cual el agua retenida por el suelo no es susceptible de ser extraída por evaporación directa.

2. MODELO PARA EL CÁLCULO DEL AGUA DE LLUVIA INFILTRADA

El modelo se basa en la ecuación del balance de agua:

$$R_i + P = ETR + D + R_f$$

Siendo: R_i y R_f las reservas de agua inicial y final de agua en el suelo hasta la profundidad de no evaporación (en mm).
 P la precipitación + riego (en mm)
 ETR la evapotranspiración real del suelo (en mm)
 D el drenaje (el agua que alcanza profundidades superiores a la profundidad de no evaporación) (en mm)

La ecuación debe aplicarse diariamente, ya que la distribución temporal de la lluvia es tan importante como la propia cantidad.

2.1. Cálculo de ETR

2.1.1. Corrección por el estado de humedad del suelo

El procedimiento para el cálculo de la ETR parte de la determinación de un valor de referencia ETP (evapotranspiración potencial) que puede determinarse por distintas fórmulas en función de los datos meteorológicos de que se disponga.

Sea ETP la potencial y P la lluvia (y/o riego). Distinguiremos los siguientes casos:

Si $P = ETP$	se utiliza $ETR = ETP$
Si $P > 0$ y $ETP > P$	se utiliza $ETR = P + (ETP - P) \times K$
Si $P = 0$	se utiliza $ETR = ETP \times K$

Siendo K un factor dependiente de la energía con la que el suelo está reteniendo el agua.

Existen distintos coeficientes basados en la reserva de agua disponible en el suelo. En la figura 2 se indican algunos de ellos (Kerr et al.1993). En todos los casos la reserva de agua se toma para una capa de suelo superficial (máximo unos 50 cm de profundidad). En nuestro caso utilizamos la reserva de agua hasta profundidades de 180 cm por lo que estas fórmulas no valen, ya que la incidencia de la reserva de agua en superficie es pequeña respecto al total y sin embargo es la que más incide en la posibilidad de evapotranspirar.

Para tener en cuenta este aspecto hemos utilizado un coeficiente corrector definido por la siguiente expresión:

$$K = (R / CC)^3 \quad (F1)$$

Siendo R la reserva de agua y CC la capacidad de campo del suelo hasta la profundidad de 180 cm.

Como puede apreciarse en la figura 2 el coeficiente corrector decrece mucho más rápidamente que los otros representados.

Esta fórmula es válida si el suelo carece de vegetación. Si existe vegetación hay que considerar que la planta evapora por debajo de la capacidad de

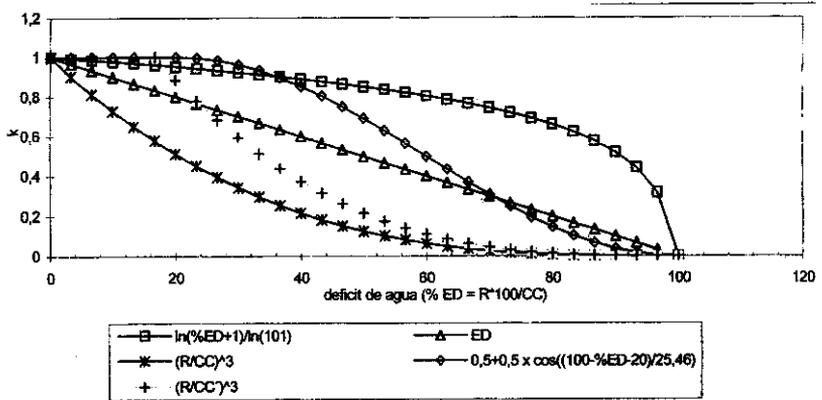


Fig. 2. Valoración del factor de corrección (k) con el déficit de agua

campo (hasta el punto de marchitamiento) y además provoca un flujo de agua desde las capas próximas a la zona radicular. Para tener en cuenta este caso, se utiliza como factor de corrección el siguiente:

$$K = (R/CC)^3 \quad (F2)$$

Siendo $CC' = GC-2/3$ del agua útil de la capa de suelo con desarrollo radicular.

2.1.2. Corrección por vegetación

Según la vegetación y el periodo vegetativo de la misma la ETP ha de ser corregida por un factor, ampliamente estudiado, denominado factor del cultivo "C".

Como resultado final se tiene la siguiente expresión para el cálculo de la evapotranspiración real:

$$ETR = ETP \times C \times K$$

Si no hay vegetación $C=1$ y K calculada por F1. Si hay vegetación C dada por Shuttleworth (1992) y K calculada por F2.

2.2. Cálculo del drenaje

El drenaje se produce siempre que el suelo tenga una humedad superior a la capacidad de campo y en una cuantía igual al exceso de humedad respecto a la capacidad de campo.

10, 20, 30, 45, 60, 80, 100, 120, 150 y 200 cm de profundidad, que rodean un tubo de acero de 2 m de profundidad que sirve de guía para deslizar una sonda de neutrones para la determinación de la humedad en profundidad.

El ensayo se ha llevado a cabo entre los años 1992 y 1996, en cultivos de cereal (años 92, 94 y 96) y de maíz (93 y 95), ambos en riego mediante un pivot.

Los riegos para el maíz son semanales entre finales de junio y primeros de setiembre, mientras que para el cereal los riegos son de apoyo (de 2 a 4 según la climatología). Durante el periodo de riego se hacen 2 controles neutrotensiométricos, uno inmediatamente antes del riego y otro 1-3 días después del riego. El resto del año, al menos una vez al mes, salvo los periodos de mayores lluvias en los que la periodicidad se acorta.

Estos cultivos tienen unas necesidades de agua muy diferentes y en periodos de tiempo muy distintos, por lo que se dispone de datos en los que el verano ha sido sin riego (cereal) o con riego intenso (maíz).

El método de cálculo de la evapotranspiración y drenaje se hace mediante el análisis de las curvas carga hidráulica-profundidad, para determinar el plano de flujo nulo y asignar los cambios de humedad en profundidad a la evapotranspiración o drenaje (Roman et al., 1996).

El estudio se hace individualmente aplicando en cada parcela sus propios datos.

3.2. Parámetros del modelo

En la Finca Experimental La Poveda del CSIC hay una estación meteorológica que mide los siguientes datos: Radiación global, Temperaturas (máxima, mínima y media), velocidad de viento, humedad relativa, punto de rocío y lluvia.

Con estos datos hemos optado por utilizar la fórmula de Turc

$$ETP = 0.013 \times (T_m / (T_m + 15)) \times (St + 50) \times F$$

Donde ETP es la evapotranspiración en mm/día⁻¹

T_m la temperatura media del día (en °C)

St la radiación global (cal.cm⁻².día⁻¹)

F un factor = 1 si la humedad relativa (HR) es mayor que el 50% y = 1 + (50 - HR) / 70 para los otros casos.

Las parcelas se ubican en el mismo tipo de suelo que los ensayos de determinación de la profundidad mínima de no evaporación, por lo que se ha tomado 180 cm para la capa de suelo en la que se hace el balance.

La capacidad de campo media para esa profundidad en las parcelas es de 260 ± 43 mm y el agua útil en la capa más superficial (0-30 cm) 45 ± 9 mm.

Los periodos vegetativos para el maíz y cereal han sido del 15 de junio al 1 de septiembre y del 15 de abril al 15 de junio respectivamente, aplicándose un factor de corrección "c" de 1.05 (Shuttleworth 1992).

La reserva inicial del agua en el suelo el día 1 de enero de 1992 es de 205 ± 28 mm.

4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Uno de los aspectos más importantes para que los resultados de un balance de agua sean correctos es que la evapotranspiración real calculada coincida con la experimental.

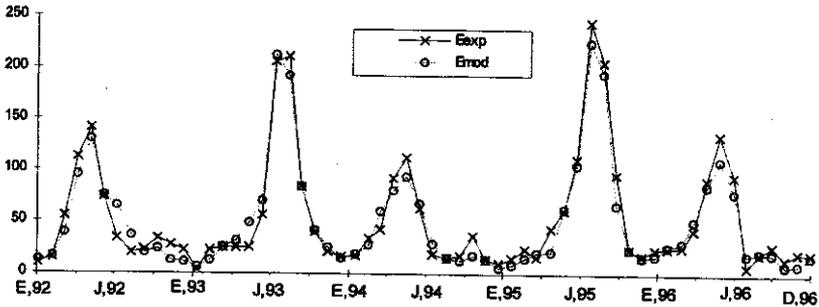


Fig. 3. Evapotranspiración (mm/15 días)

En la figura 3 se ha representado la evapotranspiración real medida experimentalmente en el campo (media de las 4 parcelas) y la calculada según el modelo. Los resultados se han agrupado entre el 1-15 y 15-final del mes.

Puede observarse que la concordancia de ambos datos es muy buena, tanto en periodos de débil evapotranspiración potencial (invierno) como de alta (verano), con cultivo de maíz (evapotranspiración real superior a la potencial) o sin cultivo (real muy por debajo de la potencial).

En la figura 4 y agrupados por los mismos periodos que la evapotranspiración se da el drenaje medio experimental y el obtenido mediante el modelo.

Puede observarse que mientras el modelo detecta el drenaje en cuanto el suelo supera la capacidad de campo y lo calcula como todo lo que excede a la misma, el método experimental, lo determina por la cantidad de agua que atraviesa la cota de 2 m, lo que supone un desfase de tiempo entre uno y otro procedimiento. Por este desfase se observa un drenaje experimental a comienzos del 92 que se corresponde a un periodo anterior.

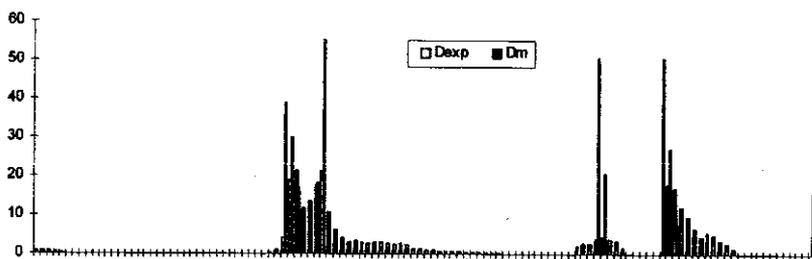


Fig. 4. Drenaje (mm/15 días)

Así mismo al final del 96 el modelo detecta un periodo de drenaje, pero experimentalmente el agua no ha alcanzado la cota de los dos metros.

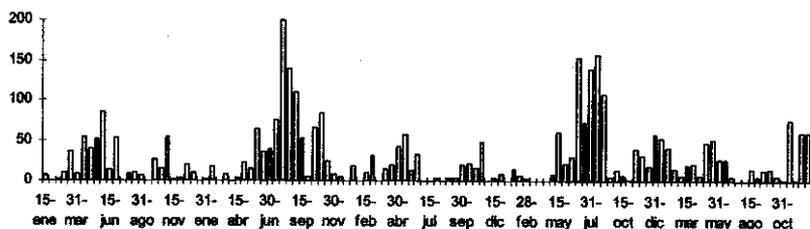


Fig. 5. Precipitación + Riego (mm/15 días).

En la figura 5 se dan los datos de precipitación y riego. Puede observarse que el drenaje del 93 se produce inicialmente por un exceso de riego y posteriormente por las lluvias de la última quincena de octubre y la primera de noviembre, que aunque no muy cuantiosas encuentran un suelo con una reserva de agua alta por los riegos anteriores.

En el 95 el drenaje del verano es también por exceso de riego pero las precipitaciones muy abundantes desde 15 de noviembre a 30 de enero vuelven a disparar el drenaje.

Precipitaciones más cuantiosas a finales del 96 producen drenaje más tarde porque el suelo después de un verano sin riego tiene un déficit mayor y necesita más lluvia para alcanzar la capacidad de campo.

En la figura 6 se dan las variaciones de la reserva de agua obtenida experimentalmente y por el modelo. Los datos obtenidos experimentalmente son la media de las 4 parcelas y se incluye la dispersión, calculada como la

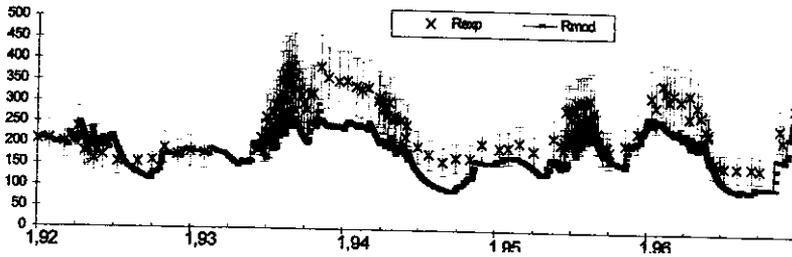


Fig. 6. Variación de la reserva de agua en el suelo (mm).

media de la obtenida en cada caso (20%), ya que a lo largo del tiempo tiene unas oscilaciones extremas comprendidas entre el 6 y 32%. Puede observarse que hasta que no se produce el drenaje del verano del 93 ambos datos concuerdan perfectamente. A partir de ese momento la reserva experimental supera a la del modelo, ya que en éste la máxima reserva permitida es la capacidad de campo y en el terreno el agua necesita un tiempo para drenar. Cuando acaba el drenaje ambas reservas vuelven a concordar.

En la tabla 2 se dan los datos de la Evapotranspiración (de Turc, del modelo y la media experimental) en mm, precipitación mas riego y drenaje (modelo y experimental) en mm, resumidos por años. En la ultima fila se dan los valores obtenidos a lo largo de los 5 años de experiencia. Los datos experimentales corresponden al valor medio de las 4 parcelas y se añade su desviación. Puede comprobarse que la evapotranspiración de referencia (Turc) supera ampliamente la real y la calculada por el modelo se ajusta bien a la obtenida por el método experimental.

año	ET Turc	Eexp	Emod	Dexp	Dmod	P+RI
92	1161,8	566,9±14,3	537,2	3,3±2,4	0	513,8
93	1085,6	736,8±50,2	762,7	130,8±39	159,3	977,8
94	1270,8	473,7±64,4	441,8	39,0±12	0	363,6
95	1282,2	883,6±20,9	777,3	25,0±16	71,5	950,8
96	1190,4	524,5±79,8	475,9	86,1 ±23	101,4	571,6
Total	5990,8	3185,5±144	2994,9	284,2±67	332,2	3377,6

Así mismo cabe señalar que la dispersión de los valores experimentales fluctúa mucho según el año que se considere. Esta dispersión es aun mayor cuando se analiza por cada resultado temporal que se obtiene. Cuando se considera el periodo total de 5 años de ensayo, las dispersiones se reducen

considerablemente lo que demuestra que los efectos puntuales a largo plazo se compensan. También demuestran que la metodología (diseño y método de cálculo) utilizada es correcta.

BIBLIOGRAFIA

- ADISCOTT, T.M., A.P. HIHTMORE and D.S. Powlson. 1991. *Farming, feffizers and the nifrafe problems. CAB Internafional, Wallingford, England.*
- ALMARZA, C. 1984. Fichas hídricas normalizadas y otros parámetros hidrometeorológicos. *Insf.Nac de Mef Serie D-30, Madrid.*
- BAZI, P. 1993. Etude expérimentale et modélisation des tranferts verticaux d eau en mil ieu poreux non saturé: application a la recharge des nappes de socle en climat soudano-sahélien. *These de l Universifé de Sfrasbourg.*
- KERR, G., L. POCHOP, K.J. FORNSTROM, J.M. KRALL and D. BROWN. 1993. Soil water and ET estimates for a wide range of rainfed and irrigated conditions. *Agr.Wafer Manag.24,47159.*
- ROMAN, R, CABALLERO R. BUSTOS, A., DIEZ, J.A., CARTAGENA, M.C., and VALLEJO, A. 1996. Water and solute movement under conventional corn in central Spain. 1 Water losses. *Soil Sci. Soc. Am. J.60, 1530-1536.*
- SEMPER, J. 1997. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores. *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica.* Las Palmas de Gran Canaria 27-29 de enero de 1997.
- SHUTTLEWORTH, W.J. 1992. Evaporation. En *Handbook of Hydrology, Maiment D.R. editor, Mac Graw Hill.*