

Simulación de los procesos de infiltración en zonas áridas y semiáridas. Aplicación al diseño de la cobertera de la FUA

G. Galarza⁽¹⁾, J. Carrera⁽¹⁾, H. Alfageme⁽¹⁾ y M. de Andrés⁽²⁾

(1) Dep. Ing. Terreno; E.T.S.I. de Caminos, UPC, Barcelona

(2) ECM, Madrid

RESUMEN

El estudio cuantitativo detallado de la recarga requiere entender y simular la escorrentía, infiltración, flujo de agua en forma líquida y de vapor, evaporación y condensación de agua y flujo de aire y de calor. Se han considerado todos estos procesos en un modelo de flujo multifase no isoterma a través de la cobertura de los diques de estériles de la antigua Fábrica de Uranio de Andújar (FUA). Se presenta una síntesis de los análisis de sensibilidad realizados, lo que ha permitido verificar el programa, estimar la recarga a través de la cobertera, dar indicaciones cualitativas respecto a su diseño y, además, arrojar luz sobre los procesos de recarga en general.

Palabras clave: cobertera, fábrica de uranio de Andújar, flujo multifase, recarga

Simulation of infiltration processes in arid and semi-arid zones. Application to the design of the FUA engineering cover

ABSTRACT

Detailed quantitative study of recharge requires the understanding and the quantification of runoff, infiltration, water flow in the liquid and vapor phases, evaporation and condensation of water, and air and heat flow. All these processes have been included in a non isothermal, multiphase flow model of the recharge through the engineering barrier covering the refuse from the Andujar Uranium Processing Plant (FUA). A synthesis of the sensitivity analysis performed is shown. This analysis allowed the verification of the program and the estimation of recharge, and provided some design criteria. Furthermore, it allowed more understanding of some general recharge processes.

Key words: engineering cover, FUA, multiphase flow, recharge

1. Introducción

1.1. Motivación y antecedentes

Este trabajo contiene un resumen de los estudios de modelación que se realizaron como parte del diseño de la cobertura de los diques de estériles de la antigua Fábrica de Uranio de Andújar (FUA).

Samper *et al.* (1992) presentan detalles sobre la FUA, su ubicación, características e historia. Para describir los diques de estériles basta decir que del proceso de separación del uranio resultaban unos lodos que han dado lugar a los diques (Fig. 1). Con el fin de limitar al máximo la salida de contaminantes, el Plan de Clausura de la FUA contempla cubrir los diques de estériles con diversas capas (Fig. 2). Desde un punto de vista hidrogeológico, el interés del estudio de los diques de estériles radica en que constituyen el tér-

mino fuente de uranio al acuífero. El trabajo que se presenta en esta comunicación está orientado a la evaluación de los caudales percolados por la base de los limos naturales (Fig. 1), que se emplean en los modelos del acuífero (Medina y Carrera, 1991; Samper *et al.*, 1991). Por cuestiones de simplicidad metodológica, la realización del modelo se dividió en dos partes. La primera se concentra en la simulación de la cobertera y en ella se consideró necesario acoplar el flujo de agua con el de gas y calor, al objeto de simular con precisión los procesos de percolación en superficie. La segunda se concentra en el funcionamiento de los estériles, en los que al flujo de agua se ha acoplado el comportamiento mecánico de los estériles. Aunque ambos modelos presentan características interesantes, el primero es menos convencional y es el que se presenta aquí.

El estudio de la infiltración y estado de saturación

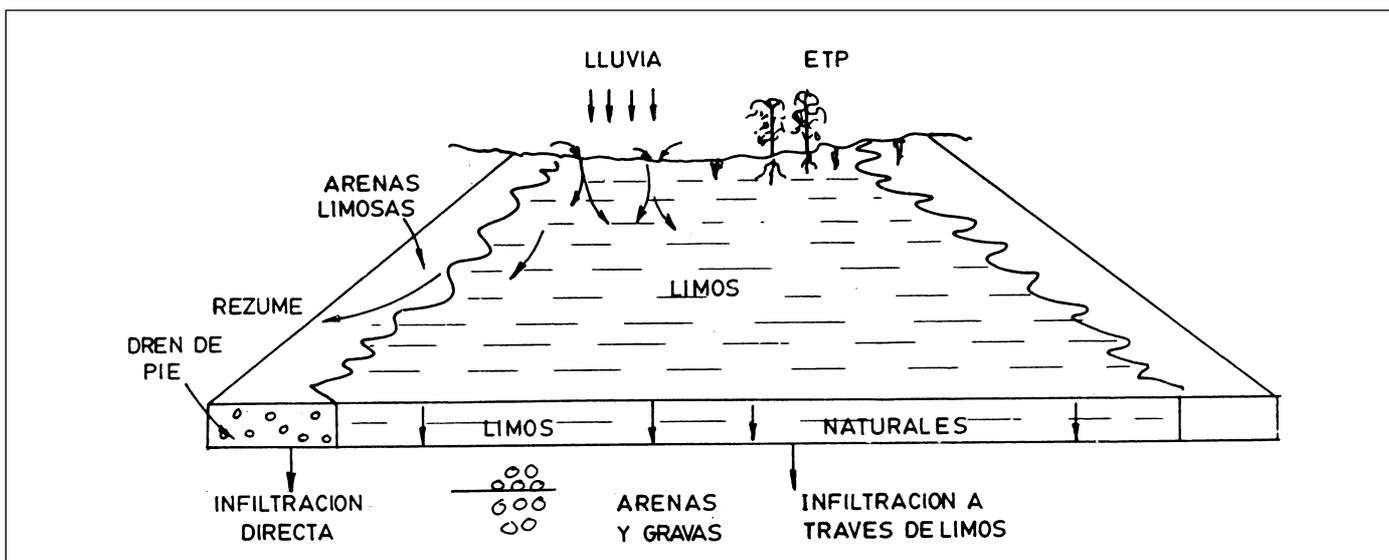


Fig. 1. Sección transversal esquemática de los diques en su situación actual

Fig. 1. Sketch showing the refuse in its present situation

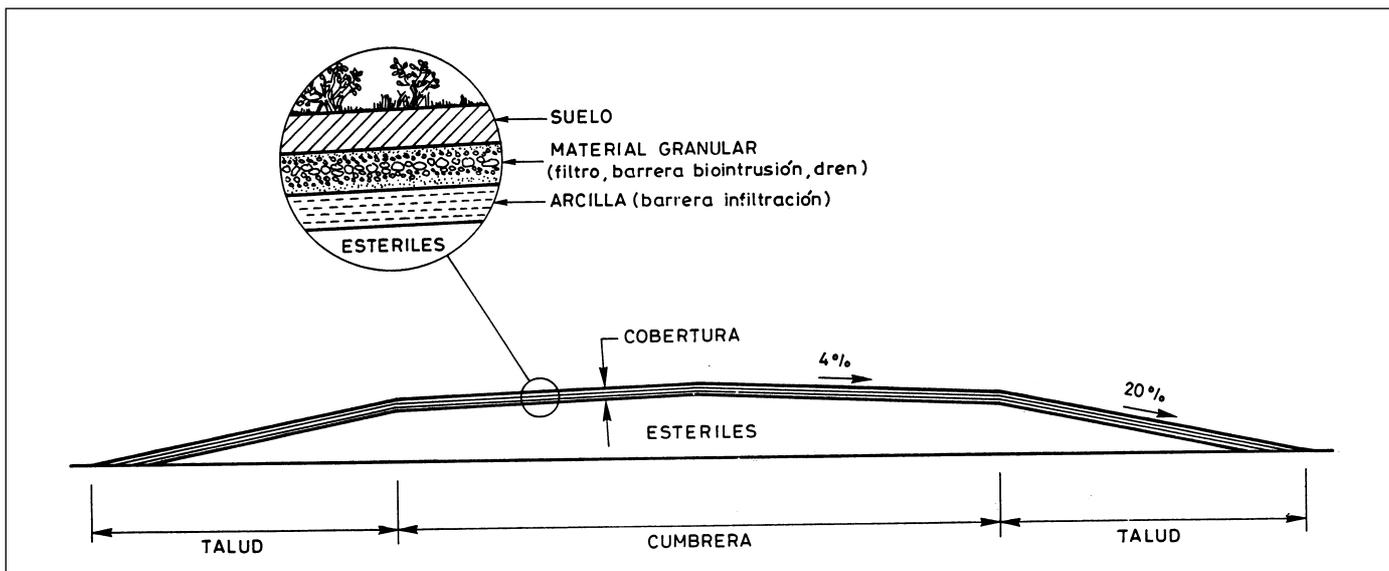


Fig. 2. Sección transversal de los diques con detalle de la cobertera

Fig. 2. Section and detail of the engineering cover

de coberteras ha sido objeto de diversos trabajos. Hasta la fecha, la mayoría de los estudios de infiltración sobre vertederos se han basado en modelos en los que el flujo de agua se simula mediante la ecuación de Richards. La condición de contorno que se impone en superficie es que el caudal infiltrado sea igual al que resulta de realizar en las primeras capas

un balance de masas de tipo empírico o semiempírico. El número de estudios de este tipo es extraordinariamente grande (Miller y Wright, 1988; McEnroe y Schroeder, 1988). Este tratamiento adolece el inconveniente de que una vez se ha infiltrado una masa de agua, no existe ningún mecanismo que pueda hacerla salir por superficie. Como consecuencia, los resul-

tados de los modelos son muy sensibles a las hipótesis realizadas en dicho balance y, además, existen indicaciones de que pueden sobreestimar la infiltración. Para simular con precisión la condición de contorno en superficie es preciso considerar el flujo de vapor, lo que implica un flujo de energía en forma de calor latente y complica los cálculos.

1.2 Objetivos y alcance

El objetivo de este trabajo es precisamente superar estas limitaciones y presentar un modelo que represente en detalle los procesos de flujo multifase no isoterma que afectan la infiltración de agua en el suelo. Para ello, en el apartado 2 se presenta una descripción cualitativa de los procesos físicos a nivel de detalle. En el apartado 3 se describe el modelo y en el 4 los análisis de sensibilidad realizados.

2. Formulación Físico-Matemática

2.1. Descripción de procesos

El agua se mueve a través del terreno en forma líquida, en respuesta al gradiente hidráulico, y en forma de vapor tanto en respuesta al gradiente de humedad como de forma convectiva asociada al movimiento del aire que hay en el suelo. El flujo de agua en forma de vapor suele ser varios órdenes de magnitud inferior al correspondiente en forma líquida y suele despreciarse. Sin embargo, en zonas áridas y semiáridas y en general en períodos secos, el flujo en forma de vapor puede suponer una parte muy considerable del total, especialmente cerca de la superficie. Dado que el estudio que nos ocupa reúne estas condiciones y considerando las pretensiones de precisión del mismo, resulta evidente la necesidad de considerar el flujo de vapor en el modelo.

Los flujos de agua líquida y vapor interactúan mediante la evaporación y la condensación. Cuando un frente líquido invade una zona muy seca, parte del mismo se evapora. Por el contrario, si se producen condiciones de sobresaturación, ya sea por bajada de la temperatura o por aumento de la succión, parte del vapor de agua se condensa. Dado que el calor latente de cambio de fase es relativamente alto, el modelo no puede ignorar el flujo de calor. Por último, dado que uno de los mecanismos de flujo de vapor es su arrastre por el aire, también es necesario modelar el movimiento de éste.

Para simular estos procesos en detalle se requerirían siete ecuaciones: dos de flujo de agua (líquido y

vapor), dos de aire (en disolución y en forma gaseosa) y tres de calor (en sólido, líquido y gas). Obviamente, esto sería desproporcionadamente laborioso. Por fortuna, el número de procesos puede reducirse a tres (flujos de agua, aire y calor) si se supone equilibrio. Carrera *et al.* (1991) muestran que los procesos de difusión y conducción a escala de poro son suficientemente rápidos, comparados con los tiempos característicos de infiltración. Así, se admite que gas, líquido y sólido se encuentran a la misma temperatura. El equilibrio entre las fases líquida y gaseosa (vapor) del agua viene dado por la ecuación psicrométrica (Edlefsen y Anderson, 1943)

$$P_v(\psi, T) = P_{v0} h_r = P_{v0}(T) \cdot \exp\left(\frac{P_{mw} \psi}{\rho_l R T}\right) \quad (1)$$

donde P_v es la presión de vapor [$kg/m^2 s^2$] en equilibrio con agua a una succión ψ [$kg/m^2 s^2$] y temperatura absoluta T [K]; P_{v0} es la presión de vapor en equilibrio con una superficie libre de agua (presión de saturación); P_{mw} es el peso molecular del agua (0.018 kg/mol); ρ_l es la densidad del agua en fase líquida [kg/m^3]; R es la constante de los gases (8.31 J/mol/K) y h_r es la humedad relativa del vapor. El equilibrio entre el aire en fase gaseosa y el disuelto en la líquida está dado por la ley de Henry:

$$P_a = K_H X_l^a \frac{P_{mw}}{P_{ma}} \quad (2)$$

donde K_H es la constante de Henry (10^{10} Pascales), P_a es la presión del aire, X_l^a es la fracción másica de aire en el líquido y P_{ma} es el peso molecular del aire.

2.2. Flujo isoterma de líquido

El flujo isoterma de agua en fase líquida debido a gradientes de presiones viene dado por la ley de Darcy (Bear, 1979):

$$q_l = -\frac{K}{\rho_l g} (\nabla P_w + \rho_l g \nabla z) \quad (3)$$

donde q_l es el flujo volumétrico de agua [m/s], K es la conductividad hidráulica [m/s], P_w es la presión del agua [$kg/m^2 s^2$], g es la aceleración de la gravedad [m/s²] y z es la elevación [m]. La conductividad hidráulica es una función escalar de la presión del

agua (contenido volumétrico) y de la temperatura. Esta dependencia es separable, de forma que la conductividad hidráulica puede escribirse como:

$$K(\theta_l, T) = K_s \cdot k_{r\theta}(\theta_l) \cdot k_{rT}(T) \quad (4)$$

donde K_s es la conductividad hidráulica saturada para una temperatura dada; $k_{r\theta}$ es la permeabilidad relativa no saturada para un contenido volumétrico de agua q_l ; y $k_{rT}(T)$ es la permeabilidad relativa no isoterma. Esta última viene dada por la dependencia de viscosidad y densidad con la temperatura. Respecto a la permeabilidad relativa no saturada, hemos empleado el modelo de Irmay para los materiales granulares ($k_{ri}=S_e^3$) y el de Van Genuchten (1980) para los estériles, arcillas y suelos. Este modelo sólo depende de un parámetro a ajustar (λ) y de la saturación efectiva, $S_e = (S_l - S_{rl}) / (S_{ls} - S_{rl})$, donde S_l es el grado de saturación, S_{ls} es el grado de saturación máximo, correspondiente a succión nula, y S_{rl} es el grado de saturación residual.

2.3. Flujos isoterms de aire y vapor

El flujo en fase gaseosa tiene dos componentes, la advectiva y la difusiva. La primera se refiere al movimiento de la masa de gas en respuesta al gradiente de presiones totales y la segunda corresponde a la difusión, en respuesta a gradientes de las presiones parciales de cada componente. En principio, dentro del rango de velocidades esperadas, el flujo volumétrico de la fase gaseosa viene dado por la ley de Darcy. La única diferencia es que ahora el flujo volumétrico de gas, q_g , depende de k_{rg} que es la permeabilidad relativa de la fase gaseosa (función del grado de saturación). La permeabilidad relativa al gas se ha tomado como $(1-S_e)^3$ para los materiales granulares y como $1 - k_{ri}$ para el resto. Los flujos másicos convectivos de aire y vapor son $J_{ca} = r_a q_g$ y $J_{cv} = r_v q_g$. Los flujos difusivos de vapor y aire relativos a q_g se toman como proporcionales a las fracciones másicas de los componentes (Bird *et al.*, 1960; Pollock, 1986):

$$J_{Da} = -D_a \nabla X_g^a; \quad J_{Dv} = -D_a \nabla X_g^w \quad (5)$$

donde X_g^a y X_g^w son las fracciones de aire y vapor de agua en el gas y D_a es un coeficiente de difusión efectivo que depende de la tortuosidad, del grado de saturación del gas y del coeficiente de difusión binaria de vapor de agua en el aire.

2.4. Flujos de energía

El transporte de calor tiene lugar por conducción y por convección. La conducción de calor viene dada por la ley de Fourier:

$$q_c = -\lambda \nabla T \quad (6)$$

donde q_c es el flujo de calor por conducción [$J/m^2/s$], T es la temperatura [K] y λ es la conductividad térmica [$J/m/s/K$]. A todos los flujos de masa se corresponden un flujo convectivo de calor asociado. Todos estos son de la forma

$$J_{cc} = J_c h_c \quad (7)$$

donde J_{cc} es el flujo convectivo de calor de la componente c , J_c es el flujo másico de dicha componente y h_c es su entalpía específica [J/kg].

2.5 Ecuaciones de Conservación

Las ecuaciones de estado que gobiernan el flujo de agua y aire y el transporte de calor se obtienen estableciendo los balances de los flujos presentados en las secciones 2.2, 2.3 y 2.4. Así, el balance de los flujos de agua es igual a la variación del contenido de agua por unidad de volumen de medio poroso, dado por $m_w = \rho_l \theta_l + \rho_g \theta_g = \phi (S_l \rho_l X_l^w + S_g \rho_g X_g^w)$ donde X_g^w y X_l^w son las fracciones másicas de agua en gas y líquido. El balance de masa de aire sigue un esquema similar. El contenido de aire viene dado por $\phi (S_g \rho_g X_g^a + S_l \rho_l X_l^a)$. La ecuación del balance de energía se obtiene siguiendo un esquema análogo. La energía libre total se puede obtener como suma de las de las tres componentes: $H = (1-\phi) C_R \rho_r T + \phi (S_g \rho_g h_g + S_l \rho_l h_l)$ donde H es la entalpía por unidad de volumen del medio; C_R es el calor específico de la roca [$J/kg/^\circ C$]; ρ_r es la densidad del sólido (kg/m^3); y h_g y h_l son las entalpías específicas de gas y líquido.

2.6. Condiciones de contorno y fuentes y sumideros internos

2.6.1. Flujos de agua y aire

El flujo de agua en la superficie puede producirse en forma de líquido y de vapor. El flujo líquido sólo puede tener lugar desde la atmósfera hacia el suelo

en forma de lluvia. El flujo de vapor es la evapotranspiración. Es decir, el flujo total de agua viene dado por

$$q_{ml} = \rho_l(P - ET) \quad (8)$$

donde q_{ml} es el flujo de agua [$\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$], positivo si implica entrada de agua y negativo si es salida, P es la precipitación infiltrada [m/s], ρ_l es la densidad del agua [kg/m^3] y ET es la evapotranspiración [m/s]. A continuación se discuten en detalle estos tres términos y el del dren, que puede considerarse como un sumidero interno.

Infiltración. La infiltración es igual a la lluvia menos la escorrentía. En principio, toda el agua de lluvia se infiltra hasta que la precipitación supera la capacidad de infiltración. A partir de ese momento, parte de la lluvia queda retenida en la superficie del suelo (encharcamiento) y el resto escurre lateralmente. Es decir, P es igual a la lluvia mientras no se produce encharcamiento ni supera un valor máximo P_{max} (que depende del estado de saturación del suelo). De lo contrario, P es igual a P_{max} . Se produce encharcamiento de agua cuando la lluvia excede a la infiltración. El encharcamiento aumenta hasta llegar a un valor umbral V_{rmax} a partir del cual se produce escorrentía.

Evaporación. Si bien existen multitud de relaciones empíricas. Lo más preciso es obtenerla a partir de las fórmulas de difusión aerodinámica (Milly, 1984):

$$E = \frac{k^2 v_a \phi}{\rho_l [\ln(z_a / z_0)]^2} (\rho_v - \rho_{va}) \quad (9)$$

donde k es la constante adimensional de Von Karman (se ha adoptado 0.4), v_a es la velocidad del aire [m/s] a una altura de estabilidad atmosférica z_a , z_0 es el tamaño medio de las rugosidades del terreno, ρ_v es la humedad absoluta [kg/m^3] en la superficie del terreno y ρ_{va} es la densidad del vapor a altura z_a .

Evapotranspiración. La evapotranspiración es un fenómeno complejo en el que intervienen multitud de factores: suelo, plantas, atmósfera, agua, etc. Existen gran cantidad de métodos empíricos para su cálculo. Hemos adoptado el de Penman modificado que es uno de los más extendidos:

$$ET_p = C \{ W \cdot R_n + (1 - W) f(v) \cdot (e_a - e_d) \} \quad (10)$$

donde ET_p es la evapotranspiración potencial

[$\text{mm}/\text{día}$], $(e_a - e_d)$ es el déficit de presión de vapor, diferencia entre la presión de vapor saturado, e_a , y la del aire, e_d ; R_n es la radiación total neta; W es un factor de ponderación dependiente de la temperatura y la altitud; C es un factor de ajuste y $f(v)$ es una función dependiente de la velocidad del viento. A partir de ET_p se obtiene la evapotranspiración real (ETR) por métodos que la hacen depender del tipo de planta, fecha, hora del día, profundidad y contenido de agua (ver Carrera et al., 1991).

Dren. Si bien las expresiones discutidas hasta ahora son válidas en una, dos o tres dimensiones, la simulación se realizará en una sola dimensión, perpendicular a la superficie. Sin embargo, en caso de existir dren, gran parte del agua circulará por el mismo en dirección perpendicular a la modelada. Carrera et al. (1991) justifican el tratamiento de esta componente como un sumidero distribuido dado por la expresión:

$$q_L = \frac{K(z) \cdot \alpha}{f} \quad (11)$$

donde $K(z)$ es la conductividad hidráulica a la elevación z , α es la pendiente del dren y f es un factor de dren cuyo valor es del orden de $L/2$, siendo L la semilongitud de la cobertera (distancia a la divisoria de la cumbre).

Flujo de aire La condición de contorno para el flujo de aire es de presión constante. De esta forma, el caudal de aire a través de la superficie es un resultado de la solución de las ecuaciones.

2.6.2. Flujo de calor

La condición de contorno de la ecuación de conservación de energía expresa el balance en la conexión atmósfera-terreno. Las expresiones más comunes (Milly, 1984; Chung y Horton, 1987) son de la forma:

$$q_{h0} = R_n + H_s + H_c \quad (12)$$

donde q_{h0} es el flujo de energía hacia el suelo, R_n es la radiación neta, H_s es el flujo de calor convectivo y H_c el difusivo (todos ellos expresados en $\text{J}/\text{m}^2/\text{s}$).

Radiación. La radiación neta representa el balance entre la radiación solar directa (onda corta) R_{gr} la atmosférica de onda larga R_a y la emisión desde el suelo. Viene dada por:

$$R_n = (1 - A_l)R_g + \varepsilon R_a - \varepsilon \sigma T_0^4 \quad (13)$$

donde A_l es el albedo, σ es la constante de Stefan-Boltzman y ε es la emisividad del terreno. Para la dependencia del albedo y la emisividad con el tipo de suelo y contenido de agua se han empleado las fórmulas de Milly (1984).

Para la radiación atmosférica se ha empleado la fórmula de Brunt. La radiación global diaria, suma de la directa y la difusa está dada por:

$$R_G = R_A(0.29 \cos \lambda + 0.521 I_n) \quad (14)$$

donde R_A es la radiación en ausencia de atmósfera, que depende de latitud y fecha, λ es la latitud e I_n es un índice de insolación.

Flujos de calor sensible. El flujo de calor sensible tiene dos componentes, la convectiva (H_c) y la conductiva (H_s). La primera corresponde a los flujos de energía asociados a flujos de masa (evaporación, lluvia y flujos de aire). En cuanto a la segunda, aunque estrictamente la componente fundamental se debe a convección en la atmósfera, su expresión es similar a la ley de Fourier. El flujo convectivo se calcula como producto de los flujos máscicos de cada componente por su entalpía específica. La energía libre del agua de lluvia se calcula suponiendo que alcanza el punto de rocío correspondiente a las condiciones atmosféricas. El flujo conductivo de calor (por difusión turbulenta) tiene una expresión análoga a la de la evaporación.

2.7. Solución numérica

La solución de estas ecuaciones se ha realizado modificando el programa TOUGH (Pruess, 1987). Este programa simula el flujo de agua y aire en condiciones no isotermas, por lo que sólo ha sido necesario modificarlo puntualmente para ajustar los procesos descritos en secciones precedentes. En esencia, estas modificaciones se refieren a la implementación de las condiciones de contorno atmosféricas, drenaje lateral y sumideros internos por evapotranspiración. Además, el programa fue originalmente diseñado para altas temperaturas por lo que ha sido necesario extender algunas de las curvas características del agua y, sobre todo, tratar la presión de vapor como función de la succión según la ecuación (1). Por otro lado, dado el carácter altamente no lineal del problema, también se ha modificado el algoritmo iterativo de solución.

3. Estructura del modelo de la cobertera

El programa descrito hasta ahora se ha empleado con tres fines: (1) realizar un análisis de sensibilidad orientado a mejorar el conocimiento sobre la interacción de los distintos procesos y sobre el funcionamiento mismo de la cobertera; (2) comparar el comportamiento de varios diseños alternativos y (3) evaluar el diseño final. En lo que sigue nos limitaremos a resumir algunos de los resultados obtenidos durante el análisis de sensibilidad que son los que pueden ser más fácilmente extrapolables a otros problemas. Detalles sobre el resto se pueden obtener en Carrera *et al.* (1991) y en Galarza y Carrera (1991).

3.1 Descripción del Medio. Discretización

El medio simulado está compuesto por una serie de capas de diferentes materiales que se superponen formando una columna cuya función es mantener ciertas condiciones que eviten la excesiva infiltración de agua y la desaturación de la propia cobertera. La Fig. 2 muestra una sección de la cobertera. La sección tipo empleada, muy similar a la del diseño final, tiene en su base la capa de estériles de 18.5 m, sobre la cual se encuentra la arcilla con 50 cm de espesor que actúa como barrera de infiltración. Seguidamente se halla una capa de arena de 25 cm cuya función es drenar el agua que se haya podido infiltrar desde el suelo. Del dren para arriba se encuentran barreras de biointrusión, barreras de erosión, y filtros, todos ellos compuestos de material granular de diversos tamaños, y suelos formados por proporciones variables de arena, limo, arcilla y materia orgánica.

El modelo se basa en la hipótesis, generalmente aceptada, de que las curvas de igual succión, grado de saturación, temperatura, etc., son paralelas a la superficie del terreno. Por lo tanto, el flujo se puede considerar como unidimensional y perpendicular a la superficie de la cobertera. Cada material de la columna se simuló mediante varios elementos de longitud variable. Se utilizan espesores que van desde los 5 mm hasta 1.50 m. Para la discretización temporal se utilizaron intervalos máximos de tiempo de 1 hora, valor escogido para poder reproducir variaciones horarias de parametros como la temperatura. El límite inferior viene fijado por el propio proceso de convergencia.

3.2. Asignación de parámetros

Conductividad hidráulica. La conductividad

hidráulica queda definida por su valor saturado (a 20°C) y por la curva de permeabilidad relativa, que es función de la retención del suelo. Los valores de permeabilidad saturada para los suelos se dedujeron de las fórmulas de Rawls y Brakensiek (1988) a partir de su composición y grado de compactación, adoptándose los valores de $0.44 \cdot 10^{-5}$ m/s para el horizonte superior y $0.14 \cdot 10^{-5}$ para el inferior. Para los materiales granulares se tomó un valor fijo de 0.01 m/s. La de la arcilla se midió en laboratorio (10^{-9} m/s). Por último, el de los estériles se tomó igual a $0.5 \cdot 10^{-6}$ m/s, también a partir de determinaciones de laboratorio.

Parámetros característicos de la curva de retención. La presión capilar en un suelo es función de su grado de saturación (curva de retención). La curva de retención empleada para todos los materiales es la de Van Genuchten (1980), que es función de S_i , S_{ir} , S_{is} , λ (definidos antes) y ψ_0 (ó P_0), succión o ascenso capilar. Como valor de S_{is} hemos tomado 0.99 para todos los materiales. En cuanto a los demás parámetros los criterios de asignación dependen del material. Para los suelos se emplearon los criterios de Rawls and Brakensiek (1988), que dan valores de λ , ψ_0 , S_{ir} y k en función de los porcentajes de arcilla y arena y de la porosidad. Los parámetros de arcillas y estériles fueron obtenidos directamente por INITEC mediante ajuste a datos experimentales. En el caso de los materiales granulares, el ascenso capilar se obtuvo según fórmulas que presenta Bear (1979).

Parámetros térmicos y mecánicos. Dentro de este grupo están la conductividad térmica, calor específico, compresibilidad y densidad de los diferentes materiales. Para estos parámetros hemos adoptado valores típicos extraídos de la bibliografía.

3.3 Condiciones de contorno

Precipitación. Los datos de lluvia horaria fueron generados de forma que se mantengan diversos parámetros estadísticos (reparto mensual, número de días en los que llueve más de 10 mm y en los que llueve entre cero y 10 mm, etc.). La precipitación media es de 544 mm, pero también se estudiaron años húmedos y secos.

Radiación y evapotranspiración. A efectos de calcular los parámetros que intervienen en la evapotranspiración, se parte de los datos mensuales (temperatura de la atmósfera, índice de nubosidad, humedad relativa, velocidad de viento). A partir de estos valores, cuya variación anual e incluso diaria en los casos de la humedad relativa y temperatura es de tipo aproximadamente sinusoidal, se determinaron los valores medios, amplitudes y fechas de máximo y

mínimo. Las oscilaciones diarias de la humedad relativa se generaron minimizando las variaciones de la humedad absoluta. Los valores de radiación global fueron extraídos de Custodio y Llamas (1983) para una latitud de 40° Norte. Para los valores de los albedos hemos tomado 0,30 y 0,25 como albedos seco y húmedo. La ET varía linealmente entre cero para el punto de marchitez y uno para la capacidad de campo (0,1). Respecto a la profundidad de raíces, se adoptó un valor de 0,50 m, que corresponde a plantas herbáceas.

4. Análisis de sensibilidad

Como ya se ha comentado anteriormente, el enfoque seguido en este estudio es poco convencional. Ello implica que la interacción entre los distintos parámetros está poco tratada en la literatura existente. El objetivo de esta sección es describir los análisis de sensibilidad que se han llevado a cabo con el triple objetivo de ganar experiencia respecto a la interacción de los parámetros del medio, comprobar el correcto funcionamiento del programa e ir conociendo distintos aspectos del funcionamiento hidráulico de la cobertera. Lo que aquí se discute es una síntesis del análisis realizado por Carrera *et al.* (1991), limitada a los parámetros que se mostraron más importantes. Además, se han realizado simulaciones considerando tanto el caso en que las salidas sólo se producen por evaporación (Cobertera sin plantas) como en el de existencia de plantas. En este último caso, los parámetros de la sección anterior conducen a una evapotranspiración potencial de 950 mm. Sin embargo, se han realizado pasadas con ETP de sólo 600 mm (ETP baja) para evaluar el efecto de aumentos desproporcionados en la infiltración desde el suelo hacia las capas granulares.

4.1 Comportamiento de la cobertera sin plantas

Para el estudio de esta cobertera se supuso un albedo de 0.25 tanto para suelo húmedo como seco y unos parámetros de succión de la barrera de $P_0 = 5$ mm y $k = 10^{-11}$ m². Como condiciones iniciales se tomaron constantes tanto la presión (1 Atm) como la temperatura (18.9° C). En cuanto a las saturaciones se adoptaron las correspondientes a un flujo vertical de 1 mm/año aproximadamente. La simulación comienza al principio del otoño (21 de septiembre) y se prolonga durante dos años, a fin de que los resultados durante el segundo año sean prácticamente independientes de las condiciones iniciales. Los resultados se

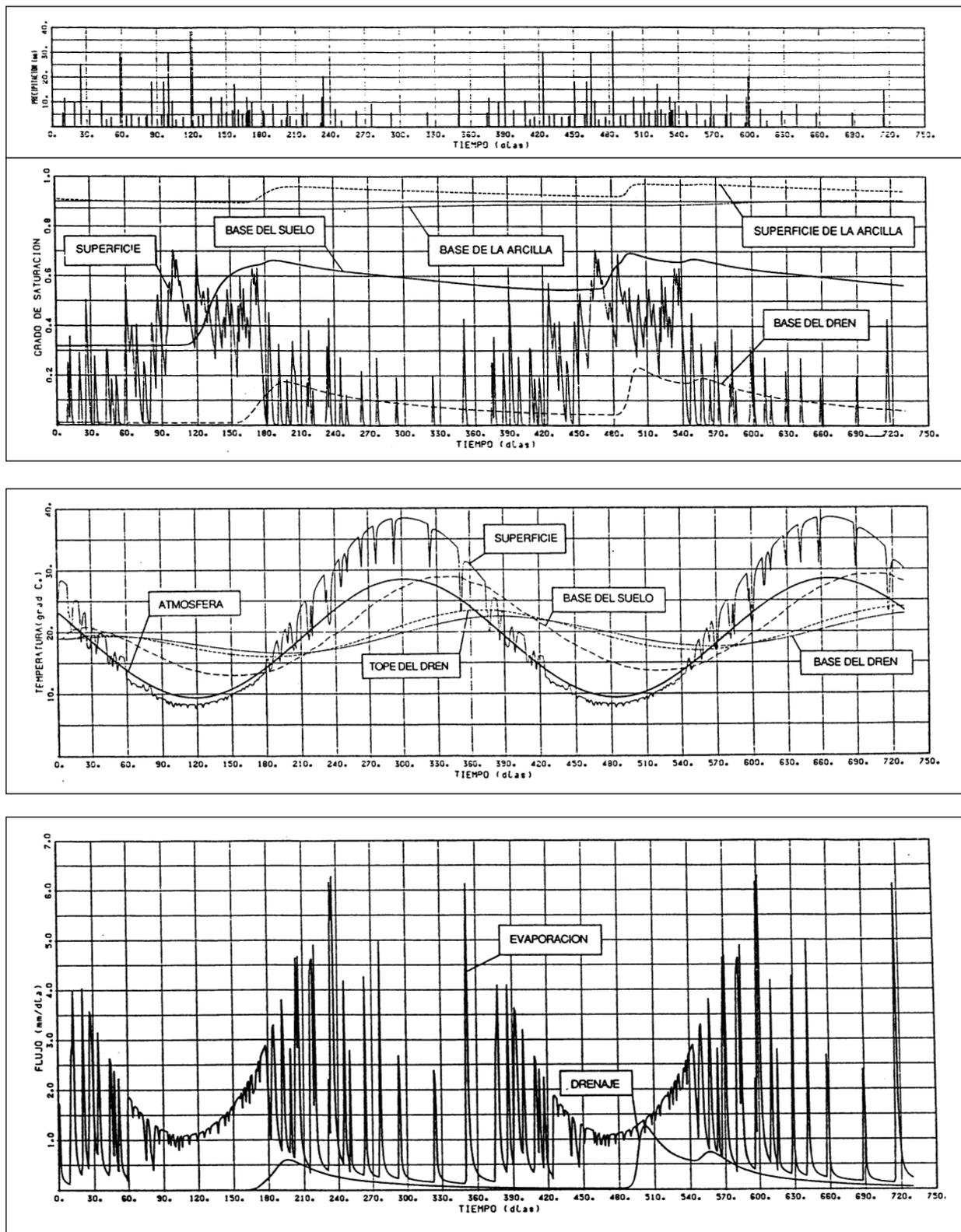


Fig. 3. Evolución temporal del grado de saturación y la temperatura en algunos puntos representativos de la cobertera. En el gráfico inferior se presenta la evolución de los flujos de agua (evaporación y drenaje)

Fig. 3. Evolution in time of the degree of saturation and the temperature in representative points of the cover. The bottom plot corresponds to the evolution of water fluxes (evaporation and drainage)

resumen en la Fig. 3. La descripción de resultados se completa con el balance de masas de la Tabla 1.

El balance muestra que el primer año se ha dedicado fundamentalmente a subir el grado de saturación del suelo, mientras que en el segundo el balance de masas en la zona superior (comprendida entre la superficie y la base del dren) es prácticamente nulo.

Respecto a los grados de saturación (Fig. 3) cabe efectuar varias observaciones. En primer lugar es interesante observar los decalajes entre las distintas capas. Así, la superficie está seca la mayor parte de la primavera y verano (de 180 a 360 d.). Por el contrario, desde finales del otoño y durante todo el invierno, la superficie raramente baja del 30% de saturación, llegando a la saturación durante los períodos de lluvia. La base del suelo permanece con grados de saturación significativos durante todo el año, si bien la subida producida por las lluvias de invierno tiene lugar unos dos meses después que en superficie. Como puede observarse, las curvas de saturación de base del suelo, dren y superficie de la arcilla son prácticamente paralelas, con valores medios dependientes de la profundidad y de las características de las curvas de retención de cada material. Cabe notar que la figura presenta valores medios diarios, por lo que se han suavizado las oscilaciones diarias, y sólo permanecen las oscilaciones estacionales.

La evolución de temperatura se produce de acuerdo con lo esperado. Como consecuencia de la radiación directa, la temperatura en superficie durante el verano es superior a la media atmosférica. De hecho, durante el día y en verano la temperatura de la superficie puede llegar a superar los 50°C (los valores que se muestran en la Fig. 3 son medias diarias). Las bajadas bruscas de temperatura, que son particularmente significativas durante el verano, son debidas a lluvias aisladas. Durante estas lluvias se reduce la radiación

y se infiltra agua fresca (a la temperatura del punto de rocío correspondiente a las condiciones atmosféricas). Además, en el período posterior a la lluvia se produce evaporación, lo que contribuye a refrescar aún más el suelo como es de esperar, el desfase del máximo de temperatura aumenta con la profundidad, mientras que la amplitud de las fluctuaciones disminuye. Es llamativo, sin embargo, comparar las temperaturas en la superficie del suelo y en la atmósfera. En contra de lo que se supone normalmente, son muy distintas por los motivos que se discuten a continuación.

Los flujos de agua (evaporación y drenaje) apoyan lo comentado en párrafos anteriores. Durante el invierno se produce toda la evaporación posible función de la energía que recibe el suelo. Como la poca energía que recibe el suelo se gasta en evaporar agua, la superficie del terreno está fría (ligeramente por debajo de la temperatura de la atmósfera). Durante el verano, el factor limitativo es la disponibilidad de agua y la evaporación es sólo significativa durante los períodos de lluvia. Como consecuencia la energía incidente se gasta en calentar el suelo, que sólo emite un flujo de calor sensible significativo cuando su temperatura es marcadamente superior a la de la atmósfera. Como consecuencia la temperatura media del suelo es superior a la de la atmósfera.

En resumen, los resultados coinciden cualitativamente con lo que cabría esperar. La capa de suelo se va saturando, nunca totalmente, durante otoño e invierno y se desatura desde mediados de primavera hasta el principio del otoño. Durante el invierno, la evaporación está limitada por la aportación de energía mientras que en verano el agua es el factor limitativo. Un cierto tiempo después del comienzo de las lluvias (del orden de dos meses), el suelo alcanza las condiciones para poder infiltrar hacia los materiales

Componente	Año 1	Año 2
(1) Escorrent. Superf.	11.2	13.7
(2) Infiltr. lluvia	533.5	531.0
(3) Evaporación	433.3	435.8
(4) Drenaje	42.2	92.0
(5) Infiltr. arcilla	2.50	3.3
(6) Infiltración hacia estériles	1.36	1.5
Balance capas superiores (2)-(3)-(4)-(5)	55.5	-0.1

Tabla 1. Balance de masas durante los dos primeros años de simulación sin plantas. (Valores en mm/año)

Table 1. Mass balance for the first two years of simulation with no plants (in mm/year)

granulares. De esta infiltración, la mayoría fluye lateralmente a lo largo del dren y sólo una pequeña parte lo hace hacia la barrera de arcilla.

4.2. Sensibilidad a los parámetros del suelo

4.2.1. Sensibilidad a la permeabilidad del suelo. Cobertura con plantas

Para estudiar la sensibilidad de los resultados de la cobertura con plantas a la permeabilidad del suelo se realizaron simulaciones con las condiciones descritas en la sección 3, salvo que adoptó ETP baja y se varió la permeabilidad del suelo. Se realizaron las simulaciones para el caso de ETP baja. Para este parámetro se adoptan los siguientes valores: $K_{suelo} = K_{base}/10$; $K_{suelo} = K_{base}/3$; $K_{suelo} = K_{base}$; $K_{suelo} = K_{base} * 3$, donde K_{base} es la permeabilidad de las capas de suelo que ocupan el primer metro de la cobertura.

Los balances de masa de los dos años de cada una de estas cuatro simulaciones se resumen en la Tabla 2. De la misma cabe destacar, en primer lugar, que la escorrentía disminuye al aumentar la permeabilidad. Al disminuir la permeabilidad aumentan los contenidos de agua y, por tanto, el número de veces que se satura la capa superior del suelo. Tampoco es sorprendente que el caudal percolado por la capa supe-

rior (aproximadamente igual a la suma del drenaje lateral y la infiltración hacia la arcilla) aumente con la permeabilidad. Sin embargo, el comportamiento de la infiltración hacia la arcilla es algo más errático (las infiltraciones durante el segundo año, más próximo al régimen estacionario, no crecen monótonamente con el drenaje lateral). Esta aparente contradicción es debida a dos factores. Por un lado, la relación entre permeabilidad y ETR no es trivial. Aunque el aumento de permeabilidad conduce a un aumento del caudal infiltrado, también conduce a un aumento del flujo hacia profundidades inaccesibles a las raíces. En segundo lugar, para aumentar la infiltración hacia la arcilla se requiere mantener un contenido de agua significativo en el dren durante períodos largos. Cuando la permeabilidad del suelo es alta, el dren comienza a recibir agua poco después de las lluvias, pero se desatura con relativa rapidez. Así, aunque el volumen de agua recibido por el dren sea alto, el drenaje es relativamente rápido, de forma que la infiltración hacia la arcilla se mantiene baja.

Este comportamiento queda ilustrado en la Fig. 4, en la que se muestra la evolución del grado de saturación en el dren para los cuatro casos. Como se puede apreciar la respuesta a las lluvias es tanto más rápida cuanto mayor sea la permeabilidad del suelo. Esto es así tanto para la rama de subida como para la de descenso de las curvas de saturación.

	Año	Escorr.	Infilt. Lluvia	ETR	Dren	Infilt. S. Arc.	Infilt. B. Arc.	Balance
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
$K_s = K_{base}/10$	1	84.0	460.7	375.4	64.7	3.09	1.35	17.5
	2	83.4	461.3	350.7	105.8	3.32	1.50	1.5
$K_s = K_{base}/3$	1	37.9	506.8	365.3	136.9	4.11	1.39	0.5
	2	41.6	494.1	342.3	156.8	3.61	1.99	-8.6
$K_s = K_{base}$	1	20.1	524.6	362.3	173.1	4.40	1.43	-15.2
	2	22.0	522.7	340.8	177.1	3.61	2.20	1.2
$K_s = K_{base} * 3$	1	12.7	532.0	365.1	195.0	4.50	1.47	-32.5
	2	16.6	528.1	344.9	178.8	3.51	2.29	0.9

* Parámetros barrera erosión: $P_o = 5$ mm, $k_s = 10^{-11}$ m²
 *(1) + (2) = 544.7 mm (Lluvia total)
 *(7) = (2) - (3) - (4) - (5)

Tabla 2. Sensibilidad a la permeabilidad del suelo (K_s) con plantas. ETP baja. Valores en mm/año

Table 2. Sensitivity to soil permeability (K_s) with plants. Low ETP. Values in mm/year

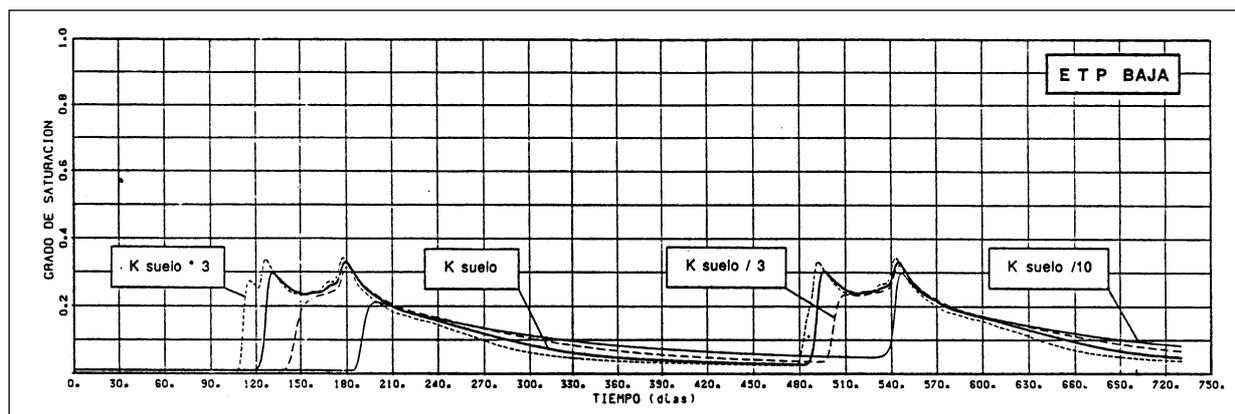


Fig. 4. Sensibilidad del grado de saturación del dren a la permeabilidad del suelo. Cálculos realizados con ETP baja

Fig. 4. Sensibility of drain degree of saturation to soil permeability. Computations performed with low ETP

4.2.2. Sensibilidad al espesor del suelo

Simulación sin plantas. Además de la simulación base de 1 m de espesor de suelo, hemos considerado 0.50 y 1.50 m como espesores alternativos para la comparación. Los balances de masas de este análisis, presentados en la Tabla 3, y las curvas de infiltración en la base del suelo (Fig. 5) muestran que a corto plazo existe una tendencia a infiltrar más agua para espesores pequeños de suelo. Sin embargo, el balance de masas muestra que la evaporación es máxima para el suelo corto. Esta paradoja se explica al tener en cuenta que el agua tiende a acumularse en la base del suelo. Cuando ésta se encuentra próxima a la superficie (suelo corto) se producirá mayor evaporación que cuando se encuentra alejada (suelo largo). En resumen, la mayor capacidad de almacenamiento del suelo con mayor espesor no sólo no se aprovecha sino que incide en una menor evaporación. Esto, unido a una distribución más uniforme de la percola-

ción, se traduce en que el suelo largo favorezca la infiltración en la arcilla.

Simulación con plantas. Para la cobertura con plantas se consideraron los mismos casos de longitud de suelo. Sin embargo, contrariamente a lo que sucedía en ausencia de plantas, el mayor almacenamiento del suelo grueso se aprovecha de manera más eficiente dando lugar a una mayor evapotranspiración.

4.3. Sensibilidad a la longitud de las raíces

La evapotranspiración depende de numerosos factores. De los más inciertos, el que tiene mayor incidencia sobre los resultados es la longitud de raíces. Se han considerado tres casos: (1) L raíces = 30 cm; (2) L raíces = 50 cm (simulación base); y (3) L raíces = 80 cm.

Del balance de masas de la Tabla 4 se puede

	Año	Escorr.	Infiltr. Lluvia	Evap.	Dren	Inf. S. Arc.	Desc. B. Arc.	Balance
L = 1.50 m	1	14.8	530.0	423.8	15.7	1.4	1.3	89.1
	2	14.8	529.9	428.1	96.1	4.1	1.2	1.8
L = 1.00 m Pasada base	1	14.8	530.0	425.7	52.4	2.8	1.4	49.0
	2	11.3	533.5	431.4	98.7	3.4	1.6	-0.1
L = 0.50 m	1	11.0	533.7	432.4	84.4	3.2	1.4	8.7
	2	11.3	533.5	434.5	96.6	2.9	1.9	0.0

Tabla 3. Sensibilidad del balance a la longitud del suelo sin plantas (mm/año)

Table 3. Sensitivity to soil length. No plants. Values in mm/year

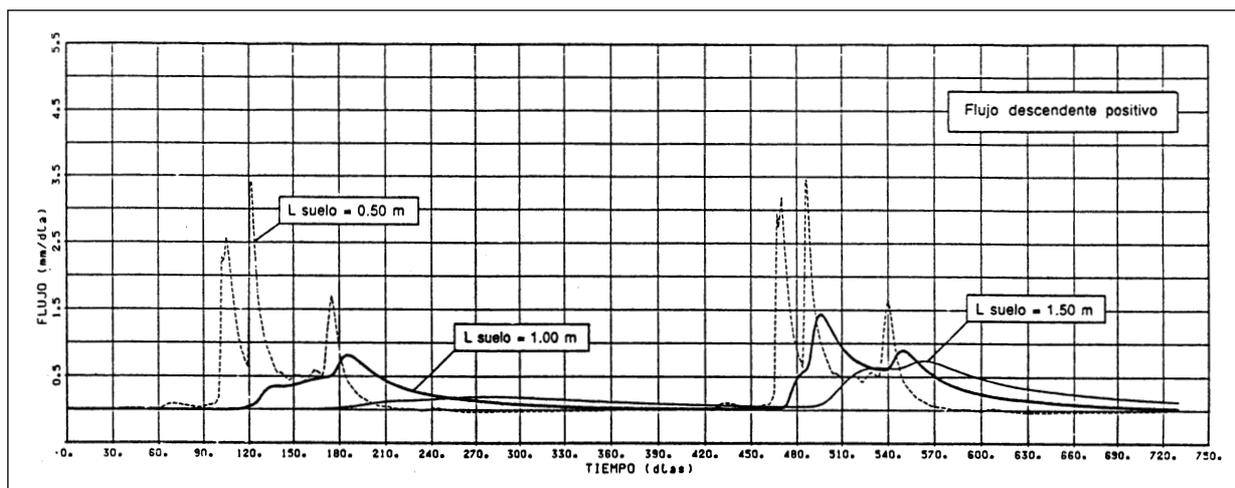


Fig. 5. Sensibilidad de la infiltración en la base del suelo a la longitud del mismo

Fig. 5. Sensitivity of infiltration at the soil base to soil length

observar en primer lugar como un aumento en la longitud de raíces ocasiona un aumento en la escorrentía y como consecuencia una reducción en la infiltración. Para explicar estos resultados basta tener en cuenta que la demanda de agua por unidad de longitud de raíz baja al aumentar esta longitud. Así, cuando la raíz es larga, la superficie del terreno se mantendrá más húmeda, reduciendo su capacidad de infiltración. Otro efecto destacable en el balance de masas es el aumento de la evapotranspiración con la longitud de las raíces. Obviamente, esto es consecuencia de que se aprovecha más eficazmente la capacidad de almacenamiento del suelo, ya que se aprovecha el agua almacenada en los niveles inferiores del suelo, a la que no pueden acceder las raíces cortas.

Por su parte la infiltración en la arcilla también se ve disminuida con el aumento en la longitud de las raíces. Sin embargo, ello es simple consecuencia de la disminución del volumen de agua que llega al dren. Según estos resultados, la longitud de las raíces desempeña un importante papel en el balance final de entradas y salidas. Este resultado debe tomarse con reservas, dada la evidente influencia que tiene el reparto de la ETP en profundidad, sobre lo que hay pocos datos experimentales.

4.4. Sensibilidad a la permeabilidad de la arcilla

Las características de la arcilla utilizadas en las simulaciones base fueron suministradas por INITEC.

	Año	Escorr.	Infiltr. Lluvia	Evap.	Dren	Inf. S. Arc	Desc. B. Arc.	Balance
L = 0.30 m	1	15.4	528.8	451.4	73.1	3.0	1.3	0.9
	2	15.9	528.9	431.0	94.4	3.0	1.6	0.0
L = 0.50 m	1	15.6	529.1	492.8	64.3	2.7	1.3	-30.7
	2	18.8	525.9	461.2	62.4	2.4	1.5	0.0
L = 0.80 m	1	17.7	527.0	551.4	48.0	2.2	1.3	74.6
	2	20.4	524.3	499.1	23.9	1.5	1.3	0.1

Tabla 4. Sensibilidad a la longitud de las raíces. Valores en mm/año

Table 4. Sensitivity to root length. Values in mm/year

	Año	Escorr.	Infiltr. Lluvia	Evap.	Dren	Infiltr. Arcilla Sup.	Infiltr. Arcilla Inf.	Balance
$K = K_{base}/10$	1	14.8	530.0	425.7	54.7	0.5	0.2	49.1
	2	11.3	533.5	431.4	101.5	0.6	0.2	0.1
$K = K_{base}$	1	14.8	530.0	425.7	52.4	2.8	1.4	49.0
	2	11.3	533.5	431.4	98.7	3.4	1.6	-0.1
$K = K_{base} \times 10$	1	14.8	530.0	425.7	39.0	16.7	15.2	48.6
	2	11.3	533.5	431.4	78.4	23.7	23.6	0.1

Tabla 5. Sensibilidad a la permeabilidad de la arcilla. Sin plantas. Valores en mm/año

Table 5. Sensitivity to clay permeability. No plants. Values in mm/year

Aun cuando los resultados del modelo han mostrado la idoneidad de este material como barrera a la infiltración, creemos importante observar que estos resultados son muy sensibles a cambios en las características del mismo, y específicamente en la permeabilidad. A priori es evidente que un aumento de permeabilidad producirá otro tanto en la infiltración hacia los estériles, y viceversa. Aun así, no hay la certeza de que exista una relación lineal entre estas dos magnitudes, precisamente por la no linealidad de las ecuaciones que maneja el modelo.

Para este caso hemos incluido además de la simulación base otras dos simulaciones en las cuales se varía la permeabilidad en un orden de magnitud hacia arriba y hacia abajo. El balance de masas de este análisis (Tabla 5), muestra que este tipo de variaciones afectan únicamente el flujo hacia la arcilla y en el dren. Es evidente, de acuerdo con estos resultados, la gran sensibilidad de la infiltración a la permeabilidad de la arcilla. Para el caso de disminuir la permeabilidad, el valor de la infiltración se reduce de 3.4 mm a 0.6 mm. Por el contrario, la infiltración crece hasta 23.7 mm al aumentar un orden de magnitud la permeabilidad de la arcilla.

5. Conclusiones

De las simulaciones presentadas, y de las que no se han podido presentar por problemas de espacio, se pueden deducir dos tipos de conclusiones respecto al funcionamiento de la cobertera: unas de tipo metodológico, que afectan al método de simulación y son aplicables a otras condiciones, y otras de tipo específico.

El primer aspecto que llama la atención es el desacople existente entre el conjunto dren-arcilla y el suelo. Ello es fundamentalmente debido a la presen-

cia de barreras intermedias con materiales gruesos. La consecuencia de tipo metodológico es que ambos conjuntos se podrían estudiar de forma separada. De hecho, en el enfoque clásico del diseño de coberteras se lleva a cabo tal separación.

En segundo lugar, las simulaciones realizadas muestran que los métodos clásicos de evaluación de la evapotranspiración pueden conducir a resultados claramente erróneos. La interacción entre el agua disponible en el suelo, la permeabilidad y espesor de este, la demanda de agua por las plantas y la profundidad de sus raíces no es en absoluto trivial. Los parámetros clásicos de cálculo de la evapotranspiración por balance de masas tipo Thornthwaite o similares pueden conducir a buenas aproximaciones mientras se trabaje en condiciones similares a las presentes durante el desarrollo de los mismos (suelos agrícolas y condiciones de humedad relativamente altas). Por el contrario, para las condiciones que aquí nos ocupan, su aplicación indiscriminada puede conducir a errores muy significativos en los volúmenes de agua infiltrados por el suelo.

Un tercer aspecto de importancia es que, a pesar de haberse realizado múltiples simulaciones, el dren no ha llegado a saturarse nunca. De hecho, el grado de saturación del dren sólo ha superado el 20% en muy contadas ocasiones. Ello tiene cierta importancia de cara a su simulación y resta credibilidad a los métodos, muy comunes en este tipo de cálculos, que sólo suponen drenaje lateral cuando se llega a la saturación.

En cuanto a las conclusiones de tipo específico cabe resaltar los múltiples mecanismos de autocorrección de la cobertera, en el sentido de que normalmente el fallo de un proceso no afecta drásticamente el funcionamiento de la cobertera pues se ve sustituido por otro. Este hecho dota de gran robustez a los resultados, haciendo que sean poco sensibles a erro-

res aislados en la mayoría de los parámetros. Para ilustrar esa aseveración, consideremos el caso de la permeabilidad del suelo. Si la permeabilidad es menor que la supuesta, el caudal infiltrado por el suelo se reduce correspondientemente, pero el agua que llega a infiltrar lo hace durante períodos de tiempo mucho más largos, de forma que el caudal infiltrado por la arcilla apenas se altera. Se pueden hacer comentarios análogos respecto al factor de drenaje, los parámetros de las curvas de retención y permeabilidad relativa, difusividad del vapor, succión de las plantas, etc. En todos estos casos la variación del parámetro correspondiente se traduce en un pequeño cambio en las variables de estado que implica un cambio en otro proceso y minimiza el efecto de la variación del parámetro.

Lo anterior deja de ser aplicable para la profundidad de las raíces y para la permeabilidad de dren y arcilla. La evapotranspiración real es muy sensible a la profundidad real de las raíces ya que esta determina la fracción del almacenamiento del suelo a la que tienen acceso. En cualquier caso, el parámetro crítico de cara a la infiltración a través de la arcilla es su permeabilidad. En el rango de valores supuesto, la infiltración aumenta casi linealmente con la permeabilidad de la arcilla.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó para ENRESA, bajo la dirección de Juan L. de Santiago.

Referencias

Bear, J. 1979 "Dynamics of Fluids in Porous Media". Dover Publications, Inc., New York.
Bird, R.B., Stewart, W.E. y Lightfoot, E.N. 1960 "Transport Phenomena". Ed. John Wiley, New York.
Carrera, J., Alfaheme H. y Galarza 1991 "Estudio del transi-

torio de concentraciones en el acuífero de la FUA. Preparado para ENRESA, IT-35, 90 pp.
Custodio, E. y Llamas, M.R. 1983 "Hidrología Subterránea". 2 volúmenes. Ed. Omega.
Chung, S.O. y Horton, R. 1987 "Soil Heat and Water Flow with a Partial Surface Mulch". *Water Resour. Res.*, 23(12), pp. 2175-2186.
Edlefsen, N.E. y Anderson, A.B.C. 1943 "Thermodynamics of soil moisture". *Hilgardia*, 15(2), pp. 31-298.
Galarza, G. y Carrera, J. 1991 "Estudio de la infiltración a través de la cobertera de la FUA". Informe CIMNE, IT-32, 179 pp.
McEnroe, B.M. y Schroeder, P.R. 1988 "Leachate Collection in Landfills: Steady Case". *ASCE Jour of Env. Eng.*, 114(5), pp. 1052-1062.
Medina, A. y Carrera, J. 1991 "Estudio del Transitorio de concentraciones en el acuífero de la FUA". Informe CIMNE, IT-35, 90 pp.
Miller, C.J., y Wright, J.S. 1988 "Application of Variably Saturated Flow Theory to Clay Cover Liners". *ASCE Jour. of Hyd. Eng.*, 114(10), pp.1283-1300.
Milly, P.C.D. 1984 "A Simulation Analysis of Thermal Effects on Evaporation from Soil". *Water Resour. Res.*, 20(8), pp. 1087-1098.
Pollock, D.W. 1986 "Simulation of Fluid Flow and Energy Transport Processes Associated with High-Level Radioactive Waste Disposal in Unsaturated Alluvium". *Water Resour. Res.*, 22(5), pp. 765-775.
Pruess, K. 1987 "TOUGH User's guide". Rep. LBL-20700, NUREG/CR-4640, 80 pp.
Rawls, W.J. y Brakensick, D.L. 1988 "Estimation of soil hydraulic properties". Proc. de la NATO ARW de Arkansas.
Samper, J., Carrera, J., Medina, A., García Vera, M.A., Vallecillo, M.A., Manzano, M. 1991. "Revisión del modelo de Flujo y de Transporte de contaminantes en las aguas subterráneas del acuífero de la FUA". Informe CIMNE, IT-45.
Samper, J., Carrera, J., Bajos, C. y Medina, A. 1991 "Modelación del Transporte de solutos en el acuífero de la FUA", *Hidrogeología y Recursos hidráulicos XVI*, pp. 477-493.
Van Genuchten, R. 1980 "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp. 892-898.