

APROXIMACIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA INFILTRACIÓN A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DIMENSIONAL

ANDRÉS MARTÍNEZ DE AZAGRA¹, VALENTÍN PANDO²,
JORGE DEL RÍO³ Y JOAQUÍN NAVARRO⁴

RESUMEN

En este trabajo se propone una función de infiltración. Esta función conforma un marco conceptual que pudiera ser útil a nivel práctico para avanzar en el cálculo de la infiltración. En la ecuación aparecen catorce coeficientes adimensionales (C_1, \dots, C_{14}). Varios de estos coeficientes están relacionados con las propiedades del suelo, que convendrá estudiar a partir de los modelos de infiltración existentes. También se definen dos monomios adicionales (C_{15} y C_{16}) que describen el proceso de formación de costras superficiales (tastanas).

Palabras clave: modelos de infiltración, monomios adimensionales, encostramiento, degradación de suelos, desertificación, cambio climático.

SUMMARY

In this work an infiltration function is proposed. This function gives a conceptual framework that may be useful to advance in soil/water/vegetation relations. This function has fourteen adimensional coefficients (C_1, \dots, C_{14}). Some of these coefficients seem to be related with soil properties, that can be studied with the available infiltration models. Two additional coefficients (C_{15} and C_{16}) are also defined which describe crust forming processes.

Key words: infiltration models, dimensionless monomials, crusting, soil degradation, desertification, climate change

¹ Escuela Técnica Superior de Ingenierías Agrarias. Campus La Yutera. Avenida de Madrid, 44. 34004 Palencia. E-mail: amap@iaf.uva.es.

² Escuela Técnica Superior de Ingenierías Agrarias. Edificio Principal. Avenida de Madrid, 57. 34004 Palencia. E-mail: vpando@eio.uva.es.

³ Servicio Territorial de Medio Ambiente. Junta de Castilla y León. C/ Duque de la Victoria, 5 3ª Planta. 47001. Valladolid. Correo electrónico: riosanjo@jcy.l.es.

⁴ Escuela Técnica Superior de Ingenierías Agrarias. Campus La Yutera. Avenida de Madrid, 44. 34004 Palencia. E-mail: jnahev@iaf.uva.es.

INTRODUCCIÓN

La infiltración es –además de uno de los componentes principales del ciclo hidrológico– el motor de la vida para la mayor parte de los organismos que habitan en un ecosistema terrestre. La infiltración constituye el camino prioritario (por no decir único) por el cual el ecosistema retiene y acumula el agua de lluvia (nieve y granizo) que le llega. Sólo unos pocos organismos (por ejemplo: los líquenes) viven ajenos al proceso de la infiltración. A cambio, han de llevar una vida muy ralentizada, ya que el agua es el principal factor limitante para la subsistencia y el crecimiento de los seres vivos terrestres.

Siendo el recurso agua escaso (en los climas áridos, semiáridos y subhúmedos lo es), se comprende que la infiltración resulte crucial. Si los suelos están degradados, es decir: si tienen su capacidad de infiltración mermada, estarán abocados a desertizarse. La causa primaria y principal de la desertificación es una insuficiente infiltración (MARTÍNEZ DE AZAGRA 1996). La erosión hídrica, la degradación biológica, física o química del suelo, la regresión botánica, etcétera, son meros efectos de la causa primaria que los origina: insistimos, una infiltración deficiente. Se comprende, en conse-

cuencia, que haya que prestar especial atención a la infiltración, máxime cuando se trata –además– de un tema complejo y no plenamente resuelto. La coexistencia actual de más de una veintena de modelos diferentes para estimar la capacidad de infiltración (véase la tabla nº 1) pone de manifiesto esta carencia.

La función de infiltración –que aquí proponemos– puede servir para realizar ensayos de infiltración correctos y completos, para orientar en la interpretación de sus resultados, para entrever y seleccionar los modelos de infiltración más adecuados a cada caso, y para abrir y dirigir nuevas líneas de investigación y experimentación sobre la materia, que conduzcan a una ecuación de infiltración concreta y precisa que muchos investigadores andamos buscando. La analogía de este cometido con el de la obtención de la ecuación general de la Hidráulica es bien patente. Sin embargo tropieza con una dificultad mayor –que esperemos no resulte insoslayable– al tratarse de un problema mucho más complejo que, por poner un ejemplo, la circulación del agua a través de una tubería rectilínea (Véanse al respecto las investigaciones y ecuaciones que determinan el coeficiente de fricción de DARCY & WEISBACH, debidas a POISEUILLE, BLASIUS, KÁRMÁN &

Nombre del modelo	Año	Tipo	Nombre del modelo	Año	Tipo
GREEN - AMPT	1911	C	SCS (Riegos)	1974	E
KOSTIAKOV	1932	E	MOREL-SEYTOUX - KHANJI	1974	C
HORTON (GARDNER - WIDSTOE)	1940	E	PARLANGE	1975	C
MEZENECV (KOSTIAKOV modificado)	1948	E	LI - STEVENS - SIMONS	1976	C
HALL	1955	C	COLLIS-GEORGE	1977	C
SCS (Número de Curva)	1956	E	CHU	1978	C
PHILIP	1957	C	GILL	1978	C
HOLTAN	1961	A	HACHUM - ALFARO	1980	C
OVERTON	1964	A,E	HEC	1981	E
HUGGINS - MONKE	1966	A	ZHAO	1981	A
MEIN - LARSON	1971	C	AHUJA	1983	C
SNYDER	1971	E	SINGH - YU	1990	A
SMITH	1972	C	MISHRA - SINGH	2003	E
DOOGE	1973	A	CHU - MARIÑO	2005	C

* E = modelo empírico // A = modelo analítico // C = modelo conceptual

Tabla 1. Modelos de infiltración más conocidos.

Table 1. Current infiltration models.

PRANDTL y COLEBROOK & WHITE, y que se resumen en el conocido ábaco de MOODY) o la ecuación general de la Hidráulica (BECKER 1960).

A nuestro entender, profundizar en la función general de la infiltración es un paso imprescindible para vislumbrar y entender el cambio climático que se nos avecina. No todo este cambio climático puede deberse al efecto invernadero (es decir: a estar quemando bolsas ingentes de energía fósil: al uso y al abuso con el petróleo y el carbón). En efecto, y para entreverlo de forma clara planteemos el siguiente caso extremo: Si se nos ocurriera impermeabilizar con asfalto toda la superficie terrestre emergida (lo que potencialmente podemos hacer en la actualidad) alteraríamos el clima de forma sustancial e irreversible. Surge así una pregunta inmediata: ¿Qué máxima superficie impermeabilizada (o muy degradada) podemos permitirnos? ¿Cuánto podemos alterar el ciclo hidrológico local sin el riesgo de provocar un cambio climático severo?

En definitiva: Al alterar el ciclo hidrológico local alteramos el microclima, pero extendiendo esta alteración a grandes superficies podemos afectar al mesoclima y al macroclima de nuestro Planeta. Así pues, la función de infiltración que proponemos (en principio con una visión y un carácter puntual) incide de forma evidente en cuestiones tan cruciales como el cambio climático, y el manejo y uso a dar a las tierras agrícolas, urbanas y forestales. Pasemos, pues, a comentar y a desarrollar esta función de infiltración en los siguientes apartados.

DESARROLLO DE LA FUNCIÓN

Consideraciones previas

La infiltración depende de una serie de magnitudes físicas que se concretan en este apartado. Una vez se fijen dichas magnitudes, se

estará en condiciones de establecer una función sobre la capacidad de infiltración, como relación (genérica y, en principio, desconocida) entre dichas variables. Un análisis dimensional ulterior de la aludida función permite definir una serie de coeficientes adimensionales que ayudan a entender el complejo, diverso y crucial proceso de la infiltración.

Vamos a definir unos conceptos fundamentales previos, antes de entrar en el enunciado físico-matemático de la función. Estos conceptos son: infiltración, velocidad de infiltración, infiltración acumulada, capacidad de infiltración, capacidad de infiltración media y mínima, e infiltración máxima acumulada. Se trata de conceptos afines pero diferentes que conviene distinguir con claridad desde un principio para que nuestro desarrollo no se preste a equívocos.

Se llama infiltración al proceso de entrada de agua en un suelo a través de su superficie, es decir: a través del horizonte superficial del suelo (sea éste un horizonte mineral (horizonte A) u orgánico (horizonte O)).

Se llama velocidad de infiltración (también tasa de infiltración) ($v_i(t)$) a la cantidad de agua que entra en el suelo a través de su superficie en un determinado instante (t). La infiltración acumulada ($I(t)$) desde el comienzo del chubasco ($t = 0$) hasta un instante genérico (t) se calcula mediante la integral:

$$I(t) = \int_0^t v_i(t) \cdot dt \quad [1]$$

Se denomina capacidad de infiltración ($f(t)$) a la máxima cantidad de agua que puede infiltrarse en el suelo por unidad de tiempo en un instante dado. La infiltración máxima acumulada ($F(t)$) desde el comienzo del ensayo de infiltración hasta un instante genérico (t) se calcula mediante la integral:

$$F(t) = \int_0^t f(t) \cdot dt \quad [2]$$

Se llama capacidad de infiltración media (f_m) a la capacidad de infiltración promedio para un

intervalo de tiempo determinado. Para el intervalo $[0, t]$, vale:

$$F_m = \frac{\int_0^t f(t) \cdot dt}{t} = \frac{F(t)}{t} \quad [3]$$

siendo t un instante genérico del ensayo de infiltración.

La capacidad de infiltración final (f_c) (también llamada mínima o básica) queda definida mediante el siguiente límite:

$$f_c = \lim_{t \rightarrow \infty} f(t) \quad [4]$$

Se trata de un concepto y de un límite teórico, pues los suelos rara vez llegan a esa situación (salvo en climas extremadamente pluviosos). Su obtención experimental resulta dificultosa. Por ello los ensayos de infiltración suelen rebajar la exigencia y contentarse con unas pocas horas de ensayo.

La tasa de infiltración siempre es menor o igual que la capacidad de infiltración. Se cumple que: $0 \leq v_i(t) \leq f(t)$

La velocidad de infiltración (v_i) se rige por la intensidad de lluvia ($i(t)$) y por la capacidad de infiltración. En concreto:

- $v_i(t) \approx i(t)$ si el suelo no está encharcado (es decir: si no se ha alcanzado el tiempo de encharcamiento: $t \leq t_p$)*
- $v_i(t) = f(t)$ si el suelo está encharcado (si $t > t_p$)

* Nótese que se incluye el símbolo «aproximadamente igual» en el primer caso, dado que se puede producir (y de hecho probablemente se produzca) una especie de acumulación superficial de agua y un goteo de entrada del agua de lluvia en el suelo por intervención de la tensión superficial y por las trayectorias tortuosas que han de seguir las gotas de lluvia en el medio poroso edáfico. Este efecto, al menos, se dejará notar en las primeras fases previas al encharcamiento.

Obtención de la función general

Las magnitudes físicas que intervienen en el proceso de la infiltración pueden agruparse en cinco epígrafes, que se detallan a continuación:

1. Magnitudes geométricas del contorno rígido poroso (suelo) (Véase la figura 1.)

$$a, b, c_0, c_1, d_0, d_1, \xi_0, \xi_1$$

con: $(a \cdot b \cdot c_0)$ = volumen del horizonte superior del suelo $\{L^3\}$

$(a \cdot b \cdot c_1)$ = volumen del segundo horizonte del suelo $\{L^3\}$

d_0 = longitud de poros en la superficie del suelo; diámetro característico en el horizonte superior (relacionado con la porosidad superficial del suelo) (a veces también: diámetro del poro o de la partícula característica) $\{L\}$

d_1 = diámetro característico en el segundo horizonte (relacionado con la porosidad general del suelo) $\{L\}$

ξ_0 = tortuosidad en el horizonte superior (relacionada con la conectividad de los poros) $\{L\}$

ξ_1 = tortuosidad general (relacionada con la conectividad en el segundo horizonte) $\{L\}$

En un análisis simplificado se puede trabajar con una única tortuosidad (ξ) y con una única longitud característica vertical (c).

2. Magnitudes geométricas del agua dentro del medio poroso

$$a_h, b_h, c_h \{L\}$$

con: $\frac{a_h}{a} = \theta_x \frac{b_h}{b} = \theta_y \frac{c_h}{h} = \theta_z$ (contenidos de humedad del suelo)

[5]

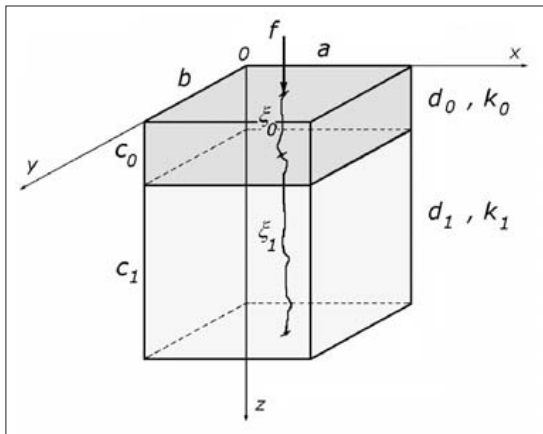


Figura 1. Magnitudes geométricas (a, b, c_j, ξ_j y d_j) y permeabilidades (k_j) en el horizonte superficial ($j = 0$) y en el subyacente ($j = 1$), diez de las magnitudes físicas que intervienen en la función de infiltración propuesta.

Figure 1. Geometric magnitudes (a, b, c_j, ξ_j y d_j) and permeabilities (k_j) in the superficial horizon ($j = 0$) and in the underlying horizon ($j = 1$), ten of the physical magnitudes that intervene in the proposed infiltration function.

3. Magnitudes asociadas a las propiedades intrínsecas del fluido

$$\rho, \gamma, \mu, \varepsilon, \sigma, \chi, d_h$$

con: ρ = densidad absoluta del agua $\{M \cdot L^{-3}\}$

γ = peso específico del agua $\{M \cdot L^{-2} \cdot T^{-2}\}$

μ = coeficiente de viscosidad dinámico $\{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}\}$

ε = módulo de elasticidad volumétrica $\{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}\}$

σ = coeficiente de tensión superficial $\{M \cdot T^{-2}\}$

χ = turbidez del agua $\{M \cdot L^{-3}\}$

d_h = diámetro característico de las partículas en suspensión $\{L\}$

4. Magnitudes asociadas al flujo en el medio poroso

$$k_0, k_1 \{L \cdot T^{-1}\}$$

con: k_0 = permeabilidad superficial (hojarasca, tasthanas, horizonte superior)

k_1 = permeabilidad general (o del horizonte subyacente)

5. Magnitudes específicas del movimiento

$$f, \psi$$

con: f = capacidad de infiltración $\{L \cdot T^{-1}\}$

ψ = potencial hídrico $\{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}\}$

Luego la función de la infiltración que buscamos adoptará una forma similar a la siguiente, siendo φ_1 una expresión matemática desconocida pero que depende de todas las variables independientes que hemos enumerado:

$$\varphi_1(a, b, c_0, c_1, d_0, d_1, \xi_0, \xi_1, a_{hy}, b_{hy}, c_{hy}, \rho, \gamma, \mu, \varepsilon, \sigma, \chi, d_{hy}, k_0, k_1, f, \psi) = 1 \quad [6]$$

Análisis dimensional de la función de infiltración

En versión simplificada, reduciendo el problema a una longitud característica vertical (c), a una tortuosidad (ξ) y prescindiendo de la turbidez del agua que se infiltra (χ y d_h nulos), podemos escribir:

$$\varphi_2(a, b, c, d_0, d_1, \xi, a_{hy}, b_{hy}, c_{hy}, \rho, \gamma, \mu, \varepsilon, \sigma, \chi, k_0, k_1, f, \psi) = 1 \quad [7]$$

Aunque no hayamos sido capaces de aplicar directamente el teorema π de Buckingham (1914), podemos deducir mediante el análisis dimensional unos coeficientes adimensionales, cuya interpretación posee un claro interés práctico. El número total de variables implicadas en la infiltración se reduce de esta manera bastante. Inicialmente partimos con 18 variables (22 en la versión general) que podemos convertir en una serie de números hidrológicos adimensionales (entre los que aparecen los números hidráulicos de FROUDE, EULER, REYNOLDS, WEBER y CAUCHY).

Se puede simplificar la función al concebir una humedad uniforme en el suelo según los ejes x

e y. Queda así una relación física con dieciséis variables independientes:

$$\varphi_3(a, b, c, d_0, d_1, \xi, c_h, \rho, \gamma, \mu, \varepsilon, \sigma, k_0, k_1, f, \psi) = 1 \quad [8]$$

Sin necesidad de aplicar el teorema π de Buckingham (op. cit.) pero utilizando su sistema para reducir el número de variables, el número de coeficientes adimensionales independientes que podemos obtener es de trece (= número total de variables consideradas menos el número de dimensiones fundamentales del problema: masa {M}, longitud {L} y tiempo {T}). Así es que la función anterior (φ_3 , ecuación n° 8) puede transformarse en una expresión equivalente,

$$\phi(C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6, C_7, C_8, C_9, C_{10}, C_{11}, C_{12}, C_{13}) = 1 \quad [9]$$

siendo C_i los trece coeficientes adimensionales que describen el proceso de la infiltración. La reducción de variables que cabe plantear para llegar a los trece parámetros adimensionales ($C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6, C_7, C_8, C_9, C_{10}, C_{11}, C_{12}, C_{13}$) admite numerosas soluciones. Lo que más interesa es obtener coeficientes con clara interpretación física (como por ejemplo, los números hidráulicos) y que establezcan una clara ligazón entre ellos, sin que quede ninguno aislado del resto de coeficientes.

Coefficientes adimensionales de la infiltración y su interpretación

De entre todas las soluciones (o combinaciones) posibles y por consideraciones de índole hidrológica, nosotros proponemos los siguientes coeficientes:

$$C_1 = \frac{a}{b} \quad [10] \qquad C_2 = \frac{a}{c} \quad [11]$$

$$C_3 = \frac{d_0}{a} = p_e \quad [12] \qquad C_4 = \frac{c_h}{c} \quad [13]$$

$$C_5 = \frac{\xi}{c} \quad [14] \qquad C_6 = \frac{d_0}{d_1} \quad [15]$$

«Aproximación al conocimiento de la infiltración»

$$C_7 = \frac{k_0}{k_1} \quad [16] \qquad C_8 = \frac{f}{k_1} = MA \quad [17]$$

$$C_9 = \frac{f}{\sqrt{g \cdot d_0}} = FR \quad [18]$$

$$C_{10} = \frac{\rho \cdot f \cdot d_0}{\mu} = RE \quad [19]$$

$$C_{11} = \frac{f}{\sqrt{\psi/\rho}} = EU \quad [20]$$

$$C_{12} = \frac{f}{\sqrt{\sigma/\rho / d_0}} = WE \quad [21]$$

$$C_{13} = \frac{f}{\sqrt{\varepsilon/\rho}} = CA \quad [22]$$

La interpretación física de los coeficientes (o monomios) adimensionales que aparecen en la ecuación es la siguiente:

$C_1 = \frac{a}{b}$ y $C_2 = \frac{a}{c}$ definen la geometría general del suelo en superficie y en profundidad.

$C_3 = \frac{d_0}{a}$ refleja la porosidad lineal de la superficie del suelo (cociente entre la longitud de espacios vacíos en un segmento suficientemente largo (d_0) dividido por la longitud total del segmento (a). Puede equipararse a la porosidad volumétrica del horizonte superior o -si se desea y preferiblemente- con la porosidad eficaz del medio (p_e) para contabilizar sólo los poros interconectados, a través de los cuales puede penetrar el agua en el suelo.

$C_4 = \frac{d_h}{c}$ se corresponde con el contenido de humedad del suelo (θ). Siendo el contenido de humedad del suelo uniforme dentro de planos paralelos a su superficie, sólo hay que analizar la humedad según el eje z. Puede admitirse que:

$$\frac{c_h}{c} \approx \frac{a_h \cdot a_h \cdot c_h}{a \cdot b \cdot c} = \theta \text{ (contenido volumétrico de humedad del suelo)}$$

El monomio C_4 puede interpretarse bien como una humedad volumétrica absoluta o bien como una diferencia de humedades entre horizontes.

$$C_5 = \frac{\xi}{c} \geq 1 \text{ es la tortuosidad relativa } (\xi_r).$$

Cuanto más próximo a la unidad resulte, la conectividad entre poros será mejor, lo que facilitará la infiltración.

$$C_6 = \frac{d_0}{d_1} \approx 1 \text{ La porosidad relativa entre horizontes } (d_r), \text{ será próxima a la unidad (a no ser que existan dos horizontes muy diferenciados en el suelo: por formación de una tasta-$$

na, o por tratarse de un horizonte superficial orgánico formado por hojarasca, juma, pinocha, u otros restos vegetales). Suelos maduros y sin perturbar presentan un horizonte superficial (Ao) enriquecido en materia orgánica, con una porosidad relativa muy grande. En este tipo de horizontes (y no digamos en horizontes orgánicos debidos a cubiertas superficiales de hojarasca (O)) el diámetro característico (d_0) no puede estimarse a partir del diámetro característico de las partículas minerales. No obstante esta dificultad, el cociente $\frac{d_0}{d_1}$ será muy superior a la unidad, lo

que facilitará sobremanera la infiltración. Por el contrario, suelos desnudos, sin cubiertas orgánicas (naturales o artificiales) que los protejan, pueden enfermar desarrollando unas costras (tastanas) superficiales duras y compactas, de porosidad reducida ($d_0 \ll d_1$), permeabilidad escasa y capacidad de infiltración insuficiente (Mc Intyre, 1958 a, b; Miyazaki *et al*; 1993; Regüés *et al*; 2002). Estaremos ante un suelo firme candidato a ser desertizado. El cociente $\frac{d_0}{d_1}$ es un buen indicador del riesgo de desertificación que presenta un suelo.

$$C_7 = \frac{k_0}{k_1} \text{ es la permeabilidad relativa entre horizontes } (k_r).$$

Este número adimensional, al ser un cociente de conductividades hidráulicas, resulta más directo en su interpretación que el monomio adimensional anterior. Su valor es bastante elocuente si no resulta cercano a uno (tanto si es mucho menor que la unidad ($\ll 1$); como si es mucho mayor que la unidad ($\gg 1$)), pues refleja el estado de salud hidrológica del suelo. En el primer caso: tenemos un suelo degradado respecto de la infiltración; en el segundo caso: tenemos un suelo mejorado respecto de la infiltración, que es lo que intenta la vegetación con sus residuos de forma continuada: sean éstos hojarasca, se hayan convertido en materia orgánica o sean una combinación de ambos). Entre una buena y una mala infiltración les va la vida a muchas plantas de zonas áridas y semiáridas, que han de acondicionar sus alrededores para obtener cosechas de agua, suelo y nutrientes cuando llueve, gracias a tener una capacidad de infiltración mejorada en su derredor (MARTÍNEZ DE AZAGRA, MONGIL & ROJO, 2004; también en <http://www.oasificacion.com>). Siempre que exista una diferencia muy marcada entre las características de porosidad y permeabilidad de los dos horizontes contiguos (el superficial y el subyacente), a favor del horizonte superior, en el suelo se producirá escorrentía hipodérmica durante aguaceros copiosos a través de la zona de transición de horizontes. Pero previo al inicio de esta escorrentía subsuperficial, el horizonte superior podrá infiltrar y acumular un importante volumen de agua, que será tanto mayor cuanto mayor sea su porosidad (d_0) y espesor (c_0). A su vez, en suelos evolucionados y sin perturbar, la transición entre horizontes es gradual y muy sinuosa, lo que facilita la infiltración, acumulación y percolación del agua in situ (o levemente redistribuida).

$$C_8 = \frac{f}{k_1} = MA, \text{ monomio al que denominamos relación de MARTÍNEZ DE AZAGRA (MA). En suelos secos y sin encostramientos resulta mayor que la unidad. Este coeficiente}$$

adimensional va reduciendo su valor conforme el suelo se humedece hasta que alcanza un valor mínimo constante, que –al menos en suelos de textura gruesa– suele ser menor que la unidad: $MA_{min} = \frac{f_c}{k_1} = < 1$ (próximo a 0,5

si nos atenemos a la relación de Bouwer (1966)). No obstante, conviene recalcar que la presencia de materia orgánica y residuos vegetales en el horizonte superior hace que f_c y –desde luego– f sean (muy) superiores a k_1 en suelos sanos desde el punto de vista hidrológico, lo que les permite aprovechar las lluvias infiltrando tan preciado recurso. Bien diferente resulta el comportamiento de un suelo mineral desnudo que haya desarrollado una tastana compacta e impermeable, para su desgracia (y la nuestra, si otorgamos importancia a la desertificación).

$$C_9 = \frac{f}{\sqrt{g \cdot d_0}} = FR, \text{ es el número de FROUDE.}$$

$$C_{10} = \frac{\rho \cdot f \cdot d_0}{\mu} = RE, \text{ es el número de RENOLDS.}$$

$$C_{11} = \frac{f}{\sqrt{\psi/\rho}} = EU, \text{ es el número de EULER.}$$

$$C_{12} = \frac{f}{\sqrt{\sigma/\rho / d_0}} = WE, \text{ es el número de WEBER.}$$

$$C_{13} = \frac{f}{\sqrt{\varepsilon/\rho}} = CA, \text{ es el número de CAUCHY.}$$

Los cinco últimos monomios ($C_9, C_{10}, C_{11}, C_{12},$ y C_{13}) son bien conocidos en el ámbito de la Mecánica de Fluidos. Son los números hidráulicos, que caracterizan el movimiento del agua (o de un fluido en general) desde cinco puntos de vista diferentes. El número de FROUDE (FR) se interpreta como una relación entre las

«Aproximación al conocimiento de la infiltración»

fuerzas de inercia (= suma de las fuerzas exteriores) y las fuerzas de gravedad. El número de REYNOLDS (RE) se relaciona con el cociente entre las fuerzas de inercia y las fuerzas viscosas. De forma análoga, el número de EULER (EU) considera las fuerzas de presión hidrostática (osmótica y capilar), el número de WEBER (WE) contempla las fuerzas de tensión superficial y el número de CAUCHY (CA) analiza las fuerzas elásticas.

Una vez concretados los monomios, podemos escribir:

$$\phi\left(\frac{a}{b}, \frac{a}{c}, p_e, \theta, \frac{\xi}{c}, \frac{d_0}{d_1}, \frac{k_0}{k_1}, \frac{f}{k_1}, FR, RE, EU, WE, CA\right) = 1 \tag{23}$$

Despejando primero el número de EULER y después la capacidad de infiltración (f) de dicho número, queda la expresión equivalente siguiente:

$$f = \phi_1\left(\frac{a}{b}, \frac{a}{c}, p_e, \theta, \frac{\xi}{c}, \frac{d_0}{d_1}, \frac{k_0}{k_1}, \frac{f}{k_1}, FR, RE, WE, CA\right) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \tag{24}$$

Los números hidráulicos de WEBER y de CAUCHY no parecen tener influencia en el proceso: WEBER, porque el suelo está encharcado durante el ensayo de infiltración, de manera que la membrana de tensión superficial se encuentra por encima del medio poroso a atravesar, y porque el posible efecto de succión capilar del interior del suelo se engloba en el potencial hídrico (ψ). El número de CAUCHY carece de interés en este caso ya que el agua al infiltrarse no sufre compresiones ni expansiones.

Por ello:

$$f = \phi_1\left(\frac{a}{b}, \frac{a}{c}, p_e, \theta, \frac{\xi}{c}, \frac{d_0}{d_1}, \frac{k_0}{k_1}, \frac{f}{k_1}, FR, RE\right) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \tag{25}$$

El número de FROUDE tampoco resulta relevante para el proceso de infiltración. Esta afir-

mación puede sorprender en un primer momento, pero se hace evidente al expresar la cuestión con más propiedad: el número de FROUDE incide en la capacidad de infiltración casi por igual en todos los suelos, por lo que no actúa como una variable que discrimine el proceso.

$$f = \phi_1 \left(\frac{a}{b}, \frac{a}{c}, p_e, \theta, \frac{\xi}{c}, \frac{d_0}{d_1}, \frac{k_0}{k_1}, \frac{f}{k_1}, RE \right) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [26]$$

Las características geométricas generales del medio (a/b y a/c) tampoco tienen un efecto palpable en el proceso, de manera que llegamos a la función general siguiente:

$$f = \phi_1 \left(p_e, \theta, \frac{\xi}{c}, \frac{d_0}{d_1}, \frac{k_0}{k_1}, \frac{f}{k_1}, RE \right) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [27a]$$

Usando las abreviaturas utilizadas para los coeficientes adimensionales que hemos definido, nos queda:

$$f = \phi_1 \left(p_e, \theta, \xi, d_r, k_r, MA, RE \right) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [27b]$$

que es la función de infiltración que proponemos.

Por el frecuente laboreo, en suelos agrícolas existe un profundo y homogéneo horizonte superficial (de 20-40 cm de espesor, simbolizado por Aa en la figura 2, lo que reduce la ecuación general en dos monomios:

$$f = \phi_1 \left(p_e, \theta, \xi, MA, RE \right) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [28]$$

En suelos agrícolas es donde se ha realizado la mayor parte de los ensayos de infiltración. No obstante, existe un interés creciente por el estudio de la permeabilidad e infiltración en suelos degradados compactados o con tendencia a formar tustanas (horizonte At según la nomenclatura del dibujo). Por el contrario, en suelos evolucionados (sin perturbar por el hombre) los ensayos de infiltración brillan –de momento– por su ausencia.

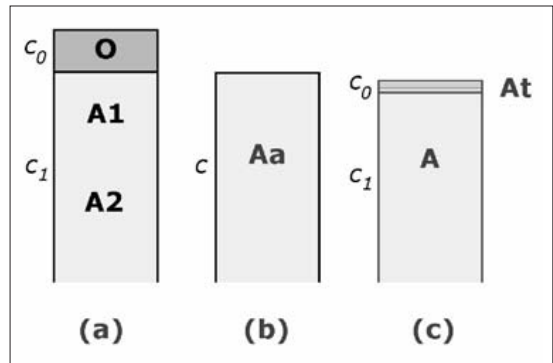


Figura 2. Tres tipos de perfiles edáficos diferentes para la infiltración: Suelo maduro sin perturbar con horizonte orgánico O (a), suelo agrícola arado periódicamente con horizonte Aa (b), y suelo degradado con una tustana (o costra superficial At) (c)

Figure 2. Three different kinds of edaphic profiles for infiltration: Mature soil not disturbed with organic horizon O (a), Agricultural soil ploughed periodically with horizon Aa (b), and degraded soil with a topsoil crust At (c).

Conviene señalar que –mientras que para la capacidad de infiltración (f) no hay que considerar al número de WEBER por las razones antes apuntadas– no ocurre lo mismo con la velocidad de infiltración (v_i). En ella la tensión superficial juega un papel importante al igual que la intensidad de lluvia. Adicionalmente, un segundo coeficiente adimensional puede estar incidiendo en el fenómeno. Es el coeficiente de DEL RÍO (que abreviamos por DR):

$$C_{14} = \frac{\xi \cdot v_i}{k_1 \cdot d_1} = DR \quad [29]$$

siendo todos los factores del monomio conocidos.

Conviene observar que para obtener la función de la velocidad de infiltración, en cada uno de los diferentes coeficientes adimensionales hay que sustituir la capacidad de infiltración (f) por la velocidad de infiltración (v_i), es decir:

$$MA = \frac{v_i}{k_1}, \quad FR = \frac{v_i}{\sqrt{g \cdot d_0}}, \quad RE = \frac{\rho \cdot v_i \cdot d_0}{\mu},$$

$$EU = \frac{v_i}{\sqrt{\psi/\rho}}, \quad WE = \frac{v_i}{\sqrt{\sigma/\rho \cdot d_0}} \text{ y } \frac{v_i}{\sqrt{\epsilon/\rho}} = CA$$

Finalmente, podemos escribir como función general para la velocidad de infiltración la siguiente:

$$v_1 = \phi_2(p_e, \theta, \xi_r, d_r, k_r, MA, RE, WE, DR) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \approx i \quad [30]$$

Un caso particular de esta expresión (cuando se alcanza el tiempo de encharcamiento: $t > t_p$) lo constituye la función general de la capacidad de infiltración, antes enunciada:

$$f = \phi_1(p_e, \theta, \xi_r, d_r, k_r, MA, RE) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [27b]$$

El tiempo de encharcamiento (t_p), sus prolegómenos e instantes posteriores, son momentos cruciales y discriminantes del ciclo hidrológico terrestre, en los que el número de WEBER (WE , por la tensión superficial del agua en la superficie del suelo, que todavía no está plenamente encharcado) y el número de DEL RÍO (DR , debido a una cierta cadencia en el goteo por la entrada más o menos tortuosa del agua en el suelo) tienen que estar involucrados de forma directa en el proceso. En este sentido parecen apuntar los ensayos del riego por goteo al estudiar el bulbo húmedo que se forma en la vertical de cada gotero, y cuya forma varía de manera notoria según sea la textura del terreno (RODRIGO, HERNÁNDEZ, PÉREZ & GONZÁLEZ 1992).

El tiempo de encharcamiento supone una ruptura, una discontinuidad fundamental que convendrá estudiar y definir en el futuro. Dicho de una forma bien elocuente: t_p divide el ecosistema en dos mundos. Es una frontera taxativa, tajante entre el mundo aéreo y el mundo subacuático. En t_p se produce una discontinuidad (un cambio brusco en la condición de contorno) notabilísimo. Se trata de un momento muy significativo, por no decir señero, del ciclo hidrológico. En ese instante pasan muchas cosas. A partir de t_p (para $t > t_p$) dejan de influir los coeficientes WE y DR , siendo la entrada de agua ajena a la intensidad de lluvia (i). Además, ese instante t_p se puede repetir varias veces (incluso en un mismo aguacero puede acaecer en numerosas ocasiones y luga-

res de la cuenca y por diversos motivos: exceso de intensidad de lluvia, flujos hipodérmicos emergentes o una combinación de ambos). El tiempo de encharcamiento es un instante a estudiar con mucha calma y propiedad en el futuro.

Para poder simplificar el tratamiento físico-matemático de t_p interesa definir dicho instante como el momento en que se inicia la escorrentía superficial (y no como el momento en que se forman los primeros charcos en el suelo). De esta forma, no se pierde rigor en el análisis, se concreta el instante t_p más fácilmente y se resuelve una tercera cuestión: el agua almacenada en el microrrelieve se engloba siempre como infiltración in situ, lo que a todas luces es un hecho cierto.

Podemos afirmar, que un ecosistema terrestre aéreo (es decir: no subacuático) es tanto más estable cuanto menos veces se alcancen en él tiempos de encharcamiento. Por el contrario, cuantas más veces se encharque el ecosistema, éste correrá más riesgo de erosionarse (= degradarse = desertizarse) o de convertirse en un ecosistema encharcadizo frecuente (que suele ser propio de llanuras lagunares o de proximidades a manantiales y surgencias en laderas).

Existen interesantes trabajos para estimar el tiempo de encharcamiento en un suelo, a partir de diferentes modelos de infiltración. Algunos de los más interesantes y sugestivos se deben a MEIN & LARSON (1971), SMITH (1972), CHU (1978), MLS (1980), KUTÍLEK (1980), VERMA (1982), KUTÍLEK & NIELSEN (1994), CHOW, MAIDMENT & MAYS (1988), MARTÍNEZ DE AZAGRA (1995, 1998), CHU & MARIÑO (2005), etcétera. Sin embargo, estas aproximaciones no hacen intervenir ni al número de WEBER (WE) ni al coeficiente de DEL RÍO (DR), por lo que convendrá seguir investigando sobre esta interesante cuestión, hasta llegar a resultados y modelos plenamente satisfactorios.

Como primera ecuación general concreta de infiltración y emulando a la ecuación general

de pérdidas de suelo (USLE), cabe trabajar con el producto de los coeficientes aquí definidos. No obstante y con esta forma simplificada de proceder, la mencionada ecuación sólo tendrá un carácter cualitativo (orientativo). En cualquier caso y para concluir este apartado, podemos afirmar que la capacidad de infiltración de un suelo está relacionada (símbolo: \leftrightarrow) con el producto de los siguientes términos:

$$f \leftrightarrow (p_e \cdot \theta \cdot \xi_r \cdot d_r \cdot k_r \cdot MA \cdot RE) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [27c]$$

CASOS PARTICULARES

Todos los modelos físicos y semifísicos (o analíticos) de infiltración atienden a la función general propuesta. (Véase la tabla 1.) Así, las ecuaciones de GREEN & AMPT (y afines), los modelos de HALL y de PHILIP, y -por supuesto- la ley de DARCY 1856 o la ecuación diferencial de RICHARDS 1931 hacen intervenir a estas magnitudes físicas de una u otra manera. En general, se trata de funciones que incluyen muchas menos magnitudes físicas que las aquí contempladas. Por ejemplo, las ecuaciones de GREEN & AMPT y afines (GILL, AHUJA, CHU & MARIÑO, etc.) son del tipo:

$$f \approx \phi_3(\theta, MA) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [31]$$

A su vez, los modelos analíticos de HOLTAN, OVERTON, HUGGINS & MONKE, ZHAO, SINGH & YU, etc. son del tipo:

$$f \approx \phi_4(p_e, \theta) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [32]$$

En cambio y en una primera interpretación, los modelos empíricos de infiltración (KOSTIAKOV, HORTON, MEZENCEV, SCS (número de curva y riegos), HEC, MISHRA & SINGH, etc.) no tienen una conexión clara con la función propuesta, lo que no nos debe extrañar.

A modo de ejemplo y con el fin de no extendernos en demasía, vamos a entrelazar tres de

los modelos de infiltración más usados en Hidrología con la función general que proponemos. Son los modelos de GREEN & AMPT, PHILIP Y HOLTAN.

La ecuación de partida del modelo conceptual de GREEN & AMPT 1911 se escribe:

$$f = k_s \cdot \frac{L + S}{L} \quad [33]$$

Combinando la ecuación anterior con la ecuación de continuidad en el suelo ($F(t) = \eta \cdot L(t)$), los autores (op. cit.) obtienen la expresión operativa de su modelo:

$$F(t) = k_s \cdot t + \eta \cdot S \cdot \ln \frac{\eta \cdot S + F(t)}{\eta \cdot S} \quad [34]$$

siendo: $f(t)$ = capacidad de infiltración del suelo en el instante t ($= \frac{dF}{dt}$)

k_s = conductividad hidráulica de GREEN & AMPT $\{L \cdot T^{-1}\}$

$L = L(t)$ = distancia vertical entre la superficie del suelo y el frente húmedo $\{L\}$

S = succión capilar $\{L\}$

F = infiltración acumulada (= volumen de agua infiltrado en el ensayo por unidad de superficie) $\{L\}$

$\eta = \theta_s - \theta_i$ = deficiencia de humedad = diferencia de contenido de humedad entre la zona saturada (θ_s) y el suelo seco inicial (θ_i) $\{\text{adimensional}\}$

Sencillas consideraciones demuestran que la ecuación de GREEN & AMPT constituye un caso particular de nuestra función general. En efecto: Al analizar los parámetros del modelo e interpretar su significado físico, se aprecia que tanto la ecuación de partida [33] como la expresión operativa [34] son funciones de la permeabilidad (k_s), del potencial hídrico existente entre la superficie del suelo y el frente

húmedo ($L + S = \psi$) y del contenido de humedad del suelo (η , expresado en este modelo como diferencia respecto del valor máximo). Se tiene, en consecuencia, una función sencilla del tipo $f = \phi_4(k_s, \psi, \eta)$ que constituye un caso particular de la expresión:

$$f \approx \phi_3(\theta, MA) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [31]$$

Modelos ulteriores a GREEN & AMPT y que se inspiran en su planteamiento (GILL, HACHUM & ALFARO, AHUJA, CHU & MARIÑO, etc.), incluyen en su análisis varios horizontes dentro del perfil edáfico para así ampliar la validez del modelo original. Con razonamientos análogos puede comprobarse que se trata de modelos que pueden encuadrarse dentro de la función general de la infiltración. Desde un punto de vista práctico, conviene señalar que al subdividir el perfil en muchos horizontes, se corre el riesgo de estar desarrollando modelos conceptualmente atractivos pero poco operativos.

En el binomio de PHILIP 1957 interviene la sortividad (s), un interesante parámetro que depende de las curvas características de humedad del suelo y para el que existen diferentes soluciones analíticas (consúltese a PAR-LANGE 1975, etc.). El binomio de PHILIP se escribe:

$$f(t) = \frac{1}{2} \cdot s \cdot t^{-1/2} + f_c \quad [35]$$

Al depender la sortividad $\{L \cdot T^{-0.5}\}$ de las curvas características de humedad del suelo, este parámetro es función de la permeabilidad, del potencial hídrico y del contenido de humedad existente en el suelo: $s = \phi_5(k_s, \psi, \theta)$. Por ello, podemos concluir que el binomio de PHILIP también es un caso particular de la función [31].

La ecuación de HOLTAN 1961 (el primer modelo analítico sobre infiltración) se escribe:

$$f(t) = A \cdot [S(t)]^n + f_c \quad [36]$$

«Aproximación al conocimiento de la infiltración»

Al combinar la ecuación de partida del modelo de HOLTAN con la ecuación de continuidad y utilizando la solución explícita del modelo (obtenida por SINGH & YU en 1990), se llega a una expresión muy operativa para estimar la infiltración acumulada (MARTÍNEZ DE AZAGRA & PANDO 2006):

$$f(t) = f_c \cdot t + M - (M^{1-n} - A \cdot (1-n) \cdot t)^{1/1-n} \quad [36]$$

en donde:

$f(t)$ = capacidad de infiltración del suelo $\{L \cdot T^{-1}\}$

f_c = capacidad de infiltración final (o mínima) $\{L \cdot T^{-1}\}$

A = tasa de infiltración $\{L^{(1-n)} \cdot T^{-1}\}$ por cada milímetro elevado a n de volumen de poros disponible (valor constante para un suelo y una vegetación dados)

$S(t)$ = volumen de poros no saturados existente en el suelo (expresado en volumen por unidad de área) disponibles para almacenar el agua que se infiltre en un instante genérico t $\{L\}$

n = exponente (valor constante para un suelo y una vegetación dados) {adimensional}

M el volumen inicial de poros no saturados de agua = $S(0)$ $\{L\}$

Se observa que en la ecuación de HOLTAN intervienen, a través de su parámetro $S(t)$, dos magnitudes físicas del suelo: su porosidad y su contenido de humedad, de manera que: $f(t) - f_c = \phi_6(p_e, \theta)$. Dicha ecuación constituye un caso particular de la función general que hemos enunciado:

$$f \approx \phi_4(p_e, \theta) \cdot \sqrt{\psi/\rho} \quad [32]$$

Propuestas analíticas posteriores, como por ejemplo el interesante modelo de SINGH & YU 1990, también pueden encuadrarse dentro de nuestra función general de infiltración sin ninguna dificultad.

MONOMIOS QUE DESCRIBEN EL PROCESO DE ENCOSTRAMIENTO

La formación de una costra o tastana en un suelo mineral está regida por dos procesos, descritos de forma clara y atractiva por diversos investigadores (FAO 1979, 1983; PORTA, LÓPEZ-ACEVEDO & ROQUERO 1994): el sellado y la compactación. Ambos procesos están interrelacionados a través de la precipitación, la infiltración y la erosión, de manera que se sinergian (lo que dificulta su estudio por separado).

Mediante el análisis dimensional y con un poco de intuición física, se puede llegar a definir dos números adimensionales que, por separado y conjuntamente, ayudan a entender e interpretar el fenómeno de la formación de costras superficiales. Son: el número de REYNOLDS por infiltración de aguas turbias (que abreviamos por PA o número de PANDO: $\bar{P}A$) y el número de EULER de la lluvia (o del granizo) (cuyo inverso abreviamos por NA o número de NAVARRO).

Definimos, para describir el primer fenómeno, el monomio C_{15} mediante la siguiente relación:

$$C_{15} = PA = \frac{\chi \cdot v_i \cdot (d_h - d_0)}{\mu} \quad [38]$$

siendo (conforme a la notación que seguimos en todo nuestro desarrollo):

χ = turbidez de agua $\{M \cdot L^{-3}\}$

$v_i = v_i(t)$ = velocidad de infiltración $\{L \cdot T^{-1}\}$

d_h = diámetro característico de las partículas en suspensión $\{L\}$

d_0 = diámetro característico de los poros superficiales del suelo $\{L\}$

μ = coeficiente de viscosidad dinámico del agua $\{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}\}$

con una condición adicional, que ayuda a entender el significado del monomio: $PA = 0$ si $d_0 \geq d_h$, en cuyo caso no se producirá encostramiento por sellado (al ser el poro característico del suelo (d_0) mayor que el sedimento o partícula que pretende obturarlo (d_h)).

Este coeficiente o monomio adimensional es consistente con el proceso y enlaza con la intensidad de lluvia (a través de v_i) y con los procesos erosivos en las áreas dominadas (a través de la turbidez del agua (χ)).

En el supuesto de que el suelo se encuentre encharcado, la velocidad característica deja de ser la intensidad de lluvia y pasa a ser la capacidad de infiltración, así es que:

$$\text{si } t \leq t_p : PA \approx \frac{\chi \cdot i \cdot (d_h - d_0)}{\mu} \quad [38a]$$

$$\text{si } t > t_p : PA = \frac{\chi \cdot f \cdot (d_h - d_0)}{\mu} \quad [38b]$$

La relación entre d_0 y d_h resulta difícil de pronosticar a priori sin conocer las propiedades del suelo (en especial: su curva granulométrica y su estructura). Pero en cualquier caso y dado que las partículas más fácilmente erosionables son los limos (WEESIES 1998), se comprende que d_h tienda hacia esos diámetros, siempre que la mencionada fracción esté bien representada en la composición granulométrica de los suelos que alimentan a la turbidez (es decir: los suelos que están siendo erosionados a más cota del lugar de infiltración). Por otro lado, d_0 será tanto mayor cuanto mejor estructura posea el suelo (=más materia orgánica contenida) y cuánto más gruesa sea su textura. En este sentido, se comprende que sean los suelos arcillosos sin materia orgánica los que más rápido formen una tastana por sellado. En esta dirección parecen apuntar los datos e índices experimentales, como por ejemplo el índice propuesto por FAO 1979, 1983.

Números de PANDO elevados implican un régimen hidráulico turbulento bien desarrolla-

do, que favorece la turbidez (el transporte de partículas en suspensión) y -en consecuencia- el taponamiento de los poros (d_0), siempre que $d_h > d_0$.

El número de Euler de la lluvia (o del granizo) lo definimos mediante la expresión .

$$\frac{v_c}{\sqrt{\frac{p_d - p_c}{\rho_c - \rho}}}$$

Pero tiene un sentido físico más inmediato su valor inverso, al que denominamos relación de NAVARRO (NA). Es decir:

$$C_{16} = NA = \frac{\sqrt{\frac{p_d - p_c}{\rho_c - \rho}}}{v_c} \quad [39]$$

en donde:

p_d = presión hidrodinámica que ejerce el hidrometeoro sobre el suelo (presión hidrodinámica del chubasco)

p_c = resistencia frente a la compresión (o la compactación) que posee el suelo

ρ_c = densidad característica del horizonte superficial del suelo. Esta densidad característica puede hacerse coincidir con la densidad aparente del horizonte superficial (ρ_a). En ciertas ocasiones también puede ser equiparada con la densidad absoluta (ρ_s) de las partículas minerales del suelo.

ρ = densidad absoluta del agua (o densidad aparente del granizo, o de la nieve granulada, etc.)

v_c = velocidad característica de llegada del meteoro al suelo (velocidad característica del chubasco). Esta velocidad se corresponde con la velocidad límite de caída de las gotas de lluvia o del granizo (en suelos rasos), pero resulta distinta (y casi siempre inferior) si el suelo está cubierto de vegeta-

«Aproximación al conocimiento de la infiltración»

ción, siendo la velocidad característica nula ($v_c \approx 0$ m/s) si el suelo dispone de un colchón amortiguador de impactos gracias a la presencia de restos vegetales en su superficie (hojarasca, juma, pinocha, zaraguja, rastrojera, paja, una manta orgánica, etc.)

La velocidad límite de caída de una partícula (v_∞) depende del diámetro y densidad de dicha partícula (se trate de una gota de agua, un grano de hielo, nieve granulada, etc.). Se puede determinar a priori, pues existen fórmulas y ábacos que permiten estimar su valor: Se trata de expresiones y gráficas que calculan la velocidad de caída de una partícula en el seno de un fluido viscoso (en este caso el aire) por acción de la gravedad (LAWS & PARSONS 1943; TORRI, SFALANGA & CHISCI 1987).

La presión hidrodinámica (p_d) puede estimarse a partir de la intensidad de lluvia (o de granizo) del chubasco. En efecto: La expresión que calcula el empuje hidrodinámico (E_d) que ejerce un caudal de agua (o de hielo) al chocar (sin retornar) contra una pared se escribe: $E_d = \rho \cdot Q \cdot v_c$, siendo todos los factores conocidos, a excepción de Q , que representa el caudal volumétrico que impacta sobre la pared. Si llamamos al área que soporta el impacto S , se tiene que la presión hidrodinámica vale:

$$p_d = \frac{\rho \cdot Q \cdot v_c}{S}$$

Para tener resuelta la cuestión en el caso que nos ocupa, basta con considerar que el caudal volumétrico de agua (hielo) del que estamos hablando coincide con la intensidad característica del chubasco (i_c) multiplicada por la superficie del suelo (S), con lo que:

$$p_d = \rho \cdot i_c \cdot v_c$$

Interesa aquí un pequeño comentario aclaratorio para recalcar la diferencia existente entre la lluvia y el granizo en este proceso: Para el granizo la presión hidrodinámica resulta bastante superior a igualdad de intensidad característica (pudiendo llegar duplicarse si el choque es perfectamente elástico: ¡la lluvia te moja; el granizo puede llevarte al hospital!), pues los granos de

hielo rebotan sobre el suelo. Así y siendo estrictos, para el granizo: $p_d = \rho \cdot i_c \cdot (v_c - v_{rb})$, siendo v_{rb} la velocidad de rebote tras el choque contra el suelo (que tiene signo negativo, por lo que suma en la expresión anterior).

Llegados a este punto y como curiosidad conceptual, podemos definir el caudal individual (o unitario, q) originado por una gota aislada de lluvia al tratar de introducirse en el suelo. Su expresión es:

$$q = v_c \cdot \pi \cdot \frac{D^2}{4} \quad [40]$$

siendo: v_c , la velocidad característica de llegada de la gota al suelo

D , el diámetro de la gota de lluvia considerada

Esta gota, al alcanzar el suelo, se expande, fracciona y termina penetrando en el medio poroso, escurriendo superficialmente, o siguiendo ambos caminos.

En cuanto a la resistencia frente a la compactación que ofrece el suelo (p_c), ésta depende de un diámetro característico del suelo y de su humedad al recibir el impacto. Al respecto cabe hablar de un ensayo 'Proctor Natural' de compactación, actuando en este caso las propias gotas de lluvia o los granizos de hielo o de nieve granulada como un pisón. La magnitud p_c puede obtenerse directamente mediante un ensayo físico a compresión simple del horizonte superficial del suelo en estudio y para diferentes contenidos de humedad. Una fórmula general para estimar esta magnitud física (p_c) puede asemejarse a la presión normal total, concepto que se desarrolla en el análisis de estabilidad de taludes (AYALA 1991). De forma orientativa dicha resistencia (p_c) se puede clasificar en seis grandes grupos de acuerdo con los valores que figuran en la tabla número 2, que se debe a LAMBE Y WHITMAN 1988, pero que reproducimos en la versión modificada por NAVARRO 2002.

El número de NAVARRO (NA) del chubasco (mitigado por la vegetación al llegar al suelo)

Resistencia a compresión simple (kp/cm ²)	Consistencia
< 0,25	Muy blanda
0,25 - 0,5	Blanda
0,5 - 1,0	Media
1,0 - 2,0	Semidura
2,0 - 4,0	Dura
> 4,0	Rígida

Tabla 2. Resistencia de los suelos cohesivos a la penetrabilidad (ensayo de compresión simple) (según LAMBE y WHITMAN (1998); modificado por NAVARRO (2002)).

Table 2. Resistance of cohesive soils to penetrability (simple compression test) (by LAMBE and WHITMAN (1998); modified by NAVARRO (2002)).

puede ser mayor o igual que cero. Para ello hay que establecer una restricción análoga a la fijada para el número de PANDO (PA) de la infiltración de aguas turbias. En este caso, la restricción lógica se escribe:

$$NA = 0 \text{ si } p_c \geq p_d$$

Finalmente, podemos afirmar que el proceso de formación de una tastana estará regido por una cierta ley o función que involucre a estos dos monomios. En consecuencia, el riesgo de formación de tastanas (= costras superficiales) (Rt) en un suelo mineral puede definirse mediante la siguiente expresión:

$$Rt = \phi_4 (NA, PA) \quad [41]$$

Esta expresión puede orientar en el estudio del proceso de formación de tastanas, un serio problema y coadyuvante de primer orden en la desertificación (degradación física) de muchos suelos agrícolas del mundo. De igual manera, el índice genérico que proponemos puede relacionarse con muchos de los modelos que actualmente existen sobre erosión (USLE, RUSLE, WEPP, EUROSEM, etc.). Pero estas consideraciones se salen del objeto de este trabajo.

El problema de la formación de tastanas era y es archiconocido por los agricultores, de manera que combaten su formación mediante distintas labores, año tras año (e incluso mes a mes), para mitigar sus efectos perniciosos. Así se constata, por ejemplo, en la agricultura tra-

dicional de secano practicada en España desde tiempo inmemorial, en el sistema denominado de año y vez (antes de la llegada de los abonos químicos). En aquellos tiempos se practicaba una serie de labores (alzar, binar, sembrar, pasar la rastrilla o un rulo para facilitar la nascencia del cereal [si hubiera caído un chubasco intenso formador de una tastana], arrejacar, y -finalmente y con suerte- cosechar (segar a hoz, engavillar, trillar, aventar, etcétera), para dejar descansar la tierra un año con el fin de que se recuperase y purgase de malas hierbas, para después repetir las mismas operaciones del ciclo, denominado año y vez) (PAREDES 2006). Basta con consultar el término *arrejacar* en el Diccionario de la Real Academia Española para confirmar los conocimientos que sobre formación y combate de costras superficiales tenían las gentes del campo.

CONSIDERACIONES FINALES

¿Pueden los bosques atenuar el efecto invernadero, es decir: los efectos de nuestros excesos consumistas en el Planeta Tierra, captando el dióxido de carbono (CO₂) y convirtiéndolo en carbohidratos? Nosotros pensamos que parcialmente sí, pero difícilmente si de forma continuada reducimos la superficie boscosa terrestre. Con una paradoja extrema se puede clarificar la respuesta: Con nuestros *adelantos* podemos concebir la siguiente situación, que además de ser bien elocuente suena a broma pesada: ¿Será capaz el único árbol superviviente de nuestra locura consumista arreglarnos el problema que estamos generando con nuestro desarrollo insostenible? La respuesta es que ¡claramente no!

En consecuencia, una pregunta crucial que debemos formular es: ¿Cuánto petróleo y carbón más podemos quemar de forma sostenible? A esta pregunta nosotros no tenemos respuesta, ni tan siquiera vagamente. Pero otra pregunta relacionada y –en parte– equivalente es: ¿Cuánta superficie podemos tener degradada (con poca o nula vegetación) en nuestros Continentes? Porque el cambio climático se refiere entre otras cosas al ciclo natural del

agua y éste lo estamos alterando sustancialmente con nuestro desarrollo insostenible (e insistimos: insostenible sin la necesidad de fijarnos en la quema indiscriminada de combustibles fósiles).

Pensamos que las alteraciones que estamos generando con la quema masiva de recursos fósiles la debemos compensar capturando el exceso de CO₂ mediante la vegetación, que requerirá de más agua para realizar su tarea. Es decir: debemos incentivar la infiltración en las tierras emergidas de nuestro Planeta si queremos atenuar el efecto invernadero. Claro que ésta es una mera suposición razonada que muchos científicos barajamos hoy en día.

Es indudable. Urge profundizar en el tema. La función de infiltración que proponemos puede ayudar a avanzar en encontrar la respuesta correcta al enorme problema que se nos avecina. La tarea que tenemos ante nosotros es bonita y ardua a la vez; constituye todo un reto técnico y científico.

Una alteración importante del ciclo hidrológico a nivel local conduce a un microclima diferente, mucho más árido que el original. Dicha alteración conlleva una reducción de la infiltración, un aumento de la escorrentía superficial y de la erosión hídrica, junto con otros cambios también notorios (como por ejemplo, la reducción de la producción primaria del lugar, la pérdida de fertilidad del suelo y la disminución de la densidad y altura de los vegetales que el ecosistema alberga (véase MARTÍNEZ DE AZAGRA, MONGIL & ROJO 2004). Al reducir (o incluso impedir) la infiltración en un lugar, se avanza hacia el desierto en dicho lugar y en sus alrededores. Se estará desertificando la zona.

La función de infiltración que proponemos puede servir (una vez concretada) para determinar el grado de alteración del ciclo hidrológico puntual que podemos generar en un determinado lugar, sin perturbar el ecosistema de forma grave e irreversible en su conjunto.

La alteración del ciclo hidrológico (= de la infiltración) que está generando el hombre no

puede considerarse únicamente local ni esporádica, sino más bien general y globalizada, lo que puede estar induciendo cambios que no sólo afectan al microclima sino también al mesoclima y al macroclima de la Tierra.

¿Qué superficie podemos tener como máximo en cada lugar del Planeta en situación (c) y (d) (figura 3), sin hacer peligrar nuestra propia vida y la de la Tierra? Desarrollando funciones como la que aquí sugerimos podremos dar respuesta en un futuro próximo (y a tiempo) a una pregunta tan crucial como la planteada. Los suelos de tipo (b) y (d) son necesarios, imprescindibles al hombre. Los suelos de tipo (c), en cambio, deben reducirse a la mínima expresión. Hay que convertirlos en suelos de tipo (a) o (b) para compensar nuestro efecto en la Tierra, al haber actualmente una sobrepoblación humana en numerosas regiones de nuestro sufrido Planeta, difícil de soportar por éste. A su vez y dentro de la planificación racional del territorio, parece cada vez más imperiosa la necesidad de destinar a suelos urbanos (suelos de tipo (d)) fundamentalmente los roquedos en vez de las fértiles vegas y terrazas de los ríos (que deben reservarse y respetarse para la agricultura; suelos de tipo (b)).

Como trabajos previos y básicos para profundizar en el estudio de la infiltración, debemos definir un protocolo completo, claro y unívoco para realizar ensayos de infiltración que sean fiables y comparables entre sí para todo tipo de suelos (suelos de tipo (a), (b) y (c) de la figura 3) y que sean realizables en un tiempo de ensayo razonable (inferior a la jornada laboral).

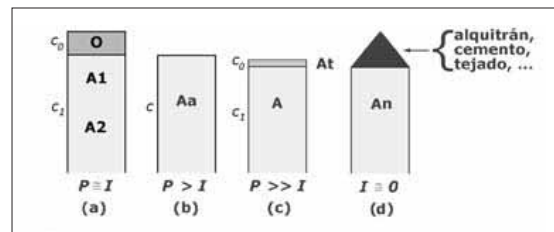


Figura 3. Clasificación edafológica simplificada distinguiendo cuatro grandes grupos de suelos: suelos naturales (a), agrícolas (b), fuertemente desertificados (incompatibles con la agricultura) (c) y suelos plenamente antrópicos (antroposoles) (d). (P = precipitación anual; I = infiltración anual)

Figure 3. Edaphic simplified classification distinguishing four big groups of soils: natural soils (a), agricultural soils (b), strongly desertificated soils (not compatible with agriculture) (c), and completely anthropic soils (anthroposols) (d). (P = precipitation in a year; I = infiltration in a year)

Hay que realizar muchos ensayos de infiltración, interpretarlos y compararlos entre sí.

Hay que obtener el valor de los distintos y principales coeficientes adimensionales (MA , RE , PA , NA , etc.) para las distintas clases texturales que define el USDA. En este sentido RAWLS, BRAKENSIEK Y MILLER (1983) han iniciado esta labor para los parámetros del modelo de GREEN & AMPT. Su trabajo nos parece un ejemplo encomiable a seguir con el resto de parámetros y monomios de la función de infiltración que proponemos.

RELACIÓN DE SÍMBOLOS

La notación utilizada en este artículo y el significado de cada uno de los símbolos se resume en la tabla número 3.

a	Longitud característica del suelo según el eje horizontal x {L}
a_h	Longitud de la humedad lineal según el eje horizontal x {L}
A	Nombre de un parámetro del modelo de Holtan $\{L^{(1-n)} \cdot T^{-1}\}$
A_n	Horizonte antrópico
A_o	Horizonte mineral con bastantes residuos vegetales sin descomponer
A_1	Horizonte mineral superior
A_a	Horizonte superior arado con frecuencia
A_t	Tastana, costra superficial
b	Longitud característica del suelo según el eje y {L}
b_h	Longitud de la humedad lineal según el eje y {L}
B	Horizonte mineral formado en el interior del suelo
c	Longitud característica del suelo según el eje vertical z {L}
c_h	Longitud de la humedad lineal según el eje vertical z {L}
c_o	Profundidad del horizonte superior {L}
c_1	Profundidad del horizonte subyacente {L}
C_i	Coefficiente adimensional genérico ($=\pi_i$)
CA	Número de Cauchy {adim}
d_r	Porosidad relativa entre horizontes {adim}
d_o	Longitud de poros característica en el horizonte superficial, (diámetro característico del horizonte superficial) {L}
d_1	Longitud de poros característica en el segundo horizonte, (diámetro característico del horizonte subyacente) {L}
d_h	Diámetro característico de las partículas en suspensión que contiene el agua {L}
D	Diámetro de una gota de lluvia {L}
DR	Número de Del Río {adim}
E_d	Empuje hidrodinámico $\{M \cdot L \cdot T^{-2}\}$
EU	Número de Euler {adim}
$f, f(t)$	Capacidad de infiltración del suelo en el instante $t = \frac{dF}{dt}$ $\{L \cdot T^{-1}\}$
f_c	Capacidad de infiltración final $\{L \cdot T^{-1}\}$
$F, F(t)$	Infiltración acumulada en el instante t {L}
FR	Número de Froude {adim}
g	Aceleración de la gravedad $\{L \cdot T^{-2}\}$
$i, i(t)$	Intensidad de lluvia $\{L \cdot T^{-1}\}$
i_c	Intensidad característica del aguacero $\{L \cdot T^{-1}\}$
k_r	Permeabilidad relativa entre horizontes {adim}
k_s	Permeabilidad o conductividad hidráulica a saturación de un medio poroso $\{L \cdot T^{-1}\}$
k_o	Permeabilidad del horizonte superficial $\{L \cdot T^{-1}\}$
k_1	Permeabilidad del horizonte subyacente $\{L \cdot T^{-1}\}$
$L, L(t)$	Longitud; diferencia de cota entre la superficie del suelo y el frente húmedo (modelo de Green & Ampt) {L}
M	Nombre de un parámetro en el modelo de Holtan; volumen inicial de poros no saturados de agua = $S(0)$ {L}
MA	Número de Martínez de Azagra {adim}
n	Nombre de un parámetro en el modelo de Holtan {adim}
NA	Número de Navarro {adim}
O	Horizonte orgánico
PA	Número de Pando {adim}
p_c	Resistencia frente a la compactación (o compresión) que posee el suelo $\{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}\}$
p_d	Presión hidrodinámica que ejerce el chubasco sobre el suelo $\{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}\}$
p_e	Porosidad efectiva {adim}
q	Caudal individual (o unitario) de una gota aislada de lluvia $\{L^3 \cdot T^{-1}\}$
Q	Caudal volumétrico de agua, de hielo o de nieve granulada que impacta sobre el suelo a consecuencia del chubasco $\{L^3 \cdot T^{-1}\}$
RE	Número de Reynolds {adim}
R_t	Riesgo de formación de tastanas (= costras superficiales) {adim}
s	Sortividad (modelo de Philip) $\{L \cdot T^{-0,5}\}$
S	Succión capilar (modelo de Green & Ampt) {L}; Área que soporta el impacto (en el factor C_{16}) {L ² }
$S(t)$	Volumen de poros no saturados existente en el suelo disponibles para almacenar agua en el instante t (modelo de Holtan) {L}
SR	Número de Strouhal {adim}
t	Tiempo {T}
t_p	Tiempo de encharcamiento {T}
v_c	Velocidad característica de llegada del meteoro al suelo; velocidad de llegada de una gota al suelo $\{L \cdot T^{-1}\}$
$v_i(t)$	Velocidad de infiltración en el instante t $\{L \cdot T^{-1}\}$
v_{rb}	Velocidad de rebote tras el choque del granizo o de la nieve granulada contra el suelo $\{L \cdot T^{-1}\}$
v_{∞}	Velocidad límite de caída de una partícula en el seno de un fluido viscoso (en este caso: el aire) $\{L \cdot T^{-1}\}$

WE	Número de Weber {adim}
χ	Turbidez del agua {M·L ⁻³ }
ε	Módulo de elasticidad volumétrica {M·L ⁻¹ ·T ⁻² }
ϕ_i, ϕ_j	Una función genérica
γ	Peso específico del agua {M·L ⁻² ·T ⁻² }
η	Deficiencia de humedad = $\theta_s - \theta_i$ (modelo de Green & Ampt) {adim}
θ, θ_i	Una función genérica
μ	Coefficiente de viscosidad dinámico {M·L ⁻¹ ·T ⁻¹ }
π_i	Monomio genérico {adim}
θ	Humedad volumétrica {adim}
θ_i	Humedad (volumétrica) inicial en el suelo {adim}
θ_s	Humedad (volumétrica) en la zona saturada del suelo {adim}
ρ	Densidad absoluta del agua o del granizo, o densidad aparente de la nieve granulada {M·L ⁻³ }
ρ_a	Densidad aparente del horizonte superficial del suelo {M·L ⁻³ }
ρ_c	Densidad característica del horizonte superficial del suelo {M·L ⁻³ }
ρ_s	Densidad absoluta de las partículas minerales del suelo {M·L ⁻³ }
σ	Coefficiente de tensión superficial {M·T ⁻² }
ζ	Tortuosidad del flujo del agua infiltrada en el suelo {L}
ζ_r	Tortuosidad relativa {adim}
ζ_{r0}	Tortuosidad de los poros en el perfil superficial {L}
ζ_1	Tortuosidad de los poros en el perfil subyacente {L}
ψ	Potencial hídrico {M·L ⁻¹ ·T ⁻² }

Tabla 3. Significado de los símbolos empleados en este trabajo.

Table 3. List of symbols used in this work.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHUJA, L.R. 1983. Modeling infiltration into crusted soils by the Green-Ampt approach. Soil Science Society of America Journal 47: 412-418
- AYALA, F.J. (director). 1991. Manual de Ingeniería de Taludes. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid
- BECERRIL, E. 1960. Hidromecánica. Editorial Dossat. Madrid
- BOUWER, H. 1966. Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity as significant parameters in flow system analysis. Water Resources Research 2: 729-738
- BUCKINGHAM, E. 1914. On physically similar systems. Illustrations of the use of dimensional equations. Physical Review 4: 345-376
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.W. 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill. Nueva York
- CHU, S.T. 1978. Infiltration during an unsteady rain. Water Resources Research 14(3): 461-466
- CHU, X. & MARIÑO, M.A. 2005. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. Journal of Hydrology (en prensa): 13 páginas
- COLLIS-GEORGE, N. 1977. Infiltration equations for simple soil systems. Water Resources Research 13: 395-403
- DARCY, H. 1856. Les fontaines publiques de la Ville de Dijon. V. Dalmont. Paris
- DOOGE, J.C.I. 1973. Linear theory of hydrologic systems. Technical Bulletin, n° 1468. Agricultural Research Service. USDA. Washington
- FAO. 1979. A provisional methodology for soil degradation assessment. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). Roma
- FAO. 1983. Guidelines: land evaluation for rainfed agriculture. FAO. Roma
- GARDNER, W.R. & WIDTSOE, J.A. 1921. The movement of soil moisture. Soil Science 11: 215-233

- GILL, M.A. 1978. A layered infiltration model for homogeneous soils. *Journal of Hydrology* 36: 121-131
- GREEN, W.H. & AMPT, C.A. 1911. Studies on soil physics, I. Flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences* 4: 1-24
- HACHUM, A.Y. & ALFARO, J.F. 1980. Rain infiltration into layered soils: prediction. *Journal of the Irrigation and Drainage Division* 106: 311-319
- HALL, W.A. 1955. Theoretical aspects of water spreading. *Agricultural Engineering* 36: 394 – 399
- HOLTAN, H.N. 1961. A concept of infiltration estimates in watershed engineering. *Agricultural Research Service Paper*: 41-51
- HORTON, R.E.; 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings* 5: 399-417
- HUGGINS, L.F. & MONKE, E.J. 1966. The mathematical simulation of the hydrology of small watersheds. Technical report, n° 1 del Indiana Water Resources Research Center. West Lafayette. Purdue University
- KOSTIAKOV, A.M. 1932. Sobre la dinámica del coeficiente de percolación de agua en suelos y la necesidad de su estudio desde un punto de vista dinámico para propósitos de mejoramiento [en ruso]. *Actas de la VI Reunión Internacional de la Sociedad Rusa de Ciencias del Suelo, Parte A*: 17-29
- KUTÍLEK, M. 1980. Constant-rainfall infiltration. *Journal of Hydrology* 45: 289-303
- KUTÍLEK, M. & NIELSEN, D.R. 1994. *Soil Hydrology*. Catena. Cremlingen (Alemania)
- LAWS, J.O. & PARSONS, D.A. 1943. The relationships of raindrop size to intensity. *Transactions of the American Geophysical Union* 24: 452-460
- LI, R.M.; STEVENS, M.A. & SIMONS, D.B. 1976. Solution to Green-Ampt infiltration equation. *Journal of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 102(IR2): 239-248
- MARTÍNEZ DE AZAGRA PAREDES, A. 1995. Modelo para la estimación de las disponibilidades hídricas en ladera. Tesis Doctoral. E.T.S.I. de Montes. Madrid (inédita)
- MARTÍNEZ DE AZAGRA PAREDES, A. 1996. Diseño de sistemas de recolección de agua para la repoblación forestal. MundiPrensa. Madrid
- MARTÍNEZ DE AZAGRA PAREDES, A. 1998. Desarrollo de un modelo sobre recolección de agua aplicable a la restauración forestal. *Ecología* 12: 93-104
- MARTÍNEZ DE AZAGRA, A.; MONGIL, J. & ROJO, L. 2004. Oasification: a forest solution to many problems of desertification. *Investigación Agraria. Sistemas y recursos forestales* 13(3): 437-442
- MARTÍNEZ DE AZAGRA PAREDES, A. & PANDO FERNANDEZ, V. 2006. Manual de usuario del programa MODÍN para SAS. En <<http://www.oasificacion.com>>
- Mc INTYRE, D.D. 1958a. Permeability measurements of soil crust formed by raindrop impact. *Soil Science* 85: 188-189
- Mc INTYRE, D.D. 1958b. Soil splash and the formation of surface crust by raindrop impact. *Soil Science* 85: 261-266
- MEIN, R.G. & LARSON, C.L. 1971. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research* 9(2): 384-394
- MEZENCEV, V.J. 1948. Teoría sobre la formación de escorrentía superficial [en ruso]. *Meteorología i Hidrología*, 3: 33-40
- MIYAZAKI, T. 1993. *Water flow in soils*. Marcel Dekker. Nueva York
- MLS, J.; 1980. Effective rainfall estimation. *Journal of Hydrology* 45: 305-311
- MOREL-SEYTOUX, H.J. & KHANJI, J. 1974. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research* 10(4): 795-800
- MISHRA, S.K. & SINGH, V.P. 2003. *Soil conservation service curve number (SCS-CN) methodology*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht

- NAVARRO HEVIA, J. 2002. Control de erosión en desmontes originados por obras de infraestructura viaria: Aplicación al entorno de Palencia capital. Tesis Doctoral. E.T.S.I. de Montes. Madrid (inédita)
- OVERTON, D.E. 1964. Mathematical refinement of an infiltration equation for watershed engineering. Agricultural Research Service del USDA. Washington
- PAREDES SISNIEGA, M.C. 2006. Comunicación personal
- PARLANGUE, J.Y. 1975. On solving the flow equation in unsaturated soils by optimization. Horizontal infiltration. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 39: 415-418
- PHILIP, J.R. 1957. The theory of infiltration. Chapter 1 & chapter 4. Soil Science 83: 345-357 & Soil Science, 84: 257 – 265
- PORTA CASANELLAS, J.; LÓPEZ-ACEVEDO REGUERÍN, M. & ROQUERO DE LABURU, C. 1994. Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. Mundi Prensa. Madrid
- RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L. & MILLER, N. 1983. Green-Ampt infiltration parameters from soils data. Journal of Hydraulic Engineering (American Society of Civil Engineers) 109(1): 62-70
- REGÜÉS, D. & TORRI, D. 2002. Efecto de la energía cinética de la lluvia sobre la dinámica de las propiedades físicas y el encostramiento en un suelo arcilloso sin vegetación. Revista Cuaternario y Geomorfología 16(1-4): 57-71
- RICHARDS, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, V(I): 318-333
- RODRIGO LÓPEZ, J., HERNÁNDEZ ABREU, J.M., PÉREZ REGALADO, A. & GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, J.F. 1992. Riego localizado. Mundi-Prensa y MAPA-IRYDA. Madrid
- SINGH, V.P. & YU, F.X. 1990. Derivation of an infiltration equation using systems approach. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 116(6): 837-858
- SMITH, R.E. 1972. The infiltration envelope: Results from a theoretical infiltrometer. Journal of Hydrology 17: 1-21
- SCS (USDA). 1956. Hydrology. National Engineering Handbook. (Suplemento A. Sección 4. Capítulo 10 del libro). Soil Conservation Service (U.S.D.A.). Washington
- SCS (USDA). 1972. National Engineering Handbook. Hydrology. (Sección 4). Soil Conservation Service (U.S.D.A.). Washington
- SNYDER, W.M. 1971. A proposed water retention function. Journal of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers 97(IR1): 193-201
- TORRI, D.; SFALANGA, M. & CHISCI, G. 1987. Threshold conditions for incipient rilling. Catena Supplement 8: 97-105
- VERMA, S.C. 1982. Modified Horton's infiltration equation. Journal of Hydrology 58: 383-388
- WEESIES, G.A. 1998. K factor. Soil erodibility. En T.J Toy & G.R Foster (eds.) Guidelines for the use of the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), version 1.06, on mined lands, construction sites and reclaimed lands. Denver
- ZHAO, D. 1981. Un modelo semilineal para la teoría de la infiltración [en chino]. Hydrological Research Report 2: 246 – 255 (citado en SINGH-YU 1990)

