

PERDIDAS DE AGUA DE RIEGO POR PERCOLACION PROFUNDA DURANTE EL PROCESO DE INFILTRACION

Irrigation Water Losses by Deep Percolation During Infiltration Process

José Nicolás Ortiz¹, Iouri Nikolskii Gavrillov², Oscar Palacios Vélez² y Rafael Acosta Hernández²

RESUMEN

Entre los sectores que utilizan el recurso agua, el agrícola es el que consume mayor cantidad y el que con menos eficiencia la utiliza. De todas las pérdidas de agua que ocurren desde las fuentes de abastecimiento hasta las parcelas, la filtración en los canales y la percolación profunda en las parcelas son más importantes; estas últimas pérdidas se realizan en dos formas: sin cambio de la humedad debajo de la zona radical (q_1) y cuando se manifiesta un cambio de la humedad debajo de dicha zona (q_2). La suma de ambas formas de pérdidas constituye las pérdidas totales por percolación profunda (q_0).

En el presente trabajo se estimaron las pérdidas por percolación profunda en las parcelas durante el proceso de infiltración para diferentes condiciones iniciales y de frontera utilizando un modelo que simula el movimiento del agua en el suelo. Las estimaciones se realizaron para las siguientes condiciones: flujo constante en la superficie del suelo (riego por aspersión) y cuando se tiene un tirante de agua (riego por gravedad). En los cálculos se consideraron también el cambio de los variables principales de los cuales depende el proceso de infiltración: contenido de humedad inicial del suelo, profundidad del sistema radical y del manto freático, texturas del suelo (arenoso, limoso y arcilloso) en caso de ambos métodos de riego y, además, diferentes intensidades de aplicación en caso de riego por aspersión.

Los resultados permitieron concluir que cuando se tiene la condición de tirante de agua sobre la superficie estas pérdidas en general son insignificantes para las tres texturas, ocurren principalmente en forma

de q_1 y son mayores en los suelos arcillosos. En la condición de aspersión ocurren ambos tipos de pérdidas (q_1 y q_2), q_1 crece fuertemente cuando aumenta la humedad inicial y la intensidad de aplicación disminuye, en general q_0 puede alcanzar valores que superan 30 % de la lámina de riego.

Palabras clave: Estimación de percolación profunda de agua, modelo de simulación de infiltración, humedad de suelo, intensidad de aplicación de riego por aspersión, tirante de agua.

SUMMARY

Among the different users of water, the agricultural sector consumes the largest quantity of water with the lowest efficiency. The more important water losses occur in parts of channels from the supply points to the irrigated plots because of filtration and because of deep percolation in the irrigated plots. The last kind occurs in two ways: without changes of soil moisture content in the part of soil profile under the root zone (q_1) and with increase of soil moisture in that part (q_2). The sum of both kinds of water losses creates a total water loss due to deep percolation (q_0).

In the present paper the water losses in the plots due to deep percolation were estimated for different initial and boundary conditions using a simulation model of water movement in unsaturated soil. The estimations were realized for different conditions at the soil surface (permanent water flux during sprinkling irrigation and percolation from a water layer during surface irrigation) and for different: initial soil moisture contents, depths of root zone and water table, intensities of sprinkling applications and soil textures (sand, silt, and clay).

The results allowed to conclude that during flooding of soil surface, the water losses are insignificant for three soil textures and occur mainly in the form of q_1 and they are larger in clay soils. Under sprinkler irrigation both kinds of water losses (q_1 and q_2) occur, q_1 increases heavily when initial moisture is greater and the intensity of application is smaller. In general

¹ Decanato de Agronomía, Universidad Centroccidental Lisandro Alvaro, Carretera 5 entre 3 y 4, No. 3-65, Basquimeto-Lara, Venezuela. e-mail: jortiz@delfos.ucla.edu.ve

² Especialidad de Hidrociencias, Instituto de Recursos Naturales, Colegio de Postgraduados, 56230 Montecillo, Carretera México- Texcoco, Km. 36.5, Edo. de México, México. e-mail: nikolski@colpos.colpos.mx y opalacio@colpos.colpos.mx

q_0 can achieve values greater than 30 % of the irrigation requirement.

Index words: *Water losses, model, soil moisture, intensity of sprinkler irrigation.*

INTRODUCCION

Alrededor de 80 % de todos los recursos del agua en México y a nivel mundial que son consumidos por la humanidad, se utilizan para riego (Manual de Riego, 1990; Aguila, 1997). La actividad agrícola es la que requiere más agua y, sin embargo, es la que más ineficientemente la utiliza. En un estudio realizado por el Banco Mundial en 1988 (Aguila, 1997) se estimó que la eficiencia promedio alrededor del mundo en el uso del agua en la agricultura es de 30 %. En México se estima que la eficiencia de conducción es del orden de 60 % (Palacios, 1990) y la de aplicación a nivel de parcela es de 60 % (Perea, citado por Aguila, 1997), resulta una eficiencia global de 36 %.

El presente trabajo tiene como propósito estimar las pérdidas por percolación profunda durante los riegos por gravedad y aspersión con un modelo de simulación basado en la ecuación diferencial del movimiento de agua en el suelo no saturado de Richards.

De acuerdo con la Ley de Darcy para una filtración no saturada, la velocidad del movimiento vertical del agua V es directamente proporcional a la conductividad hidráulica en condiciones no saturadas K_θ y al gradiente del potencial capilar $d\psi/dz$:

$$V = K_\theta - K_\theta \frac{d\psi}{dz}, \quad (1)$$

Donde: z es la profundidad desde la superficie del suelo, K_θ y ψ son funciones sólo de la humedad θ .

K es diferente de cero, si la humedad θ es mayor a una humedad mínima θ_0 . Si $\theta \leq \theta_0$, entonces $K_\theta = 0$.

El término $-K_\theta \frac{d\psi}{dz}$ de la Ecuación 1 corresponde al movimiento del agua por gradiente de potencial capilar ψ o de la humedad del suelo θ , este término corresponde al movimiento acompañado con el cambio de la humedad del suelo. El término K_θ corresponde al movimiento gravitacional, el cual no se acompaña con el cambio de la humedad del suelo.

Al tomar en consideración que la percolación profunda total q_0 en el transcurso de la infiltración del agua en el suelo durante un tiempo t es igual a:

$$q_0 = \int_0^t V dt = \int_0^t K_0 dt - \int_0^t K_\theta \frac{d\psi}{dz} dt, \quad (2)$$

se puede concluir que esta percolación consta de dos partes:

$$q_1 = \int_0^t K_\theta dt \quad y \quad (3)$$

$$q_2 = \int_0^t K_\theta \frac{d\psi}{dz} dt. \quad (4)$$

Es decir, que la percolación profunda del agua durante cada aplicación del riego q_0 se puede considerar compuesta de dos partes: q_1 , percolación sin aumento de la humedad del suelo debajo de la zona radical, es decir, movimiento del agua en esta parte del perfil del suelo con una humedad inicial θ_1 y q_2 , parte del agua infiltrada hacia abajo, que participa en el aumento de humedad almacenada en las capas inferiores:

$$q_0 = q_1 + q_2. \quad (5)$$

Experimentalmente es relativamente fácil registrar y medir las pérdidas q_2 , las cuales se acompañan con el cambio de humedad en el perfil del suelo, pero las pérdidas q_1 son difíciles para registrarse, porque aunque existen, la humedad del suelo no cambia.

Nikolski (1970) estudió el carácter de formación de los perfiles de humedad del suelo hasta 20 m de profundidad durante y después de los riegos por gravedad, y encontró que en algunos estratos la humedad inicial no cambia en el tiempo, mientras que en otras partes del perfil se observa el cambio de la humedad, lo que comprueba la existencia de la percolación profunda en forma de q_1 .

El volumen de las pérdidas del agua de riego en el subsuelo en forma de q_2 , se determina básicamente por las formas del perfil de humedad $\theta(z)$. De acuerdo con la teoría de infiltración, la forma del perfil de humedad depende de la humedad inicial θ_1 , de la intensidad de lluvia i durante el riego por aspersión, de la altura (tirante) de la lámina de agua sobre la superficie del suelo cuando se aplican los riegos por gravedad, de la profundidad del manto freático y de las propiedades hidro-físicas del suelo.

Para investigar el cambio de las pérdidas por percolación profunda y ante todo en forma de q_1 en función de las variables mencionadas es posible:

- Establecer una serie de experimentos de campo o de laboratorio (en columnas de suelo) donde deben registrarse cuidadosamente diferentes componentes del balance de agua en el suelo.

- Realizar una serie de experimentos numéricos basados en el uso de un modelo matemático de simulación el cual describa satisfactoriamente los procesos de percolación profunda durante el riego.

Las investigaciones del último tipo tienen diferentes ventajas como son: que ellas no requieren muchos recursos económicos, equipos sofisticados y tiempo largo para su realización.

La ecuación de Richards ha sido aplicada por muchos investigadores para simular el flujo del agua en suelos insaturados y parcialmente saturados, ya que la misma permite calcular la distribución sub-superficial del agua y consecuentemente estima la cantidad de agua almacenada en la zona radical considerando las condiciones iniciales y de frontera (Tabuada *et al.*, 1995). Dicha ecuación es la siguiente:

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right], \quad (6)$$

Donde z es la profundidad, t es el tiempo, $C(\psi)$ es la capacidad específica y $K(\psi)$ es la conductividad hidráulica expresada como una función del potencial ψ .

La Ecuación 3 tiene la ventaja de describir el comportamiento hidrodinámico de las zonas saturadas y no saturadas, así como estudiar el flujo vertical del agua en suelos estratificados, además es más adecuada para las soluciones numéricas (Rendón, 1994). Para resolver esta ecuación se requiere conocer previamente las relaciones entre el contenido de humedad y la presión efectiva del agua $\psi(\theta)$ y la conductividad hidráulica $K(\theta)$. Estas dos relaciones se les llama las características hidrodinámicas del suelo. En la bibliografía existen diferentes tipos de ecuaciones para representar las funciones $\psi(\theta)$ y $K(\theta)$.

La práctica numerosa del uso de los modelos de simulación del movimiento del agua a lo largo del perfil del suelo durante la infiltración, basados en la Ecuación 6 señala que en general los resultados son bastante satisfactorios y tienen buena coincidencia con los medidos (Staple y Gupta, 1966).

MATERIALES Y METODOS

Los cálculos numéricos en la presente investigación se realizaron en computadora, empleando para

éstos el programa desarrollado por el Ingeniero Barrios Díaz (comunicación personal, 1998). Dicho programa simula el movimiento vertical del agua en el suelo durante el proceso de infiltración y está basado en la ecuación de Richards (Ecuación 6), donde la función de $\theta(\psi)$ se utiliza en la forma de Van Genuchten (1980):

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_d} \right)^n \right]^m} \quad (7)$$

y la función de $K(\theta)$ en la forma de Averyanov (1949) y Brooks y Corey (1964):

$$K(\theta) = K_s \left[\frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \right]^\eta, \quad (8)$$

Donde θ es el contenido volumétrico de humedad del suelo, θ_s es la humedad volumétrica a saturación, θ_r es la humedad residual, ψ es la tensión para un contenido de humedad θ y m , n , η y ψ_d son parámetros de ajuste.

Antes de realizar la serie de experimentos numéricos, el modelo fue verificado (validado) con base en el experimento preciso de laboratorio ejecutado por Staple y Gupta (1966) en la columna del suelo arcilloso homogéneo denominado Castor Loam con una profundidad de 1 m. Sus características hidrofísicas se presentan en el Cuadro 1. En este experimento obtuvieron los siguientes datos importantes para verificar el modelo de infiltración:

- Conductividad hidráulica en función al contenido de humedad.
- Tensión en función al contenido de humedad.
- Lámina infiltrada en función del tiempo.
- Perfil del frente de humedecimiento en función del tiempo.

Una vez determinados los parámetros de ajuste de las Ecuaciones 7 y 8 se procedió a alimentar el

Cuadro 1. Características hidrodinámicas de los suelos en estudio (Parlange *et al.*, 1985; Romero, 1995; Zaidel y Russo, 1992).

Suelo	Parámetros							
	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	θ_{cc} (cm ³ cm ⁻³)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	K_s cm h ⁻¹	$-\psi_d$ cm	m adim.	n adim.	η adim.
Arenoso	0.174	0.312	0.0265	15.37	22.90	0.550	2.2220	3.4551
Arcilloso	0.460	0.400	0.0000	0.45	16.57	0.542	2.1838	3.6893
Limoso	0.400	0.343	0.0600	2.50	50.00	0.500	2.0000	4.0407
Castor Loam	0.425	0.190	0.0100	1.20	61.00	0.350	1.8630	4.8000

Nota: $m = 1 - 1/n$; $\theta_s = \theta(\psi = 0)$; θ_{cc} = capacidad de campo; θ_r = humedad residual; K_s = conductividad hidráulica a saturación; ψ_d , m , n , η = parámetros.

programa de simulación para diferentes condiciones, con el fin de verificar la concordancia entre los datos calculados y medidos sobre la lámina infiltrada y el perfil del frente de humedecimiento en función del tiempo.

Los cálculos fueron realizados con un intervalo de tiempo (Δt) de cinco segundos y un espesor entre nodos (Δz) de 0.2 cm.

Los resultados de la comparación de la gráfica del cambio de la infiltración acumulada en función al tiempo, así como del perfil de distribución de la humedad del suelo correspondiente a un tiempo de 135 minutos después del inicio de inundación del suelo se presentan en las Figuras 1 y 2. Como se ve, los datos calculados prácticamente coinciden con los obtenidos experimentalmente. Esto significa, que el modelo de simulación de infiltración puede utilizarse para investigar las regularidades del cambio de las pérdidas de agua por percolación profunda en función de la textura del suelo, humedad inicial, profundidad de la zona radical, profundidad del manto freático e intensidad de aplicación.

Para realizar posteriormente toda la serie de los experimentos numéricos donde simulamos los riegos por gravedad y por aspersión se consideraron las siguientes condiciones:

- El suelo es homogéneo a lo largo de su profundidad. Se utilizaron tres texturas de suelo, diferenciados entre sí por sus propiedades hidro-físicas.

a) Un suelo arenoso (Grenoble Sand) (Parlange *et al.*, 1985).

b) Un suelo arcilloso (Sellinge Yolo Light) (Romero, 1995).

c) Un suelo limoso (Zaidel y Russo, 1992).

Las características hidro-físicas de estos suelos se presentan en el Cuadro 1.

- La humedad inicial del suelo antes de aplicar el riego es $\theta = \theta_1$ y se distribuye uniformemente a lo largo del perfil del suelo:

$$t = 0 \quad z \geq 0 \quad \theta = \theta_1.$$

Se consideraron diferentes contenidos de humedad iniciales de suelo θ_1 : de 0.5 hasta 0.8 de capacidad de campo θ_{cc} para la condición de nivel freático profundo (más de 5 m de profundidad) y 0.6 θ_{cc} para la situación cuando este nivel está somero (menos de 3 m de profundidad).

- La mayoría de los experimentos numéricos fueron realizados para niveles freáticos profundos (más de 5 m). También en una serie de cálculos se investigó la percolación profunda cuando el nivel freático se encuentra cerca de la superficie del suelo (1.0, 2.0 y 3.0 m).

- En la parte profunda (no menos de 5 m) se considera que durante los riegos el frente del perfil de humedad no alcanza esta profundidad, por eso la humedad en la parte inferior es igual a la inicial:

$$t > 0 \quad z \rightarrow \infty \quad \theta = \theta_1 \quad \text{ó} \quad \psi = \psi_1(\theta_1).$$

- Profundidades de la capa radical del suelo z_r : de 0.5, 1.0 y 2.0 m.

Durante la aplicación de los riegos se consideraron también las siguientes condiciones:

Condición de tirante de agua sobre la superficie (riego por gravedad)

- En la superficie del suelo se mantiene un pequeño (casi cero) tirante de agua y como resultado la humedad del suelo θ_2 está cerca de la humedad a saturación θ_s :

$$t > 0 \quad \theta = \theta_2 \quad \text{ó} \quad \psi = 0$$

Donde $\theta_2 < \theta_s$ y $\theta_2 = \theta_s - p$, donde p es el contenido de aire atrapado.

- La aplicación de agua se suspendió en cada experimento numérico cuando se infiltró la lámina de riego prevista.

Condición de flujo constante (riego por aspersión)

- La intensidad de aplicación i es constante y el flujo de agua que atraviesa la superficie del suelo también es constante e igual a i .

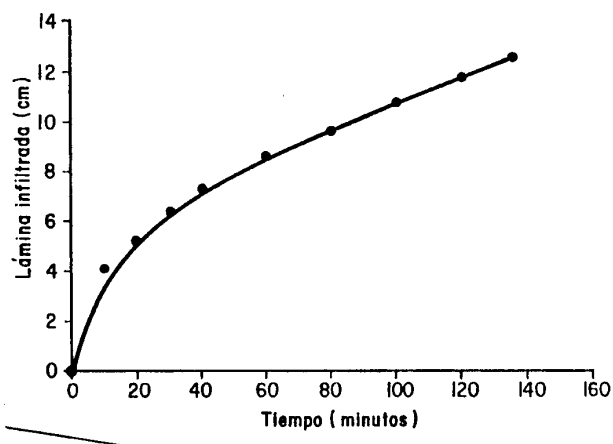


Figura 1. Comparación del cálculo de la filtración acumulada (línea continua) con los datos medidos (puntos) por Staple y Gupta (1966).

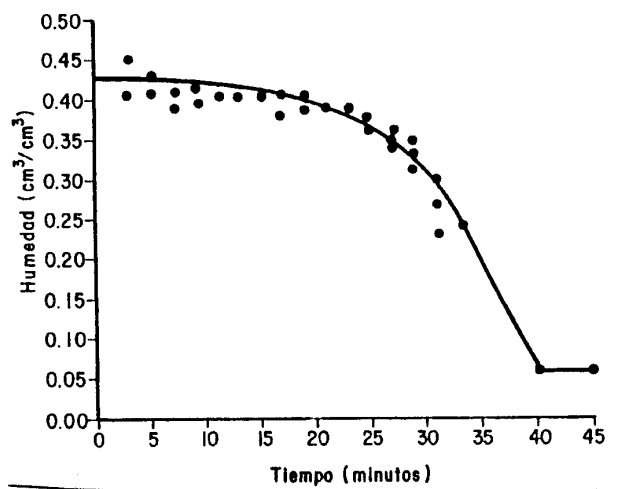


Figura 2. Comparación del cálculo del perfil de humedad del suelo (línea continua) en 135 minutos después del inicio del proceso de infiltración en el suelo limoso Castor Loam con los datos medidos (puntos) por Staple y Gupta (1966).

$$t > 0 \quad z = 0 \quad - K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) = i$$

- Intensidades de aplicación: 0.5, 1.0 y 1.5 cm h⁻¹ para los suelos arenoso y limoso y 0.2 y 0.4 cm h⁻¹ para el suelo arcilloso.

Siempre se seleccionaron los valores de intensidad de aplicación menores que la conductividad hidráulica para evitar los procesos de inundación y formación de escurrimiento superficial, lo cual no es deseable para

las prácticas del riego. Con el fin de poder hacer la comparación de las pérdidas por percolación profunda para los suelos utilizados en este estudio, se tomó como referencia la intensidad mínima (0.5 cm h⁻¹ para los suelos arenoso y limoso y 0.2 cm h⁻¹ para el arcilloso) y la máxima (1.5 cm h⁻¹ para los suelos arenoso y limoso y 0.4 cm h⁻¹ para el arcilloso).

- La aplicación de agua se suspendió en cada experimento numérico cuando se cumplió el tiempo de riego, el cual se calculó previamente dividiendo la lámina de riego entre la intensidad de aplicación.

Al final de cada aplicación simulada de los riegos por gravedad o por aspersión se calcularon los valores de q_1 y q_2 de la percolación profunda. El valor de q_1 se calculó como el flujo acumulado a través de la frontera inferior (es decir, en la profundidad de 5 m cuando el nivel freático está profundo). El valor de q_2 se calculó como el cambio de la humedad del suelo debajo de la zona radical durante los riegos simulados.

La humedad de capacidad de campo θ_{cc} para los suelos utilizados en este estudio no tiene importancia para los cálculos de los procesos de infiltración. Sin embargo, se seleccionaron estos valores para presentar los resultados de los cálculos porque permiten generalizar y analizar el cambio de diferentes características de infiltración, como por ejemplo de q_1 y q_2 , en función no de la humedad inicial θ_1 , sino de su fracción θ_1/θ_{cc} . Esto permite considerar la misma escala de la variación θ_1/θ_{cc} para diferentes texturas de suelo.

RESULTADOS Y DISCUSION

Pérdidas por Percolación Profunda para la Condición de Tirante de Agua sobre la Superficie (Riego por Gravedad)

Cambio de las pérdidas en función de la humedad inicial del suelo. Los resultados de cálculos de los procesos de infiltración señalan que las pérdidas por percolación profunda durante los riegos por gravedad ocurren principalmente en forma de q_1 , es decir, en forma del flujo transitorio sin cambio de la humedad en el suelo debajo de la zona radical y alcanzan 5 % de lámina infiltrada L_r . Las pérdidas q_2 , las cuales corresponden al crecimiento de la humedad en el estrato debajo de la zona radical son nulas independientemente de la textura del suelo, humedad inicial y profundidad de la zona radical, esto es debido a que el frente de humedad no llega a la zona radical.

El análisis anterior lleva a una conclusión inesperada, por el hecho de que las pérdidas relativas (y absolutas) por percolación profunda durante la aplicación de agua son mayores en los suelos arcillosos (en lugar de los arenosos con más alta conductividad hidráulica). Esto posiblemente es explicable porque el producto de la conductividad hidráulica por el tiempo de aplicación es mayor en el suelo arcilloso que en el arenoso y, por consiguiente, mayor duración para que ocurra la percolación profunda. Este tipo de suelo se caracteriza por tener mayor capacidad de retención de humedad, por tanto mayor lámina a reponer, y por esto requiere mayor tiempo de aplicación. En tanto que los suelos arenoso y limoso, aunque tienen mayor valor de conductividad hidráulica a saturación, tienen menor capacidad de retención de humedad y la lámina se aplica en menor tiempo, por esto menor duración para que ocurra la percolación profunda. También hay que considerar que durante el ciclo de un determinado cultivo en un suelo arenoso se aplican más riegos que en suelo arcilloso y puede ser que en definitiva las pérdidas pudieran ser mayores en este tipo de suelo. Por otra parte, la simulación realizada fue puntual, es decir, no se consideró el avance del agua sobre la superficie del suelo como ocurre en el riego por gravedad. Este proceso aumenta la duración promedio de infiltración, la profundidad del frente de humedad y finalmente causa las pérdidas totales q_0 mayores que 10 % de lámina infiltrada L_r . Según el Manual de Riego (1990), estas pérdidas para riego por gravedad alcanzan 20 a 30 % de lámina infiltrada.

Cambio de las pérdidas en función de la profundidad de la zona radical. Por razón del incremento de la duración de los riegos para mayores profundidades z_r de la zona radical (es decir la zona de humedecimiento del perfil del suelo) las pérdidas q_1 crecen paulatinamente en función de z_r . Este incremento es más notable cuando la humedad inicial θ_1 está a nivel de $0.8\theta_{cc}$ (o más). Con la humedad $\theta_1 = 0.8\theta_{cc}$ y la profundidad de la zona radical $z_r = 2$ m en los suelos arcillosos las pérdidas de agua por percolación profunda (aun sin cambio de la humedad debajo de la zona radical) pueden alcanzar 10 % de la lámina infiltrada L_r , pero para las demás condiciones son menores. Como se ha señalado anteriormente en estos cálculos no se consideraron los procesos de avance del agua sobre la superficie del suelo, los cuales en práctica aumentan las pérdidas reales por percolación profunda.

Cambio de las pérdidas en función de la profundidad del manto freático. Como en los casos

del nivel freático profundo (más de 5 m), los cuales se consideraron anteriormente, las pérdidas por percolación profunda ocurren principalmente en forma de q_1 y son mayores en los suelos arcillosos cuando el nivel freático está somero. La profundidad del mismo no influye mucho sobre las pérdidas relativas (en fracción a la lámina de aplicación). En el suelo arcilloso las pérdidas son del orden de 2 % de la lámina aplicada independientemente de la profundidad del nivel freático cuando la humedad inicial en la zona radical se mantiene a nivel de 60 % de la capacidad de campo y una profundidad radical de 0.5 m.

Pérdidas por Percolación Profunda para la Condición de Flujo Constante i

Cambio de las pérdidas en función de la humedad inicial del suelo. En la Figura 3 se presentan las gráficas de cambio de las pérdidas por percolación profunda en función de la humedad inicial del suelo. El análisis de los resultados de los cálculos permite señalar que:

Tienen importancia ambas formas de las pérdidas:

- q_1 sin cambio de la humedad en el perfil del suelo de la zona radical, y
- q_2 por el aumento de la humedad en esta parte del perfil del suelo.

Las pérdidas en forma de q_1 y las totales (q_0) se incrementan cuando aumenta el contenido de humedad inicial, en contraparte las pérdidas en forma de q_2 disminuyen con el aumento de la humedad, este comportamiento ocurre para las tres texturas de suelo. Las pérdidas mayores ocurren en el suelo arenoso y las menores en el suelo arcilloso. Las pérdidas pueden alcanzar 70 % de la lámina infiltrada en los suelos arenosos cuando la humedad inicial es muy alta ($\theta_1 = 0.8\theta_{cc}$) y la intensidad de aplicación baja (0.5 cm h^{-1}).

Cuando la humedad inicial del suelo es muy alta ($\theta_1 = 0.8\theta_{cc}$) la pérdida total en los suelos limoso y arcilloso puede alcanzar 30 y 33 % de la lámina infiltrada, respectivamente, cuando la intensidad es baja (0.5 cm h^{-1} para el suelo limoso y 0.2 cm h^{-1} para el arcilloso) y 7 y 16 % si la intensidad de aplicación es alta (1.5 cm h^{-1} para el suelo limoso y 0.4 cm h^{-1} para el arcilloso).

La cantidad de las pérdidas por percolación durante los riegos requiere tomar en consideración este aspecto en los balances de agua en los campos

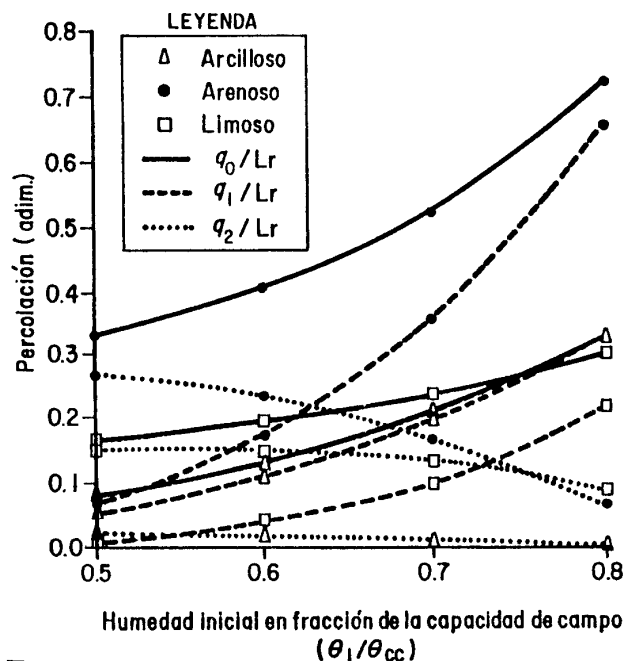


Figura 3. Cambio de las pérdidas por percolación profunda (como fracción de la lámina de riego infiltrada Lr : $q_1^{adim} = q_1/Lr$, $q_2^{adim} = q_2/Lr$ y total $q_0^{adim} = q_0/Lr$) en función de la humedad inicial del suelo durante los riegos por aspersión con la intensidad mínima (0.5 cm h^{-1} para los suelos arenoso y limoso y 0.2 cm h^{-1} para el suelo arcilloso), profundidad de la zona radical de 0.5 m y nivel freático profundo.

agrícolas, en programación de riegos, incluyendo en determinaciones de:

- Lámina de cada aplicación de riego.
- Intensidad de aplicación.
- La humedad deseable del suelo.

Cambio de las pérdidas en función de la profundidad de la zona radical. Cuando la profundidad del sistema radical es mayor, las pérdidas en forma de q_2 y las totales (q_0) decrecen, respecto a las pérdidas en forma de q_1 , éstas se mantienen constantes para cualquier profundidad de la zona radical y para un mismo contenido de humedad inicial. La pérdida en forma de q_1 no varía con la profundidad, porque si bien la lámina de riego aumenta también lo hace el tiempo en la misma proporción.

En general las pérdidas totales (q_0) por percolación profunda durante los riegos decrecen con el crecimiento de la zona de humedecimiento del suelo (o de la zona radical) especialmente cuando los riegos se realizan con la máxima intensidad de aplicación

posible (Figura 4). Las pérdidas mayores ocurren en los suelos arenosos y las menores en los arcillosos para todas las profundidades posibles de la zona de humedecimiento.

Cambio de las pérdidas en función de la intensidad de aplicación. El análisis de la Figura 5 permite indicar que cuando aumenta la intensidad de aplicación, para un mismo contenido de humedad, las pérdidas en forma de q_1 disminuyen de manera inversamente proporcional a la intensidad. Esto se explica porque el tiempo disminuye de la misma forma, es decir, que si la intensidad se aumenta el doble o el triple q_1 se reduce dos o tres veces. Igualmente las pérdidas totales (q_0) disminuyen, pero sin seguir ninguna proporción.

Respecto a las pérdidas en forma de q_2 , éstas disminuyen también con el aumento de la intensidad de aplicación. Esto es debido a que el perfil de humedad es más suave y, por lo tanto, alcanza una menor profundidad.

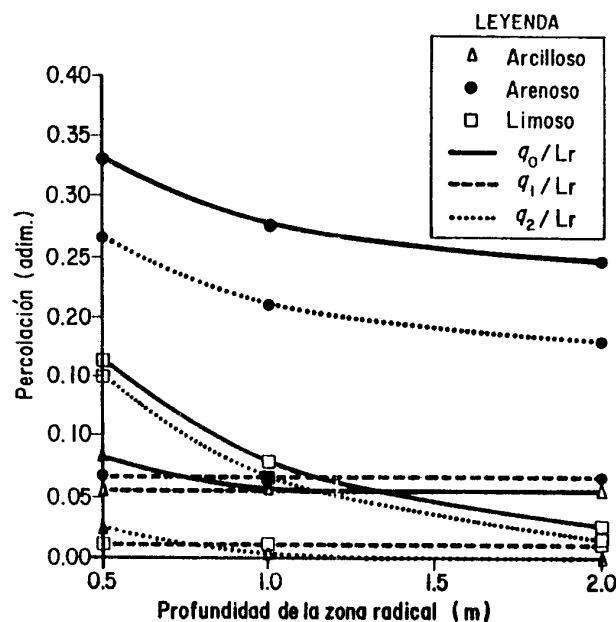


Figura 4. Cambio de las pérdidas por percolación profunda (como fracción de lámina de riego infiltrada Lr : $q_1^{adim} = q_1/Lr$, $q_2^{adim} = q_2/Lr$ y total $q_0^{adim} = q_0/Lr$) en función de la profundidad de la zona radical durante los riegos por aspersión con la intensidad mínima (0.5 cm h^{-1} para los suelos arenoso y limoso y 0.2 cm h^{-1} para el suelo arcilloso), una humedad inicial igual a 50% de capacidad de campo y nivel freático profundo.

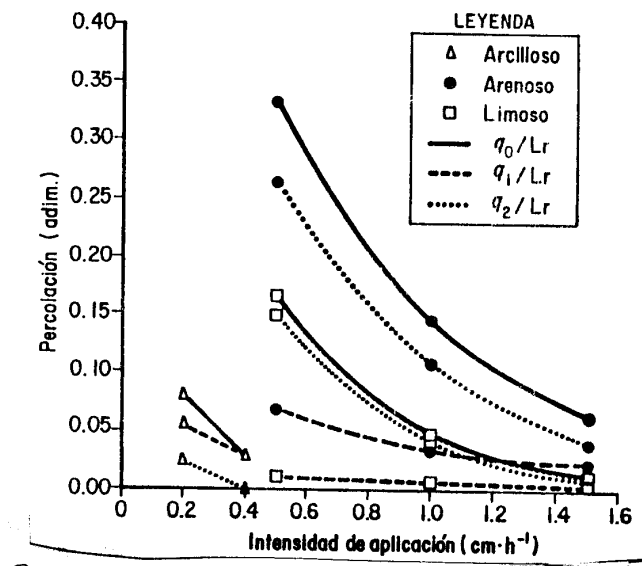


Figura 5. Cambio de las pérdidas por percolación profunda (como fracción de lámina de riego infiltrada Lr : $q_1^{adim} = q_1/Lr$, $q_2^{adim} = q_2/Lr$ y total $q_0^{adim} = q_0/Lr$) en función de la intensidad de aplicación de los riegos por aspersión en tres tipos de suelo cuando la humedad inicial es igual a 50 % de capacidad de campo, nivel freático profundo y la zona radical es de 0.50 m.

Cambio de las pérdidas en función de la profundidad del manto freático. El análisis anterior de las pérdidas por percolación profunda fue relacionado principalmente a los casos cuando el nivel freático está bastante profundo (es decir, aproximadamente 5.0 m).

Es interesante saber cómo se cambian estas pérdidas en función la profundidad del nivel freático. Con este objetivo, en la Figura 6 se presenta el cambio de las pérdidas para diferentes profundidades del nivel freático. Observando esta figura se puede concluir que independientemente de la profundidad del manto freático las pérdidas en forma de q_1 (es decir, sin cambio de la humedad en el perfil debajo de la zona radical) se mantienen constantes. Esto sucede para un contenido de humedad inicial de $0.6\theta_{cc}$ y para una misma intensidad. No obstante las pérdidas en forma de q_2 y las totales (q_0) aumentan con el incremento de la profundidad del manto freático en los suelos arenoso y limoso y se mantienen constante en el suelo arcilloso, cuando se compara con las pérdidas cuando el nivel freático está profundo (5.0 m o más).

En general el comportamiento para la condición de flujo constante fue el siguiente:

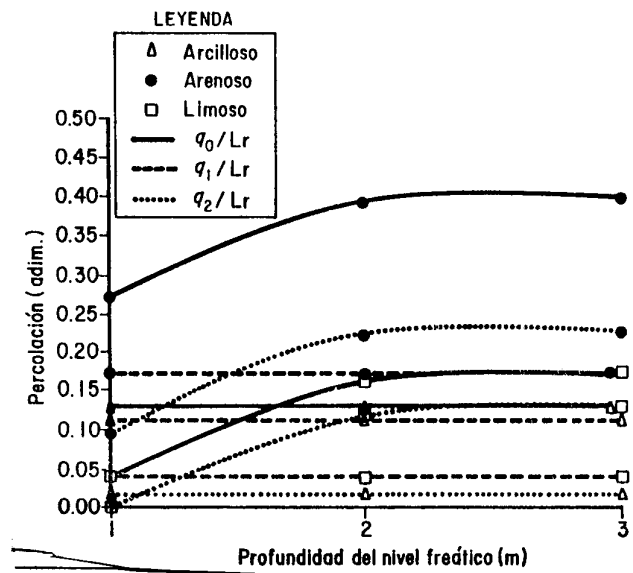


Figura 6. Cambio de las pérdidas por percolación profunda (como fracción de lámina de riego infiltrada Lr : $q_1^{adim} = q_1/Lr$, $q_2^{adim} = q_2/Lr$ y total $q_0^{adim} = q_0/Lr$) en función de la profundidad de la zona radical cuando se aplican los riegos por aspersión con una humedad inicial igual a 60 % de capacidad de campo, la zona radical de 0.50 m y la intensidad mínima de aplicación (0.5 cm h^{-1} para los suelos arenoso y limoso y 0.2 cm h^{-1} para el suelo arcilloso).

El comportamiento de la pérdida total (q_0) para las tres texturas de suelo cuando el nivel freático está profundo (5.0 o más metros) fue el siguiente: Para el suelo arenoso q_0 osciló entre 2 % y 70 % para las intensidades de 1.5 cm h^{-1} y 0.5 cm h^{-1} , un θ_i de $0.5\theta_{cc}$ y $0.8\theta_{cc}$ y profundidades del sistema radical de 2.0 m y 0.5 m, respectivamente, para el suelo limoso q_0 varió entre 0 % y 30 % para las mismas intensidades de aplicación, humedades iniciales del suelo y las mismas profundidades de la zona radical. Para el suelo arcilloso q_0 fluctúa entre 3 % y 33 % para las intensidades de 0.2 cm h^{-1} y 0.4 cm h^{-1} y las demás condiciones son las mismas mencionadas para el suelo arenoso.

El comportamiento de la pérdida total (q_0) para las tres texturas de suelo, una profundidad radical de 0.5 m, una humedad inicial θ_i de $0.6\theta_{cc}$ y para diferentes profundidades del manto freático fue el siguiente: Para el suelo arenoso q_0 osciló entre 6 % y 40 % para las intensidades de 1.5 cm h^{-1} y 0.5 cm h^{-1} , y profundidades de 1.0 y 3.0, respectivamente, y para el suelo limoso q_0 varió entre 1.3 % y 17 % para las mismas intensidades de aplicación. Para el suelo

arcilloso q_0 fluctuó entre 1.3 % y 13 % para las intensidades de 0.2 cm h⁻¹ y 0.4 cm h⁻¹. Estos resultados coinciden con los datos experimentales estimados aproximadamente en los campos regados y existentes en bibliografía. Según el Manual de Riego (1990), las pérdidas de agua q_0 promedio estimadas en los campos experimentales bajo riego por aspersión en diferentes suelos y zonas climáticas son de 10 % a 20 % de la lámina de riego infiltrada y 3 % a 10 % para riego localizado por goteo o por microaspersión. Israelsen, citado por Grassi (1988), en un estudio sobre evaluación de riego en suelos ligero, medio y pesado, encontró que las pérdidas por percolación profunda fueron de 40 %, 10 % y 5 % respectivamente.

CONCLUSIONES

De los resultados de esta investigación se puede concluir lo siguiente:

Para la condición de tirante de agua en las tres texturas de suelo:

Las pérdidas por percolación total (q_0), sin tomar en consideración los procesos de avance del agua sobre la superficie del suelo, son insignificantes (menor que 10 % de la lámina de riego) para cualquier contenido de humedad inicial y profundidad de la zona radical cuando el manto freático está profundo, y para manto freático somero y humedad inicial menor o igual al $0.6\theta_{cc}$ las pérdidas también son insignificantes.

Las pérdidas en forma de q_1 prácticamente son el componente principal de las pérdidas totales (q_0), esta pérdida crece con el aumento del contenido de humedad inicial y con el tiempo de aplicación.

Para flujo constante en las tres texturas de suelo:

En las condiciones típicas de la práctica de aplicación de riego por aspersión cuando la humedad de suelo antes de cada aplicación se mantiene a nivel no mayor de $0.6\theta_{cc}$:

- Las pérdidas en forma de q_2 superan a las que ocurren en forma de q_1 en los suelos arenosos y limosos con conductividad hidráulica relativamente alta.

- Las pérdidas en forma de q_1 superan a las que ocurren en forma de q_2 en los suelos arcillosos con una conductividad hidráulica relativamente baja.

El contenido de humedad inicial θ_1 y la intensidad de aplicación i son las variables que mayor influencia tiene sobre las pérdidas en forma de q_1 . Cuando aumenta el contenido de humedad inicial, q_1 se incrementa bruscamente. Cuando se reduce la

intensidad de aplicación, q_1 se incrementa de una forma inversamente proporcional para θ_1 constante, cualquier profundidad del sistema radical y del manto freático. Con las intensidades de aplicación muy bajas y las humedades iniciales relativamente altas, las pérdidas q_1 pueden alcanzar teóricamente hasta 70 % de la lámina aplicada en los suelos arenosos. Las pérdidas en forma de q_1 no varían con la profundidad del sistema radical o manto freático, para un mismo contenido de humedad inicial e intensidad de aplicación.

Las pérdidas en forma de q_2 disminuyen con el aumento de la intensidad de aplicación y el contenido de humedad inicial.

Las pérdidas q_0 aumentan con el incremento de θ_1 y disminuyen con la profundidad del sistema radical.

Las pérdidas en forma de q_1 , q_2 y las totales (q_0) disminuyen con el aumento de la intensidad de aplicación para una misma profundidad del manto freático y un contenido de humedad inicial.

Las pérdidas en forma de q_2 y las totales (q_0) cuando el nivel freático está profundo resultaron mayores que cuando el manto está a 3 m o menos de profundidad, excepto para el suelo arcilloso, en el cual resultaron igual para ambas condiciones.

Para ambas condiciones:

Los resultados de los cálculos de las pérdidas por percolación cuando se encuentra una lámina de agua sobre la superficie del suelo no corresponden completamente a lo que ocurre en el riego por gravedad, porque no toma en consideración el proceso de avance del frente de agua. Sin embargo, los resultados de la simulación permiten analizar el comportamiento de estas pérdidas en función de la humedad inicial del suelo, profundidad de la zona radical y del nivel freático.

La información obtenida para flujo constante puede tener correspondencia con lo que ocurre en el riego por aspersión, ya que en este tipo de riego la infiltración es netamente vertical y puntual, por lo tanto los datos obtenidos pueden servir de referencia para el manejo de este método de riego.

LITERATURA CITADA

- Aguila, F. 1997. Alternativa tecnológica y organizacional para mejorar la eficiencia en el uso del agua en la agricultura. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados, Montecillo, México.
- Averyanov, S.F. 1949. Permeabilidad hidráulica de los suelos con presencia de aire en los poros. Doklady AN SSSR: 46-2 (en ruso).

- Brooks, R.H. y A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. 3, Colorado State University, Fort Collins.
- Grassi, C. 1988. Diseño y operación del riego por superficie. CIDIAT, Mérida, Venezuela.
- Manual de Riego. 1990. Ed. Agropromizdat, Moscú, URRS, pp. 27-44 (en ruso).
- Nikolski, Y.N. 1970. Estudio del régimen hídrico del perfil del suelo bajo riego hasta 18 m de profundidad usando aspersor de neutrones. Aplicaciones de isótopos en las investigaciones sobre mejoramiento de las tierras agrícolas. Vniigim 48: 112-116 (en ruso).
- Palacios V., E. 1990. La eficiencia en el uso del agua en los distritos de riego. Memoria: Análisis de la problemática del agua y perspectivas para la modernización de su uso en la agricultura de Guanajuato, Celaya, Gto., México.
- Parlange, J.Y., R. Haverkamp y J. Touma. 1985. Infiltration under ponded conditions: 1. Optimal analytical solution and comparison with experimental observations. Soil Sci.: 139: 305-311.
- Rendón, L. 1994. Riego por Melgas. III Curso internacional de sistemas de riego. Universidad Autónoma Chapingo, Departamento de Irrigación, Chapingo, México.
- Romero, N. 1995. Desarrollo y aplicación de un modelo matemático para simular el movimiento en el suelo del agua infiltrada desde un canal. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Staple, W. y R. Gupta. 1966. Infiltration into homogeneous and layered columns of aggregated loam, silt loam and clay soil. Can. J. Soil Sci. 46: 293-305.
- Tabuada, M., Z. Rego, G. Vachaud y L. Pereira. 1995. Two-dimensional infiltration under furrow irrigation: Modelling, its validation and application. Agric. Water Management 27: 105-123.
- Van Genuchten, M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Amer. J. 44: 892-898.
- Zaidel, J. y D. Russo. 1992. Estimation of finite difference interblock conductivities for simulation of infiltration into initially dry soils. Water Resources Res. 28-9: 2285-2295.