

# Parámetros que controlan la percolación profunda en un cultivo de trigo

## Parameters controlling deep percolation in a wheat crop

Eduardo Teófilo Salvador<sup>1,‡</sup>, Guillermo Pedro Morales Reyes<sup>1</sup>,  
María Vicenta Esteller Alberich<sup>1</sup> y René Muciño Castañeda<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Interamericano de Tecnología y Ciencias del Agua, Universidad Autónoma del Estado de México. Carretera Toluca – Atlacomulco km 14.5. Unidad San Cayetano. 50200. Toluca de Lerdo, Estado de México, México.

<sup>‡</sup> Autor responsable (mca.ts.eduardo2015@gmail.com)

<sup>2</sup> Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma del Estado de México, Cerro de Coatepec S/N, Ciudad Universitaria. 50100 Toluca, Estado de México, México.

---

### RESUMEN

Para estimar la percolación del agua en el suelo es común utilizar el método del balance hídrico, el cual requiere de diversos datos diarios, los cuales muchas veces son incompletos o no son verificados en campo, además de que existe cierta incertidumbre en la estimación de la evapotranspiración del cultivo. En este trabajo el objetivo fue identificar los parámetros que controlan la percolación profunda a partir de la estimación de balances hídricos locales diarios con diferentes coeficientes de cultivo, utilizando para ello datos de estaciones climatológicas y parámetros edafológicos. En el sitio de estudio se llevó a cabo un monitoreo constante de las etapas fenológicas de un cultivo de trigo (temporal) y mensualmente se realizó un muestreo de suelo durante un año en diferentes puntos dentro del sitio. Paralelamente, se realizó el acopio de datos procedentes de estaciones climatológicas, la evaporación se midió con el tanque evaporímetro, se estimó para la evapotranspiración del cultivo un coeficiente único, dual y ajustado por estrés con base en el manual de la FAO, y, a partir de estos datos, se determinó la percolación profunda. Cuando la superficie del suelo estaba saturada o sobresaturada, la evapotranspiración del cultivo fue despreciable, además el crecimiento vertical máximo de la planta fue de 1.02 m y la profundidad de la raíz de 0.35 m. Precipitaciones diarias superiores a 10 mm o acumulado de tres días consecutivos mayor de 18 mm de lluvia; propiciaron la percolación profunda, pero ésta decreció a casi por goteo conforme aumentó

el espesor de la franja radicular de 0.30 m a 0.52 m. El crecimiento del cultivo, el espesor de la zona radicular y la incidencia de la precipitación en la superficie del suelo controlaron la percolación profunda. Los valores obtenidos permiten aproximar aún más el valor real de recarga del agua subterránea.

**Palabras clave:** *evapotranspiración, profundidad radicular, recarga.*

### SUMMARY

To evaluate the water percolation in the soil, the water balance method is common. This method requires different daily data, which are often incomplete or not verified in field, in addition to some uncertainty regarding crop evapotranspiration. In this research, the parameters that control deep percolation were identified, based on estimation of daily local water balances with different crop coefficients, using data from weather stations and edaphic parameters. At the study site, constant monitoring of the phenological stages of a wheat crop (temporal) was carried out, and monthly soil sampling was performed for one year at different points within the site. At the same time, data were collected from weather stations, evaporation was measured with the evaporimeter tank, evapotranspiration of the crop was estimated for a single coefficient, dual and adjusted for stress based on the FAO manual, and deep percolation was determined from these data. When the soil surface was saturated or supersaturated, evapotranspiration of the crop was negligible. In addition, maximum vertical

---

#### Cita recomendada:

Teófilo Salvador, E., G. P. Morales Reyes, M. V. Esteller Alberich y R. Muciño Castañeda. 2019. Parámetros que controlan la percolación profunda en un cultivo de trigo. *Terra Latinoamericana* 37: 57-68.  
DOI: <https://doi.org/10.28940/terra.v37i1.345>

---

Recibido: enero de 2018.

Acceptado: noviembre de 2018.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 37: 57-68.

plant growth was 1.02 m, and root depth was 0.35 m. Daily rainfall greater than 10 mm or cumulative of three consecutive days greater than 18 mm of rainfall led to deep percolation, but this decreased to almost drip as thickness of the root zone increased from 0.30 m to 0.52 m. Crop growth, root zone thickness and incidence of precipitation on the soil surface controlled deep percolation. The values obtained allow us to more closely approximate the actual value groundwater recharge.

**Index words:** *evapotranspiration, root depth, recharge.*

## INTRODUCCIÓN

La modelación de los procesos de recarga de agua en un acuífero, está orientada a obtener mejores resultados en predicción meteorológica y en temas hidrológicos (Botey y Moreno, 2015). Actualmente, los resultados de la modelación numérica son comparados con mediciones de lisímetros, pero estos últimos reportan cierta variación en las mediciones (Soldevilla-Martínez *et al.*, 2014). Los modelos matemáticos de evaporación y transporte de flujo en medios porosos, incorporan factores empíricos de corrección, para que los cálculos concuerden con las medidas experimentales (Grifoll, 2011). Así mismo, se han desarrollado modelos empíricos para simular flujo de agua en suelo con presencia de macroporos, con base en curvas de conductividad hidráulica sintética de Gerke y van Genuchten (Zavala *et al.*, 2012). También es común la modelación con imágenes satelitales para estudiar la evolución temporal de la infiltración (Pedretti *et al.*, 2011), pero los resultados suelen ser muy generales debido a los cambios físicos, biológicos y químicos.

Arauzo *et al.* (2005) realizaron balances hídricos dando seguimiento al contenido de agua en el suelo a diferentes profundidades. Botey *et al.* (2011) indicaron que es posible obtener buenos resultados al utilizar un valor apropiado de agua disponible para las plantas en cierta profundidad. Mestas *et al.* (2009) incluyeron la fenología del cultivo, ya que la vegetación se adapta a la forma y condiciones del suelo, y ello se ve reflejado en la profundidad radicular (Pinheiro *et al.*, 2013). Por lo tanto, la primera capa de suelo es determinante en la tasa de infiltración de agua, aun para simulaciones en series de capas equivalentes (Salas-García *et al.*, 2011). Por lo que, si se cuantifica de forma adecuada

la percolación profunda de la zona radicular es posible estimar la cantidad que seguirá su trayectoria a capas más profundas (Fan *et al.*, 2015).

Además, el paso de maquinaria agrícola genera un mayor grado de compactación en la superficie de terrenos de cultivo, lo que se refleja en una baja conductividad hidráulica (Bozbey y Guler, 2006). Por otro lado, la labranza genera alteración estructural del suelo lo que reduce el grado de compactación (Yimer *et al.*, 2008; Martínez *et al.*, 2015). Por lo anterior, la conductividad hidráulica y porosidad varían en diferentes órdenes de magnitud entre diferentes suelos (Hunt, 2005).

También se ha comprobado que se debe considerar por separado la evaporación de la transpiración, ya que generalmente ésta es menor a la anterior para diferentes profundidades de zona radicular (Cheng *et al.*, 2013; Bachand *et al.*, 2014). Además de que solo los grandes eventos de lluvia causan una escorrentía superficial, y esta aumenta conforme se eleva la pendiente del suelo (Arbat *et al.*, 2007). En suelos sensiblemente planos se puede reducir el escurrimiento con la presencia de cultivos, así como de hierba, lo que aumenta la conductividad hidráulica en una escala temporal más amplia (Biddoccu *et al.*, 2013).

A pesar de las mejoras desarrolladas, los métodos actuales de cálculo de balance hídrico aún utilizan datos mensuales con valores promedio, se estiman con registros obsoletos, incompletos y sin ser verificados en campo. Con base en lo expuesto, el objetivo de este trabajo fue identificar los parámetros que controlan la percolación profunda, a partir de la estimación del balance hídrico local diario utilizando datos de estaciones climatológicas y parámetros edafológicos, para con ello obtener una estimación más precisa del valor de esta percolación profunda.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Para la elección del sitio de estudio se consideró que, la mayor parte de la agricultura en el Estado de México es de tipo temporal, es decir depende del periodo de lluvias para el desarrollo de cultivos, por lo anterior se seleccionó un terreno para cultivo de trigo (*Triticum*) dentro de las coordenadas geográficas 19° 23' 52.23" N, 99° 42' 55.06" O y 2613 m de altura, en una superficie sensiblemente plana para controlar el mayor número de parámetros involucrados y con ello desprestigiar el efecto del escurrimiento superficial, por lo que la topografía



Cuadro 1. Síntesis de requerimientos para obtener la evapotranspiración del cultivo (elaboración propia basado en Allen *et al.*, 2006).  
Table 1. Synthesis of requirements to calculate crop evapotranspiration (author's construction based on Allen *et al.*, 2006).

Variable	Ecuación	Requerimientos	Observación
Precipitación (P)	Estación climatológica		Principal factor que controla la recarga de acuíferos (Turkeltaub <i>et al.</i> , 2015)
Escurrecimiento (RO)	Revisión previa en el sitio		Suelo bien drenado, poca pendiente y cultivado (Botery y Moreno, 2015)
Evaporación (E)	Tanque evaporímetro (clase A)		Radiación, viento, temperatura y humedad, (Allen <i>et al.</i> , 2006)
Evapotranspiración de referencia (ET <sub>o</sub> )	ET <sub>o</sub> = K <sub>an</sub> * E K <sub>an</sub> : coeficiente del tanque	Distancia al cultivo, velocidad de viento y humedad relativa	Manual de la FAO (Allen <i>et al.</i> , 2006)
Evapotranspiración del cultivo (ET <sub>c</sub> )	ET <sub>c</sub> = K <sub>cb</sub> * ET <sub>o</sub> Coeficiente único del cultivo	K <sub>c</sub> : f(K <sub>min</sub> , K <sub>des</sub> , K <sub>med</sub> y K <sub>fin</sub> ) K <sub>min</sub> : etapa inicial, K <sub>des</sub> : desarrollo, K <sub>med</sub> : medio y K <sub>fin</sub> : final	Desarrollo del cultivo (FAO: Allen <i>et al.</i> , 2006; USDA: Angeles <i>et al.</i> , 2002)
	ET <sub>c</sub> = (K <sub>cb</sub> + K <sub>cb</sub> ) * ET <sub>o</sub> Coeficiente dual del cultivo K <sub>cb</sub> : coeficiente basal del cultivo	$K_{c_{max}} = \max \left\{ \left( 1.2 + \left[ 0.04(u_2 - 2) - 0.004(HR_{min} - 45) \right] \right)^{0.3}, \left( \frac{h}{3} \right), \{K_{cb} + 0.05\} \right.$	Muestreo y textura de suelo, tablas del manual de la FAO (2006)
	K <sub>c</sub> : coeficiente de evaporación del suelo	u <sub>2</sub> : velocidad del viento (promedio), HR <sub>min</sub> : humedad relativa mínima Agua evaporable total (AET) AET = 1000*(Q <sub>FC</sub> - 0.5 Q <sub>WP</sub> )*Z <sub>e</sub> Q <sub>FC</sub> contenido de humedad a capacidad de campo Q <sub>WP</sub> contenido de humedad a punto de marchitez Z <sub>e</sub> : espesor del suelo secado a través de evaporación (0.10 a 0.15 m) Coeficiente de reducción de la evaporación del suelo K <sub>r</sub> : (0-1) $K_r = \frac{AET - De_{i-1}}{AET - AFE}$	Fracción del suelo en la que ocurre la mayor evaporación few = min(1-fc, fw) 1-fc: fracción expuesta, sin sombra por vegetación (0.01-1) fw: fracción superficial promedio humedecida por lluvia (0.01-1) fc: fracción de suelo cubierta por vegetación (1+0.5h) $fc = \left( \frac{K_{cb} - K_{c_{min}}}{K_{c_{max}} - K_{c_{min}}} \right)^{(1+0.5h)}$
	ET <sub>c,aj</sub> = (K <sub>s</sub> *K <sub>cb</sub> + K <sub>e</sub> )*ET <sub>o</sub> Coeficiente bajo condiciones de estrés hídrico K <sub>s</sub> : coeficiente de estrés hídrico	De <sub>i-1</sub> : lámina acumulada de evaporación (capa evaporante) al final del día i-1 (día anterior); AFE: agua fácilmente evaporable sin restricciones (capa evaporante) K <sub>e</sub> = min[K <sub>r</sub> *(K <sub>cmax</sub> - K <sub>cb</sub> ), f <sub>ev</sub> *K <sub>cmax</sub> ]	K <sub>cmin</sub> valor mínimo de K <sub>c</sub> sin cobertura y seco (0.15-0.20) K <sub>cmax</sub> valor máximo de K <sub>c</sub> (húmedo), h altura promedio de la planta
		Agua disponible total (ADT) de la zona radicular ADT = 1000(Q <sub>FC</sub> - Q <sub>WP</sub> )*Z <sub>r</sub> Z <sub>r</sub> : profundidad de las raíces Agua fácilmente aprovechable (AFA) en el suelo AFA = p*ADT K <sub>s</sub> = $\frac{ADT - Dr}{ADT - AFA}$	Z <sub>r</sub> : profundidad promedio de la franja de la zona radicular Medición en campo Manual FAO (2006) con [P = 0.605]
		Dr: agotamiento de humedad en la zona radicular	

para determinar el peso volumétrico del suelo (Coras, 1989); así mismo, durante la presencia del cultivo dichas perforaciones se agrandaron para revisar y medir el crecimiento descendente de la raíz, el cual se comparó con la altura correspondiente de la planta. El material de las muestras de suelo se transportó al Laboratorio de Mecánica de Suelos para determinar su peso húmedo utilizando una balanza granataria VELAB VE-2610. Posteriormente en un horno eléctrico marca FELISA fueron secadas a 110 °C por un tiempo de 7 h, y nuevamente se pesaron. Con los datos obtenidos se

calcularon los parámetros hídricos de la zona radicular según el Cuadro 2.

Del material seco se fraccionó de 600 a 1000 g para la prueba de tamizado utilizando una tamizadora mecánica modelo RX-29 tipo ROTAP, hasta la fracción menor (tamiz No 200), y con ello se determinaron los porcentajes de arena, limo y arcilla. Los datos obtenidos se usaron para la clasificación del suelo en el triángulo de texturas del U. S. Department of Agriculture (2004). Estos datos permitieron determinar el comportamiento edafológico de la zona radicular

**Cuadro 2. Relaciones hídricas aplicadas a las muestras de suelo.**  
**Table 2. Water relations applied to soil samples.**

Relación	Ecuación	Observaciones
Densidad natural (campo)	$\rho = \frac{M_T}{V_T}$ [kgm <sup>-3</sup> ]	r : densidad M <sub>T</sub> : masa total V <sub>T</sub> : volumen total
Densidad seca	$\rho_b = \frac{M_S}{V_T}$ [kgm <sup>-3</sup> ]	r <sub>b</sub> : densidad seca M <sub>S</sub> : masa de sólidos V <sub>T</sub> : volumen total Skopp (2002)
Humedad gravimétrica (contenido de humedad)	$\theta_M = \frac{M_W}{M_S}$ [kgkg <sup>-1</sup> ]	θ <sub>M</sub> : humedad gravimétrica M <sub>W</sub> : masa de agua M <sub>S</sub> : masa de sólidos (seco) Or y Wraith (2002)
Humedad volumétrica	$\theta_W = \frac{V_W}{V_T}$ [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]	θ <sub>W</sub> : humedad volumétrica V <sub>W</sub> : volumen de agua V <sub>T</sub> : volumen de sólidos (seco) Or y Wraith (2002)
Porosidad	$n = \frac{V_V}{V_T}$ [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> , %]	n: porosidad V <sub>V</sub> : volume de vacios V <sub>T</sub> : volume total
Lámina de agua equivalente	$h_\theta = h_{ZR} \frac{W_{HS} - W_{SS}}{V_M}$ [mkgm <sup>-3</sup> , m]	h <sub>θ</sub> : lámina de agua equivalente de la zona radicular h <sub>ZR</sub> : espesor de la franja de la zona radicular W <sub>HS</sub> : peso húmedo del suelo W <sub>SS</sub> : peso seco del suelo V <sub>M</sub> : volumen de la muestra En esta investigación, en estado estático su valor es resultado del producto de una densidad por unidad de longitud, o bien la relación del volumen de la muestra de suelo con el volumen de agua contenida la cual es igual a la relación de la profundidad de muestreo con la lámina de agua equivalente, es decir una analogía a lo expuesto por Baver <i>et al.</i> (1980) quienes señalaron una profundidad por masa por unidad de volumen para una muestra de suelo.

en función del tratamiento agrícola y de la presencia o ausencia de agua durante el año de estudio.

Finalmente, con el conjunto de datos recolectados se realizó el cálculo del balance hídrico local anual de la zona radicular para los doce muestreos de suelo, considerando los tres casos (con coeficiente de cultivo único, dual y ajustado por estrés). Las formulaciones utilizadas para este cálculo de muestran en el Cuadro 3. Posteriormente, se evaluaron los resultados obtenidos de los balances, dando prioridad a los más cercanos a la realidad. También se realizó una valoración lineal con el fin de correlacionar los valores obtenidos de percolación profunda con la profundidad de muestreo de la zona radicular.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con respecto al sitio de estudio, el cultivo de trigo fue temporal por lo que las lluvias fueron el único aporte de agua para el desarrollo de la planta. Considerando lo anterior, para el tratamiento agrícola se utilizó un tractor de 75 HP, con el cual se inició la labranza con arado de discos de reversión mecánica 635, así se removió material de entre 0.2 m y 0.30 m cuya variación se debió principalmente a la dureza superficial del suelo.

Consecutivamente se utilizó una rastra de tirón MX225 para realizar un rastreo sencillo circular, de tal forma que el espesor de material suelto se mantuvo entre los 0.10 m a 0.15 m, por lo que de esta forma se asoció con el espesor de la capa evaporante, ya que después de los 0.15 m el suelo se mantenía fresco y húmedo. La siembra se llevó a cabo con una sembradora para grano fino, así mismo se utilizaron arados tipo timón para los drenes entre filas de trigo. Durante el crecimiento del cultivo, manualmente se retiró la maleza, así como hierbas, y siguiendo las recomendaciones de la empresa Syngenta, se fertilizó al cultivo a razón de 150 kg N ha<sup>-1</sup> al iniciar la presencia de hojas y otra aplicación cuando se incrementaron las lluvias y había aparecido la última hoja. Es importante destacar que dentro del sitio no existieron cambios de pendiente que dieran origen a escurrimientos importantes. Los datos más representativos de la zona de estudio son los mostrados en el Cuadro 4.

Con base en los datos de la estación climatológica del IITCA se cuantificaron 856.02 mm de precipitación anual. Este dato se comparó con las mediciones del pluviómetro y los registros de la estación Nueva Santa Elena. Así mismo, el escurrimiento del sitio de estudio fue despreciable debido al grado de inclinación

**Cuadro 3. Formulaciones para obtener la percolación profunda a partir del balance hídrico local.**

**Table 3. Formulations to obtain deep percolation from the local water balance.**

Balance hídrico local de la zona radicular		
Coefficiente único	Coefficiente dual	Coefficiente ajustado por estrés hídrico
$\pm \Delta SW_i = \Delta SW_{i-1} + P_i - ET_{c,i} - DP_i$ <p><math>\Delta SW_i</math>: cambio en el contenido de agua en el suelo del día i, <math>\Delta SW_{i-1}</math> para el día anterior i-1, <math>P_i</math>: precipitación del día i, <math>ET_{c,i}</math>: evapotranspiración del cultivo del día i y <math>DP_i</math>: percolación profunda en el día i</p>	$D_{e,i} = D_{e,i-1} - P_i + \frac{E_i}{f_{ew}} + T_{ew,i} + DP_{e,i}$ <p><math>D_{e,i}</math>: lámina acumulada de evaporación después de un humedecimiento completo al final del día i, <math>D_{e,i-1}</math>: misma condición anterior, pero del día i-1, <math>P_i</math>: precipitación del día i, <math>E_i</math>: evaporación del día i, <math>T_{ew,i}</math>: lámina de transpiración que ocurre en la fracción expuesta y humedecida de la cobertura vegetal en el día i (para raíces poco profundas puede ser ignorada) y <math>DP_{e,i}</math>: percolación a partir de la capa superficial del suelo en el día i, después de la capa <math>Z_e</math>,</p>	$D_{r,i} = D_{r,i-1} - P_i + ET_{c,i} + DP_i$ <p><math>D_{r,i}</math>: agotamiento de humedad en la zona radicular del suelo al final del día i con límites <math>0 \leq D_{r,i} \leq ADT</math>, <math>D_{r,i-1}</math>: contenido de humedad en la zona radicular al final del día anterior i-1, <math>P_i</math>: precipitación del día i, <math>ET_{c,i}</math>: evapotranspiración del cultivo en el día i y <math>DP_i</math>: pérdidas de agua en la zona radicular por percolación profunda en el día i</p>

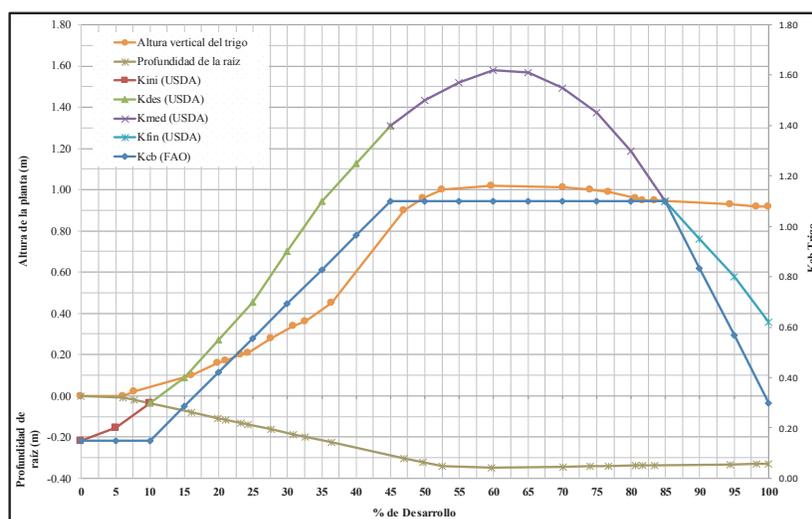
**Cuadro 4. Datos del sitio de estudio seleccionado.**  
**Table 4. Data of the selected study site.**

Parámetro	Datos
Área	5.6 hectáreas
Pendiente perimetral	-1 a +1 %
Uso de suelo	Agrícola (Trigo temporal)
Espesor de capa evaporante	0.10 a 0.15 m
Coloración visible de suelo	Gris claro en seco, negro en húmedo

y la formación de hileras para el cultivo, con lo que solo se identificaron pequeños encharcamientos. Con respecto a la medición de la evaporación se observó que la lluvia ejerció una fuerte influencia sobre la superficie de agua libre, ya que la masa, velocidad de impacto y radio de las gotas disminuyeron en la colisión (Fajardo *et al.*, 2012)<sup>1</sup>, lo anterior generó distorsión, y esto llevó a la producción de nuevas gotas por la fragmentación. Además, la acción del viento provocó que eventualmente faltaran milímetros de agua dentro del tanque cuando se realizó la compensación por precipitación. Por lo anterior, diariamente se trató de mantener el mismo nivel de agua dentro del tanque

para evitar que el agua estuviera cerca del borde de la superficie y con ello evitar que se evaporara con mayor rapidez (Manzur y Cardoso, 2015). También se compararon los datos de evaporación con los de la estación Nueva Santa Elena.

Dentro del monitoreo para la estimación del coeficiente de cultivo, la aradura y el rastreo de suelo se llevaron a cabo en los primeros días de mayo, el 14 del mismo mes se realizó la siembra, y la cosecha fue el 10 de noviembre. En primera instancia, para la estimación de la evapotranspiración del cultivo se graficaron los valores de coeficiente del cultivo para los 160 días según la FAO (Allen *et al.*, 2006) y USDA (Ángeles *et al.*, 2002), cuyo comportamiento se muestra en la Figura 2. Además, se integró la altura vertical de la planta para el crecimiento del 0 al 100% durante los 181 días del periodo vegetativo observado en campo. De esta forma fue posible comparar el coeficiente del cultivo de acuerdo a la FAO y USDA, y en relación con los datos de campo, además de como el crecimiento de la raíz varía con una tendencia casi lineal en comparación con el crecimiento vertical de la planta de trigo, donde dicha altura máxima superó el metro con un 60% de desarrollo, pero con el 70% la planta declinó su altura debido al efecto de sobrecarga en la espiga por la presencia de frutos.

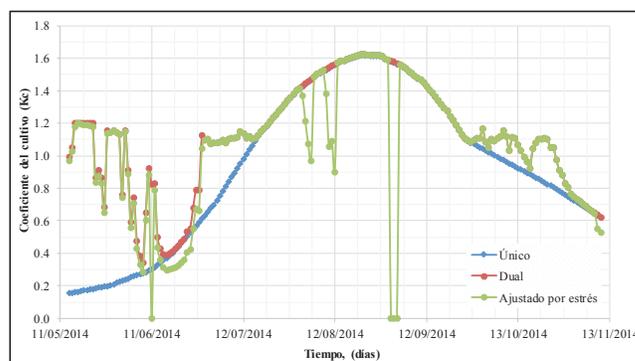


**Figura 2. Coeficientes de cultivo USDA y FAO para el desarrollo del trigo, con mediciones in situ de la altura y profundidad de raíz (elaboración propia).**  
**Figure 2. USDA and FAO crop coefficients for wheat development, with in situ measurements of root height and depth (author's preparation).**

<sup>1</sup> Fajardo, A., R. López, S. Cardeña, G. D. Rojano y D. Najera. 2012. Estudio de teoría y experimento de la dinámica de colisión de dos gotas de agua macroscópicas. LV Congreso Nacional de Física. Sociedad Mexicana de Física, 59, octubre 2012. Morelia Michoacán.

Debido a que el crecimiento del cultivo no fue lineal, se eligieron los valores de Kc sugeridos por la USDA (2004) para determinar el Kc para coeficiente dual y ajustado por estrés hídrico. La comparación de los resultados se muestra en la Figura 3. La variación entre el dual y el ajustado por estrés se debió a que este último considera el agua disponible total y el efecto de estrés por la profundidad de las raíces de la planta. Además, el ajustado por estrés hídrico tomó en cuenta el efecto climatológico de días en los que la evaporación fue cero (mal tiempo), tal que la masa de suelo estaba completamente sobresaturada sin evaporación en la parte expuesta o libre. En esos días se consideró que no existe estrés hídrico lo que implicó despreciar la evapotranspiración del cultivo, por la abundancia de agua en la zona radicular (Chin, 2008).

Con respecto a la profundidad de muestreo de suelo varió de 0.30 m y 0.52 m, con distancia entre puntos de muestreo de 7 a 8 m de separación. La densidad natural osciló entre 1.86 g cm<sup>-3</sup> para enero y 1.36 g cm<sup>-3</sup> en mayo, valores que corroboraron la resistencia presentada in situ para el mes de enero por lo que también se obtuvo menor humedad gravimétrica y porosidad en dicho mes (Cuadro 5). Además, el tratamiento agrícola que consistió en la labranza y siembra realizados en mayo ocasionaron mayor porosidad comparada con los otros meses, pero no se



**Figura 3. Comparación de los valores obtenidos para los coeficientes de cultivo único, dual y ajustado por estrés para el cultivo de trigo (elaboración propia).**

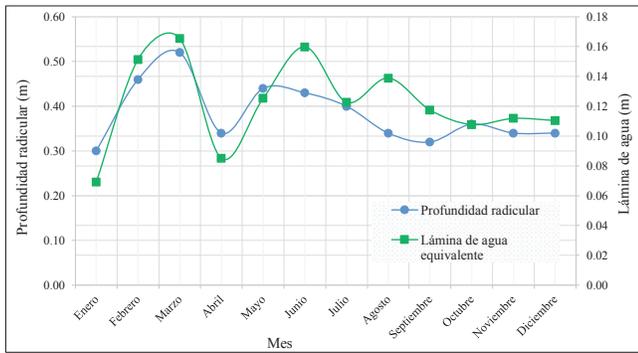
**Figure 3. Comparison of the values obtained for the coefficients of single, dual and stress-adjusted culture for wheat cultivation (author's construction).**

excedió el 60% de porosidad (Domenico y Schwartz, 1990; Hudak, 2000). La lámina de agua equivalente de la zona radicular tuvo un mínimo de 69 mm para enero y un máximo de 165 mm en el mes de marzo, lo cual se relaciona con la profundidad máxima de la zona radicular que para este mes fue de 0.52 m.

En la Figura 4 se presenta la fluctuación de la profundidad radicular, así como la variación de la lámina de agua equivalente de la franja de la zona

**Cuadro 5. Parámetros hídricos del suelo muestreado mensualmente.**  
**Table 5. Water parameters of the soil sampled monthly.**

Mes	Profundidad de zona radicular	Densidad natural	Humedad gravimétrica	Lámina de agua equivalente	Porosidad
	m	g cm <sup>-3</sup>	%	m	%
Enero	0.30	1.86	14.15	0.069	38.47
Febrero	0.46	1.69	24.17	0.151	48.61
Marzo	0.52	1.83	21.04	0.165	42.93
Abril	0.34	1.74	16.77	0.085	43.72
Mayo	0.44	1.36	26.59	0.125	59.59
Junio	0.43	1.84	25.34	0.16	44.64
Julio	0.4	1.61	23.57	0.123	50.88
Agosto	0.34	1.72	31.24	0.139	50.65
Septiembre	0.32	1.76	26.38	0.117	47.51
Octubre	0.36	1.39	27.54	0.108	59.02
Noviembre	0.34	1.76	23.04	0.112	46.13
Diciembre	0.34	1.72	23.24	0.110	47.26



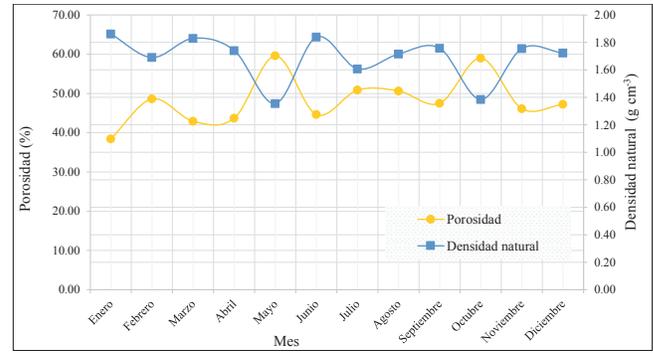
**Figura 4. Evolución temporal del contenido de agua en la zona radicular de cada muestreo.**

**Figure 4. Temporal evolution of water content in the root zone of each sample.**

radicular. Inicialmente, se observaron máximos, pero ello es efecto de la irregularidad existente en la capa subyacente debajo de la zona radicular. Posteriormente, los valores de la profundidad radicular y lámina de agua se tuvieron casi constantes. A partir del mes de septiembre, la lámina de agua equivalente presentó una tendencia casi horizontal debido a la distribución del agua de precipitación en la zona radicular. Físicamente significa que la densidad del suelo aumenta progresivamente al aumentar el contenido de agua, pero disminuye con adiciones posteriores (Baver *et al.*, 1980), lo que se podría atribuir a partir del mes de diciembre por la ausencia de lluvias.

En la Figura 5 se muestra como varió la porosidad a lo largo del año, y cómo fue que ésta se vio afectada por la densidad natural del suelo. El máximo de porosidad se presenta en el mes de mayo debido a la labranza y siembra, y en el mes de junio disminuyó drásticamente por el paso de la maquinaria agrícola para realizar los surcos de drenado. En octubre, volvió a incrementarse la porosidad como se observa en la Figura 5, lo cual se atribuyó al contenido de arcillas más la aparición de aire en el suelo y escasez de las lluvias, lo que en combinación propició agrietamientos, esto se identificó y verificó en campo, lo cual que es común en zonas de cultivo por la pérdida de humedad (Návar *et al.*, 2001). Además, la densidad presentó un comportamiento inverso a la porosidad, acorde con Flores y Alcalá (2010) ya que el espacio poroso depende de la disposición de partículas sólidas, de esta forma a mayor porosidad mayor aireación.

Además, es importante comentar que la clase textural del suelo fue de tipo arenoso-franco para todas



**Figura 5. Evolución temporal de la porosidad y densidad para los muestreos de la zona radicular.**

**Figure 5. Temporal evolution of porosity and density for the sampling of the root zone.**

las muestras. Esta textura influyó en que la porosidad aumentó conforme la densidad natural disminuyó, debido al reacomodo de partículas en la masa de suelo. Como se comentó en el apartado anterior, existe esta relación entre la porosidad y densidad, con lo ahora se puede justificar la variación del contenido de agua aun para una misma clase textural de suelo, ya que la porosidad del suelo depende de la textura y estructura de las partículas, y del contenido de materia orgánica, así dicha variación de humedad se debe esencialmente a que no todos los poros están conectados uno con otros lo que dificulta el tránsito de agua y la reorganización e interconexión entre espacios porosos (Pogosyan *et al.*, 2016).

Finalmente, de la revisión de los valores de precipitación se observó que precipitaciones diarias superiores a 10 mm o acumulado de tres días consecutivos mayor de 18 mm, propiciaron la presencia de percolación profunda. En el Cuadro 6 se muestran los resultados del cálculo de los balances hídricos realizados para los tres tipos de coeficiente de cultivo, considerando: la profundidad de la franja radicular, la precipitación, y la evapotranspiración del cultivo. Para el caso del Kc único y dual se observa que los valores de percolación se mantienen constantes, debido a que solo se evalúan el agua que atraviesa o percola la capa evaporante, (primeros 15 cm del suelo), lo que da lugar a la presencia de mayor incertidumbre la cual no se puede ajustar al conjunto de datos (Burden y Douglas, 2002). Para la percolación con coeficiente ajustado por estrés existe una variación significativa mes por mes debido a la variación del espesor de la franja radicular, además de la influencia de los parámetros edafológicos.

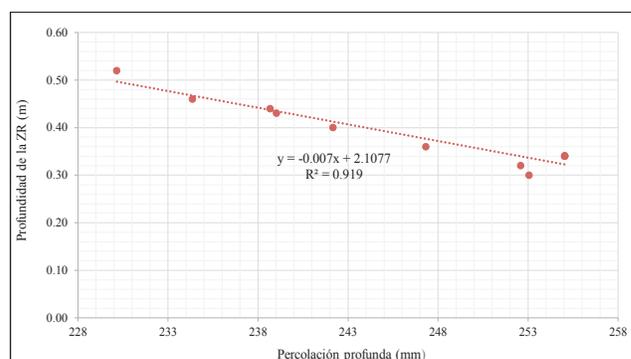
**Cuadro 6. Valores de percolación profunda y almacenamiento anual para cada muestreo de suelo.**  
**Table 6. Deep percolation values and annual storage for each soil sample.**

Mes de prueba	Profundidad de la zona radicular m	Precipitación	Evapotranspiración del cultivo ajustado por estrés	Percolación profunda			Almacenamiento
				Único	Dual	Ajustado por estrés	
Enero	0.30	856.02	586.94	384.19	482.09	253.07	16.01
Febrero	0.46	856.02	594.08	384.19	482.09	234.36	27.58
Marzo	0.52	856.02	597.64	384.19	482.09	230.16	28.22
Abril	0.34	856.02	585.05	384.19	482.09	255.05	15.92
Mayo	0.44	856.02	592.92	384.19	482.09	238.69	24.41
Junio	0.43	856.02	592.17	384.19	482.09	239.03	24.82
Julio	0.40	856.02	589.69	384.19	482.09	242.18	24.15
Agosto	0.34	856.02	585.05	384.19	482.09	255.05	15.92
Septiembre	0.32	856.02	585.96	384.19	482.09	252.6	17.46
Octubre	0.36	856.02	585.59	384.19	482.09	247.34	23.09
Noviembre	0.34	856.02	585.05	384.19	482.09	255.05	15.92
Diciembre	0.34	856.02	585.05	384.19	482.09	255.05	15.92

De esta forma, el almacenamiento de agua en la zona radicular varió de 15.92 mm a 28.22 mm, lo cual verifica el efecto de la densidad de la masa del suelo para el desarrollo de la raíz y la retención de agua ya que, para el mes de enero, con 0.30 m de profundidad, el almacenamiento fue de 16.01 mm, ligeramente mayor a los 15.92 mm obtenidos para los meses con 0.34 m de profundidad (abril, agosto, noviembre y diciembre).

Estos datos confirman que para una mayor precisión en la estimación de la percolación profunda es necesario el E<sub>Tc</sub> ajustado por estrés hídrico, el cual requiere del espesor de la franja de la zona radicular, de la posición de la planta, la profundidad y distribución de las raíces, ya que estas variables inciden en el almacenamiento de la humedad del suelo y la percolación inicial (Sahoo y Panda, 2014). Al relacionar la profundidad de la zona radicular y la percolación profunda mediante una relación lineal (Figura 6), se obtuvieron resultados consistentes con Song-Hao y Xiao-Min (2011), ya que la mayor percolación se presentó con una menor profundidad radicular y esta disminuyó conforme se incrementó el espesor. La interpretación física de estos resultados permite concluir que, si el espesor radicular es muy pequeño, la percolación profunda tenderá a ser el valor de la precipitación (descontando

la evapotranspiración), pero si la profundidad radicular es muy grande, la percolación profunda tenderá a cero, lo cual es equivalente a considerar que el agua percola por goteo cuando el suelo está completamente sobresaturado. El valor de recarga estimado osciló de 230 mm a 255 mm para profundidades de 0.52 m a 0.34 m, respectivamente.



**Figura 6. Relación entre la percolación profunda anual obtenida para evapotranspiración con coeficiente de estrés hídrico y la profundidad de la franja radicular de cada muestreo de suelo.**  
**Figure 6. Relationship between annual deep percolation obtained for evapotranspiration with water stress coefficient and depth of the root zone of each soil sample.**

## CONCLUSIONES

- La adecuada recolección de información edafológica del suelo, fenológica del cultivo y climatológica, permitieron abordar el mayor número de parámetros requeridos para la aplicación de la ecuación de balance de masa, por lo que con ello fue posible identificar los principales parámetros que influyen y controlan la percolación profunda a partir de la estimación del balance hídrico local diario.

- El balance hídrico local diario requirió de datos actualizados, revisados y verificados in situ. Aunque el coeficiente del cultivo ajustado por estrés hídrico requirió de gran cantidad de datos climatológicos, edafológicos y de cultivo, la estimación con este método presentó mayor precisión en los resultados hasta de un 50 y de 89% para coeficiente único y dual respectivamente. El tratamiento agrícola como la labranza con arados y el rastreo son factores determinantes que generaron cambios estructurales en el suelo, aumentando y disminuyendo la porosidad, pero ello permitió un adecuado desarrollo del cultivo y distribución de la raíz. De la forma anterior, la porosidad asociada a la estructura y textura de las partículas de suelo, propiciaron cambios en la densidad del suelo la cual fue de suma importancia para la distribución del flujo de agua dentro de la zona radicular.

- Los principales parámetros que permitieron aproximar aún más la estimación de la percolación profunda fueron: el coeficiente de cultivo ajustado por estrés hídrico, el espesor y densidad de la franja de la zona radicular, pero sobre todo de la incidencia de la precipitación en la superficie del suelo.

## LITERATURA CITADA

- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes y M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Estudio FAO Riego y Drenaje 56, p 298. <ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/009/x0490s/x0490s.pdf> y de <ftp://ftp.fao.org/agl/aglw/docs/idp56s.pdf>. Roma, Italia. ISBN 92-5-304219-2.
- Ángeles M., V. H. Fernández C., K. M. Ba y C. Díaz D. 2002. Elementos básicos de riego presurizado para productores: Microirrigación. Universidad Autónoma del Estado de México y Universidad Autónoma de Chapingo. Toluca, Estado de México, México.
- Arauzo, M., J. A. Díez y P. J. Hernáiz. 2005. Observaciones a escala horaria del contenido de agua en la zona no saturada mediante el uso de sensores de capacitancia. *Est. Zona No Sat. Suelo* 7: 33-38.
- Arbat, G., J. Puig-Bargués, M. Duran-Ros, J. Barragán y F. Ramírez C. 2007. Distribución del agua en el suelo en riego por superficie: aplicación del código HYDRUS. *Est. Zona No Sat. Suelo* 8: 305-311.
- Bachand, P. A., S. Bachand, J. Fleck, F. Anderson, and L. Windham-Myers. 2014. Differentiating transpiration from evaporation in seasonal agricultural wetlands and the link to advective fluxes in the root zone. *Sci. Total Environ.* 484: 232-248. doi: 10.1016/j.scitotenv.2013.11.026
- Baver, L. D., W. H. Gardner y W. R. Gardner. 1980. Física de suelos. UTHEA. Nueva York, NY, USA.
- Biddoccu, M., S. Ferraris, E. Cavallo, F. Opsi, M. Previati, and D. Canone. 2013. Hillslope vineyard rainfall-runoff measurements in relation to soil infiltration and water content. *Proc. Environ. Sci.* 19, 351-360. doi: 10.1016/j.proenv.2013.06.040.
- Botey, R., J. Pérez-Arias y J. V. Moreno. 2011. Estimación del contenido de agua del suelo mediante el balance hídrico exponencial diario y comparación con medidas in situ en un típico haploxeralf en la zona centro (Madrid – España). *Est. Zona No Sat. Suelo* 10: 303-308.
- Botey F., R. y J. V. Moreno G. 2015. Metodología para estimar la humedad del suelo mediante un balance hídrico exponencial diario. Balance hídrico 2. Área de Climatología y Aplicaciones Operativas (AEMET). España.
- Bozbej, I. and E. Guler. 2006. Laboratory and field testing utilization of an excavated soil as landfill liner material. *Waste Manage.* 26: 1277-1286. doi: 10.1016/j.wasman.2005.10.014.
- Burden, R. L. y F. J. Douglas. 2002. Análisis numérico. Thompson Learning. México, D.F.
- Cheng, X., M. Huang, B. Cheng, M. Yu, and M. Shao. 2013. The differences of water balance components of Caragana korshinskii grown in homogeneous and layered soil in the desert-loess plateau transition zone. *J. Arid Environ.* 98: 10-19. doi: 10.1016/j.jaridenv.2013.07.007.
- Chin, D. A. 2008. Phenomenological models of hydrologic processes in south Florida. *J. Hydrol.* 349: 230-243. doi: 10.1016/j.jhydrolo.2007.11.003.
- Coras M., P. M. 1989. Propiedades físicas del suelo relacionadas con el riego. México. Universidad Autónoma de Chapingo, Departamento de Fitotecnia. Chapingo, Edo. de México, México.
- Domenico, P. A. and F. W. Schwartz. 1990. Physical and chemical hydrogeology. John Wiley and Sons. Hoboken, NJ, USA.
- Fan, J., A. Scheuermann, A. Guyot, T. Baumgartl, and D. A. Lockington. 2015. Quantifying spatiotemporal dynamics of root-zone soil water in a mixed forest on subtropical coastal sand dune using surface ETR and spatial TDR. *J. Hydrol.* 523: 475-488. doi:10.1016/j.jhydrolo.2015.01.064.
- Flores D., L. y J. R. Alcalá M. 2010. Manual de procedimientos analíticos, laboratorio de Física de Suelos. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. México, D. F.
- Grifoll, J. 2011. Contribución de la dispersión del vapor de agua en el suelo al proceso de evaporación. *Est. Zona No Sat. Suelo* 10: 247-252.
- Hudak, P. F. 2000. Principles of hydrogeology. Lewis Publishers. Boca Raton, FL, USA. ISBN 1-56670-500-2.
- Hunt, A. G. 2005. Percolation theory and the future of hydrogeology. *Hydrogeol. J.* 13. 202-205. doi: 10.1007/s10040-004-0405-6.

- Manzur, A. y J. Cardoso. 2015. Velocidad de evaporación del agua. *Rev. Mex. Fis.* 61: 31-34.
- Martínez V., J. J., V. M. Vaca G., M. V. Esteller A., A. González H., M. Rubí A., and F. Gutiérrez R. 2015. Mean infiltration speed in a vertisol under different tillage systems. *Terra Latinoamericana* 33: 95-99.
- Martínez-Fernández, J., A. Cano, V. Hernández-Santana y C. Morán. 2007. Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal en la cuenca del Duero. *Est. Zona No Sat. Suelo* 8: 275-280.
- Mestas V., R. M. I. García, D. Báez y A. Paz G. 2009. Estimación del consumo de agua en el cultivo del maíz, mediante el seguimiento de humedad en la zona radicular con sondas de capacitancia (FDR). *Est. Zona No Sat. Suelo* 9: 1-6.
- Návar, J., J. Mendez, R. B. Bryan, and N. J. Kuhn. 2001. The contribution of shrinkage cracks to bypass flow during simulated and natural rainfall experiments in northeastern Mexico. *Can. J. Soil Sci.* 65-74. doi: 10.4141/S00-047.
- Or, D. and J. M. Wraith. 2002. Soil water content and water potential relationships (Chapter 3). pp. 49-84. *In: A. W. Warrick (ed.). Soil physics companion.* CRC Press. Boca Raton, FL, USA. ISBN 9780849308376 - CAT# 0837.
- Pedretti, D., D. Fernández-García, X. Sánchez-Villa, M. Barahona-Palomo, and D. Bolster. 2011. Combining physical-based models and satellite images for the spatio-temporal assessment of soil infiltration capacity. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 25: 1065-1075. doi: 10.1007/s00477-011-0486-4.
- Pinheiro, E. A. R., C. A. G. Costa, and J. C. de Araújo. 2013. Effective root depth of the Caatinga biome. *J. Arid Environ.* 89, 1-4. doi: 10.1016/j.jaridenv.2012.10.003.
- Pogosyan, L., J. Diaz, A. Gastelum, B. Prado, K. Ambrosimov, and K. Romanenko. 2016. Morphological characterization and quantification of the pore space in a sequence of tepetates in Tlaxcala. *Transactions of the 15th International Conference on Soil Micromorphology.* doi: 10.13140/RG.2.2.22388.96648.
- Sahoo, B. and S. N. Panda. 2014. Rainwater harvesting options for rice-maize cropping system in rainfed uplands through root-zone water balance simulation. *Biosyst. Engin.* 124: 89-108. doi 10.1016/j.biosystemseng.2014.06.010.
- Salas-García, J., J. Gárfias, H. Llanos y R. Martel. 2011. Modelo numérico 1D de la dinámica de infiltración en la zona no saturada, acuífero del valle de Toluca. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 28: 147-160.
- Skopp, J. M. 2002. Physical properties of primary particles. pp. 1-16. *In: A. W. Warrick (ed.). Soil physics companion.* CRC Press. Boca Raton, FL, USA. ISBN 9780849308376 - CAT# 0837.
- Soldevilla-Martínez, M., M. Quemada, R. López-Urrea, R. Muñoz-Carpena, and J. I. Lizaso. 2014. Soil water balance: Comparing two simulation models of different levels of complexity with lysimeter observations. *Agric. Water Manage.* 139: 53-63. doi:10.1016/j.agwat.2014.03.011.
- Song-Hao, S. and M. Xiao-Min. 2011. A physicoempirical model for soil water simulation in crop root zone. *Pedosphere* 21: 512-521.
- Turkeltaub, T., D. Kurtzman, G. Bel, and O. Dahan. 2015. Examination of groundwater recharge with a calibrated/validated flow model of the deep vadose zone. *J. Hydrol.* 522: 618-627. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.01.026.
- USDA (United States Department of Agriculture). 2004. Soil survey laboratory methods manual. Soil Survey Laboratory Investigations Report no. 42. Lincoln, NE, USA.
- Yimer, F., I. Messing, S. Ledin, and A. Abdelkadir. 2008. Effects of different land use types on infiltration capacity in a catchment in the highlands of Ethiopia. *Soil Use Manage.* 24: 344-349. doi: 10.1111/j.1475.2743.2008.00182.x.
- Zavala, M., H. Saucedo, C. Fuentes y C. Bautista. 2012. Modelo de conductividad hidráulica para el movimiento del agua en suelos macroporosos. *Agrociencia* 46: 205-220.