نشریه آبیاری و زهکشی ایران
شماره۳، جلد ۱۳، مرداد - شهریور ۱۳۹۸، ص. ۷۶۰-۷۵۰

Iranian Journal of Irrigation and Drainage
No. 3, Vol. 13, Agu.-Sept. 2019, p. 750-760

بررسی و صحت سنجی استفاده از بهترین رابطه عمومی نفوذ در خاک‌های با بافت متوسط و سبک در دشت مشهد

مرجان قوچانیان[۱]، بیژن قهرمان[۲*]

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۷/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۸/۲۵

چکیده

تغییرات مکانی و زمانی نفوذ، مطالعات هیدرولوژی در سطوح بزرگ مانند حوضه‌ی آبریز و در سطوح کوچک مانند مدیریت سیستم‌های آبیاری، را پر هزینه، زمان‌بر و پیچیده می‌سازد. یکی از روش‌های مناسب برای تعیین رابطه‌ی کلی نفوذ، مقیاس‌سازی روابط است، که یک راه‌حل کاربردی در رابطه با مسائل تغییرپذیری خاک‌ها می‌باشد. در این مقاله، به کمک مقیاس‌سازی و با استفاده از داده‌های آزمایش‌های نفوذ، رابطه‌ی دوجمله‌ای برای نفوذ آب در سه خاک به‌دست آمده است. بیشترین مقادیر MAE و RMSE برای واسنجی رابطه‌ی پیشنهادی به‌ترتیب برابر ۰/۴۸ برای خاک شن لومی و ۰/۵۵ برای خاک لوم محاسبه شد. این مقادیر نسبت به اعماق مختلف نفوذ (از ۱۰ تا ۲۵ سانتی‌متر) از دقت بالایی برخوردارند. اگر چه ارزیابی رابطه‌ی تجربی نفوذ سه‌جمله‌ای که در پژوهش های پیشین به‌دست آمده مقادیر خطای کمتری را داشته است، اما سادگی رابطه‌ی دوجمله‌ای و کوتاه‌تر شدن محاسبات رابطه تجربی نفوذ دلیلی بر برتری آن است.

واژه های کلیدی: نفوذ، معادله دو جزئی فیلیپ، مقیاس‌سازی

مقدمه

وارد شدن آب به داخل خاک را پدیده نفوذ می‌نامند، که مهمترین ویژگی خاک از نظر کشاورزی می‌باشد. مقدار آبی که در دوره زمانی مشخص در خاک نفوذ می‌کند نفوذ تجمعی نامیده می‌شود. ارزیابی دقیق نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ که به عواملی مانند خصوصیات فیزیکی خاک، مقدار رطوبت اولیه خاک، شدت بارندگی یا مقدار آب آبیاری، شیب و زبری سطح زمین، درصد و نوع پوشش گیاهی و کیفیت آب بستگی دارد امری ضروری است. نفوذ آب به داخل خاک را می‌توان به روش‌های مختلف نظیر کرت‌های کوچک، ورودی-خروجی جریان و استوانه‌های مضاعف اندازه‌گیری نمود. حالت‌های گوناگون خیس شدن خاک، به مقدار قابل توجهی بر نفوذ آب مؤثر است. معادلات مختلفی برای تعیین چگونگی نفوذ آب به داخل خاک وجود دارد. اهمیت فرآیند نفوذ سبب گردیده است که مدل‌های گوناگونی به منظور به کمیت در آوردن این فرایند ارائه شود، که برخی مدل‌هایی هستند که بر ترسیم منحنی بین سرعت نفوذ و زمان تحلیل شده‌اند و خصوصیات فیزیکی بخصوصی از خاک را در بر نمی‌گیرند، که مدل‌های تجربی نامیده می‌شوند (مدل‌های کوستیاکوف، ۱۹۳۲؛ هورتون، ۱۹۴۰ و هولتان، ۱۹۶۱ از این دسته‌اند) و برخی دیگر بر مبنای خصوصیات فیزیکی خاک بنا شده‌اند (شامل مدل‌های گرین-آمپ، ۱۹۱۱ و فیلیپ، ۱۹۵۷).

نکته‌ای که حائز اهمیت است، تغییرپذیری مکانی خاک‌ها می‌باشد که تحلیل مسائل مربوط به جریان آب در خاک را، به‌ویژه در سطوح بزرگ مانند حوضه آبریز، مشکل می‌سازد. یک راه‌حل در برخورد با مسائل تغییرپذیری، استفاده از روش‌های مقیاس‌سازی می‌باشد. پس از ارائه‌ی مفهوم محیط‌های متشابه، توسط میلر و میلر (۱۹۵۶) که در آن مفهوم جریان متشابه را برای مقیاس‌سازی معادلات دارسی و پیوستگی مطرح کردند و اظهار داشتند که جریان آب در دو خاک متشابه تحت شرایط مرزی و اولیه مقیاس‌شده‌ی یکسان، متشابه خواهد بود، روش‌های مقیاس‌سازی زیادی به منظور غلبه بر مشکل تغییرپذیری خاک‌ها بر پایه این نظریه توسعه یافت. بنابراین، به منظور کاربردی ساختن نظریه میلر و میلر (۱۹۵۶)، واریک و همکاران (۱۹۷۷) به توسعه نظریه آن‌ها پرداختند. ولی همچنان کاربرد آن برای همه خاک‌های طبیعی محدود بود زیرا محدودیت عمده نظریه میلر و میلر (۱۹۵۶) که شباهت میکروسکوپی بین محیط‌های

۱ - دانشجوی دکتری گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
۲- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
(*- نویسنده مسئول: (Email: bijangh@um.ac.ir

متشابه است در فیزیک خاک فرض پایه بـه شـمار مـی‌رود. بنـابراین، سیمونز و همکاران (۱۹۷۹) در مورد اصلاح تخمین عامل مقیـاس روش واریـک و همکـاران (۱۹۷۷) تحقیـق کـرده و اسـتفاده از دو عامل مقیاس مختلف برای توابع هیـدرولیکی خـاک پیشـنهاد دادنـد. ووگل و همکاران (۱۹۹۱) نیز با این فرض که تغییرات مکانی توابع هیدرولیکی خاک از رفتاری خطی پیروی می‌کند، عوامل مقیاس توابع هیدرولیکی خاک را معرفی کردند.

تحقیقـات کوتیلـک و همکـاران (۱۹۹۱)، واریـک و حسـین (۱۹۹۳)، کوزاک و آهوجا (۲۰۰۵) و کوزاک و همکاران (۲۰۰۵) از دیگر کاربردهای روش‌های مقیاس‌سازی مـی‌باشـند کـه در آن‌هـا فرایندهای آبی خاک مانند نفـوذ بـرای خـاک‌هـای طبیعـی متفـاوت مقیاس‌شده‌اند. با استفاده از تحقیقات ذکر شـده، کوتیلـک و نیلسـن (۱۹۹۴) پیشنهاد کردند که منحنی مرجع می‌تواند با میانگینی از همه منحنی‌ها تعیین شود و آنگاه عامل‌های مقیاس به صورت تجربی می‌توانند به‌نحوی به‌دست آیند که هر منحنی مقیاس‌شده با حداقل خطـا روی منحنی مرجع واقع شود. این مقدمه، دلیلـی بـر بیـان اسـتفاده از روش مقیاس‌سازی برای حل‌های عمـومی معادلـه جریـان غیراشـباع (معادله ریچاردز) می‌باشد به‌نحوی که این حل عمـومی بتوانـد بـرای خاک‌ها و شرایط مختلفی به‌کـار رود. رایـج‌تـرین مـدل ریچـاردز بـه صورت زیر نمایش داده می‌شود:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial h}{\partial z} - K\right) = \frac{\partial}{\partial z}\left(D\frac{\partial \theta}{\partial z} - K\right) \quad (۱)$$

که در آن، θ درصد رطوبت حجمی خاک، h پتانسیل ماتریک، K هدایت هیدرولیکی غیراشباع، D ضریب پخشیدگی هیدرولیکی خاک، t زمان و z عمق خاک می‌باشد. K و D توابعی از θ و یا h می‌باشند.

اما از آنجا که معادله ریچاردز رابطه ای به شدت غیرخطی اسـت، بدیهی است که نیازمند روش‌های عددی پیچیده برای حل مـی‌باشـد. بنابراین، برای رفع این مشکل، با در نظر گرفتن توابعی خـاص بـرای ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌ها، روش‌های مقیاس‌سـازی بـرای حـل معادله ریچاردز توسعه یافتند. در نتیجه، می‌تـوان از یـک حـل منفـرد معادله ریچاردز برای خاک‌ها و شرایط مختلف استفاده نمود. تا کنـون روش‌های متعددی برای مقیاس‌سازی معادله ریچاردز ارائه شده است. ریشارد و همکاران (۱۹۷۲)، واریـک و آموزگـارفـرد (۱۹۷۹)، یـانگز و پـرایس (۱۹۸۱)، واریـک و همکـاران (۱۹۸۵)، اسـپوزیتو و جـوری (۱۹۸۵)، ووگـل و همکـاران (۱۹۹۱)، کوتیلـک و همکـاران (۱۹۹۱)، واریـک و حسـین (۱۹۹۳)، وو و پـن (۱۹۹۷) و صـادقی و همکـاران (۲۰۱۱) از این دست تحقیقات می‌باشند. بر این اساس، چنـین روش‌هایی می‌توانند بسیار کارآمد بوده و از پیچیـدگی و حجـم محاسـبات، به‌ویژه در سطوح تغییرپذیر، تا حد زیادی بکاهند. صادقی و همکاران (۲۰۱۲) نشان دادند که با استفاده از حل‌های مقیاس‌شـده ریچـاردز، می‌توان به مقادیر نفوذ دست یافت. قوچانیان و همکـاران (۱۳۹۶) بـا استفاده از نگرش آنان رابطه‌ای جامع برای نفوذ آب در خـاک (رابطـه ۲) ارائه کردند.

$$I^* = 0.6296 D_1^{*0.0441} t^{*0.5} + \left(-752.09 D_1^{*2} + 26.66 D_1^* + 0.3742\right) * t^* + \left(-0.045 \mathrm{Ln} D_1^* - 0.0891\right) t^{*1.5} \quad (۲)$$

که در آن

I^*: نفوذ تجمعی مقیاس‌شده

D_1^*: ضریب پخشیدگی مقیاس‌شده که تابعی از رطوبت اولیه (θ_1) می‌باشد

t^*: زمان مقیاس‌شده

رابطـه (۲) از حـل معادلـه مقیـاس شـده ریچـاردز (رابطـه ۱) و جایگذاری در معادله مقیاس شده فیلیپ (رابطه ۳) به‌دست آمده است.

$$I^* = At^{*0.5} + Bt^* + Ct^{*1.5} \quad (۳)$$

پارامترهای رابطه (۳) به شرح زیر است:

I^*: نفوذ تجمعی مقیاس‌شده

t^*: زمان مقیاس‌شده

A، B و C: ضرایب ثابت رابطـه فیلیـپ کـه بـه‌صـورت تجربـی به‌دست می‌آیند.

حل معادله فیلیپ به‌منظور محاسبه نفـوذ در زمـان‌هـای مختلـف می‌باشد. اهمیت دانستن معادلـه نفـوذ بـه جهـت تشـریح هیـدرولیک آبیاری سطحی همراه با مشکلات تعیین تخمین‌هـای قابـل اطمینـان این پارامتر به این معنی است که محققین باید وقت و هزینه زیادی را صرف کنند قبل از این که بتوانند وارد مرحله طراحی سیسـتم آبیـاری گردنـد (محبـوبی و نـادری، ۱۳۸۵). مشـکل تغییرپـذیری خـاک‌هـا اندازه‌گیری نفوذ در مقیـاس نقطـه‌ای را بسـیار دشـوار سـاخته اسـت. بنابراین فرموله کردن و حل مسائل جریان غیراشباع نیاز به استفاده از روش‌هـای غیـر مسـتقیم دارد، کـه ایـن روش‌هـا عمومـاً بـا تقریـب روش‌های حل عددی توأم می‌باشند. به‌طوری که بررسی جریان غیـر اشباع در دهه‌های اخیر یکی از مهـم‌تـرین و فعـال‌تـرین موضـوعات تحقیقاتی در فیزیک خاک و هیدرولوژی بوده است. در نتیجه، ارائـه و توسعه‌ی روش‌های نظری و تجربی برای حل این مسائل هنوز هم در حال انجام است. بنابراین استفاده از روشی که بتـوان بـدون نیـاز بـه آزمایش‌های وقت‌گیر و پُرهزینه نفوذ منجر به ارائه میزان نفـوذ آب در خاک شود روشی جدید اسـت کـه محققـان دانـش فیزیـک خـاک و هیدرولوژی همواره در پی انجام آن می‌باشند. به همین دلیـل در ایـن تحقیق با استفاده از رابطه‌ی عمومی سه جمله‌ای نفـوذ (قوچانیـان و همکاران،۱۳۹۶) و شکل دو جمله‌ای این رابطه، که مبتنی بـر معادلـه نفوذ فیلیپ می‌باشد به ارزیـابی و صـحت سـنجی ایـن روابـط بـرای استفاده در مقیاس وسیع (سطح حوضه) خواهیم پرداخت. لازم به ذکر است که معادله فیلیپ یک سری بی‌نهایت است که با استفاده از دو یا سه جمله، سری را تقریب می‌زند. اگر چه تعداد بیشتر جمـلات دقـت

معادله را بیشتر می‌کند اما طولانی شدن رابطه، استفاده کاربردی آنرا نیز محدود خواهد کرد. به همین دلیل در این پژوهش، استفاده از شکل دو جمله‌ای رابطه‌ی فیلیپ (رابطه ۴) استفاده شد.

$$I^* = At^{*0.5} + Bt^* \quad (۴)$$

مواد و روش‌ها

به‌منظور به‌دست آوردن رابطه تجربی نفوذ دوجمله‌ای و بررسی و مقایسه با رابطه تجربی نفوذ سه‌جمله‌ای (رابطه‌ی ۳)، آزمایش نفوذ روی سه بافت متفاوت خاک (لوم، شن لومی و لوم شنی) در حوضه آبریز دشت مشهد انجام شد. همچنین دو آزمایش نفوذ آب در خاک روی بافت خاک رسی از مطالعات بوهنه (۱۹۹۳) و یک آزمایش نفوذ آب در خاک روی بافت خاک شنی از مطالعات بری (۱۹۹۵) نیز جهت اطمینان بیشتر استفاده شد، خصوصیات خاک‌های مورد استفاده در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک‌های مورد مطالعه

ردیف	بافت خاک	θ1(%)	θo(%)	h_b (cm)
۱	لوم شنی	۰/۱۵	۰/۴	۱۰
۲	شن لومی	۰/۱۲	۰/۳۲۵	۱۰
۳	لوم	۰/۱	۰/۵۳۲	۱۰
۴	شن	۰/۰۸۲	۰/۳۱۲	۵۵/۰۵
۶	رس	۰/۴۵۳	۰/۵۷۸	۱۳/۱۱
۷	رس	۰/۳۹۱	۰/۵۱۶	۱۱/۴۸

θo: رطوبت مرزی در سطح خاک، θ1: رطوبت اولیه پروفیل خاک، مکش ورود هوا

برای ارائه رابطه نفوذ دوجمله‌ای از روش مقیاس‌سازی صادقی و همکاران (۲۰۱۲) استفاده شد. آن‌ها با ارائه توابع هیدرولیکی موسوم به توابع توانی- نمایی، روش مقیاس‌سازی معادله ریچاردز (رابطه۱) را پیشنهاد دادند که این توابع به شرح زیر است. روابط (۵) تا (۷) به‌ترتیب هدایت هیدرولیکی خاک، مکش خاک و ضریب پخشیدگی خاک می‌باشند.

$$K = K_S(\frac{h}{h_b})^{-v} = K_S \exp[s(\theta - \theta_s)] \quad (۵)$$

$$\begin{cases} h = h_b \exp\left[\frac{s}{v}(\theta_s - \theta)\right] & \theta \geq \theta_r \\ \theta = \theta_r & h < h_r \end{cases} \quad (۶)$$

$$D = K\frac{dh}{d\theta} = -\frac{K_S h_b}{v}\exp[\frac{s(v-1)}{v}(\theta - \theta_s)] \quad (۷)$$

که در روابط فوق، θ_s درصد رطوبت حجمی اشباع خاک، θ_rدرصد رطوبت باقی‌مانده، h_b پتانسیل ماتریک ورود هوا، h پتانسیل ماتریک خاک، K_s هدایت هیدرولیکی اشباع خاک، K هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک و s و v پارامترهای شکل این توابع می‌باشند. دلیل برتری استفاده از توابع هیدرولیکی مذکور نسبت به سایر توابع موجود، مانند بروکس و کوری (۱۹۶۴) و ون-گنوختن (۱۹۸۰) این است که رطوبت خاک می‌تواند در گستره وسیعی از θ_s تا θ_r تغییر کند و پتانسیل ماتریک متناظر با مقدار پتانسیل ماتریک ورود هوا (h_b) تا بی‌نهایت را پوشش دهد.

در این پژوهش، معادله ریچاردز در شرایط نفوذ آب به داخل خاک همگن نیمه بی‌نهایت با رطوبت مرزی بالایی ثابت θ_0 و رطوبت اولیه یکنواخت θ_1 در ستون خاک، در نظر گرفته شده است (رابطه ۸):

$$\theta(0,t) = \theta_o \ , \ \theta(z,0) = \theta_1 \quad (۸)$$

برای داده‌های مزرعه‌ای اندازه‌گیری شده z برابر با ۳۰ سانتی‌متر در نظر گرفته شد.

روش مقیاس‌سازی مورد استفاده در این تحقیق به گونه‌ای است که معادله مقیاس نشده ریچاردز در شرایط خاک واقعی (خاکی که پارامترهای آن مقیاس نشده باشد) با تقسیم‌بندی پروفیل خاک به N-1 قسمت مساوی، حل عددی گردید. سپس برای استفاده از شکل مقیاس‌شده معادله ریچاردز، از روابط هیدرولیکی مقیاس شده و شرایط مرزی و اولیه مقیاس‌شده که در ادامه به آن پرداخته شده است استفاده شد.

برای مقیاس‌سازی معادله ریچاردز (رابطه ۱)، متغیرهای مقیاس شده زیر تعریف می‌شوند (صادقی و همکاران، ۲۰۱۲):

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_1}{\theta_0 - \theta_1} \quad (۹)$$

$$h^* = \frac{h}{z_0} \quad (۱۰)$$

$$k^* = \frac{k}{k_0} \quad (۱۱)$$

$$D^* = \frac{D}{D_0} \quad (۱۲)$$

$$z^* = \frac{z}{z_0} \quad (۱۳)$$

$$t^* = \frac{k_0 t}{(\theta_0 - \theta_1)z_0} \quad (۱۴)$$

در روابط بالا، θ درصد رطوبت حجمی، θ_1 درصد رطوبت اولیه، θ_0 درصد رطوبت مرزی، D^* ضریب پخشیدگی مقیاس‌شده، D_0 ضریب پخشیدگی مرزی، z^* عمق مقیاس‌شده خاک، z عمق خاک، t

زمان نفوذ، t^* زمان مقیاس‌شده و z_0 عامل مقیاس طول می‌باشد که از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$z_0 = \frac{D_0(\theta_0-\theta_1)}{k_0} \quad (۱۵)$$

از ترکیب روابط فوق، معادله مقیاس‌شده ریچاردز حاصل می‌شود:

$$\frac{\partial \theta^*}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial z^*}\left(D^* \frac{\partial \theta^*}{\partial z^*} - K^*\right) \quad (۱۶)$$

که در آن D^* و K^*، توابعی از رطوبت بی بعد (θ^*) هستند:

$$D^* = \exp[LnD_1^*(1-\theta^*)] \quad (۱۷)$$

$$K^* = \exp[LnK_1^*(1-\theta^*)] \quad (۱۸)$$

در روابط (۱۷) و (۱۸)، D_1^* و K_1^* هر دو تابعی از رطوبت اولیه (θ_1) می‌باشند که به شکل زیر نمایش داده می‌شوند:

$$D_1^* = \exp\left(-\frac{s(v-1)}{v}(\theta_o - \theta_1)\right) \quad (۱۹)$$

$$K_1^* = \exp(-s(\theta_o - \theta_1)) \quad (۲۰)$$

شکل مقیاس‌شده، رابطه (۸) با استفاده از روابط (۹)، (۱۳) و (۱۴) به شرح زیر می‌باشد:

$$\theta^*(0,t^*)=1,\ \theta^*(z^*,0)=0 \quad (۲۱)$$

صادقی و همکاران (۲۰۱۲)، با استفاده از مطالعات واریک و حسین (۱۹۹۳)، با ارائه رابطه (۱۹) نشان دادند که در معادله مقیاس‌شده ریچاردز (رابطه ۱۶)، زمانی که برای همه حل‌های مورد نظر پارامتر D_1^* (معادله ۱۹) یکسان باشد و تأثیر نیروی ثقل در برابر نیروی مویینگی ناچیز باشد (مانند نفوذ آب در خاک نسبتاً خشک)، حل معادله ریچاردز مستقل از ویژگی‌های هیدرولیکی خاک و شرایط مرزی و اولیه است.

تقریب حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز برای نفوذ آب در خاک

۱- از آنجایی که شکل واقعی معادله ریچاردز (رابطه ۱) و شکل مقیاس شده آن (معادله ۱۶) یکسان است، بنابراین برای شرایط خاک واقعی و مقیاس نشده، با تغییر رطوبت اولیه معادله ریچاردز، به صورت عددی و با استفاده از روش المان محدود حل شد.

۲- با استفاده از حل عددی معادله ریچاردز و توابع هیدرولیکی (روابط ۶ و ۷)، نرخ نفوذ (معادله ۲۲) محاسبه شده و سپس از طریق رابطه زیر مقدار نفوذ تجمعی بدست خواهد آمد:

$$i(t) = \frac{k_1+k_2}{2dz(h_1-h_2)} + 1 \quad (۲۲)$$

k1/k2 ضریب هدایت هیدرولیکی در لایه اول و دوم تقسیم بندی شده در پروفیل خاک که نفوذ در آن صورت می‌گیرد و h پتانسیل ماتریک خاک است که از حل عددی معادله ریچاردز حاصل خواهد شد.

۳- مقادیر نفوذ تجمعی با استفاده از نرخ نفوذ (رابطه ۲۳) بدست خواهد آمد.

$$I = \frac{1}{2}(i_{n+1} + i_n)dt \quad (۲۳)$$

که i_n نرخ نفوذ در زمان n ام (cm/min)

i_{n+1} نرخ نفوذ در زمان n+1 ام (cm/min) است.

۴- پس از آن با استفاده از روابط (۱۴) و (۲۴)، مقادیر نفوذ تجمعی مقیاس خواهند شد.

$$I^* = \frac{I(t)}{(\theta_0-\theta_i)z_0} \quad (۲۴)$$

I^*= نفوذ تجمعی مقیاس‌شده

که در آن:

$$I(t) = \int_0^L [\theta(z,t) - \theta_1(z)]dz \quad (۲۵)$$

در رابطه (۲۵)، θ_1 رطوبت اولیه خاک و z عمق لایه مورد نظر در خاک می‌باشد.

بنابراین، به‌ازای هر خاک جفت نقاط (t^* و I^*) برای رسم نمودار نفوذ تجمعی تهیه خواهد شد. در مطالعات پیشین، قوچانیان و همکاران (۱۳۹۶) نشان دادند که به ازای خاک‌های با بافت متفاوت و به ازای مقدار رطوبت مشخص، نمودارهای نفوذ تجمعی مقیاس‌شده یکسان خواهد بود. در این پژوهش، با پذیرش این فرض، معادله ریچاردز برای خاک شنی حل شد و سپس مقیاس‌سازی شد. داده‌های نفوذ تجمعی مقیاس‌شده حاصل از خاک شنی با استفاده از یکی از معادلات مقیاس‌شده نفوذ که توسط واریک و همکاران (۱۹۸۵) ارائه شده و به شکل دو جزئی معادله مقیاس‌شده فیلیپ معروف است، تقریب زده شد:

$$I^* = At^{*0.5} + Bt^* \quad (۲۶)$$

رابطه (۲۶) شکل مقیاس‌شده دو جزئی معادله فیلیپ می‌باشد که در آن هر یک از ضرایب A و B به ازای D1* معین، مقدار مشخصی دارد و با تغییر D1* مقدار این ضرایب تغییر خواهد کرد. I* مقدار نفوذ تجمعی مقیاس‌شده و t^* زمان مقیاس‌شده را نشان می‌دهد. با تقریب رابطه (۲۶) به حل‌های نفوذ مقیاس‌شده حاصل از حل معادله ریچاردز، به ازای هر یک از ضرایب ثابت A و B می‌توان به رابطه ای تجربی برای شبیه‌سازی نفوذ دست پیدا کرد که این رابطه تابعی از $D1^*$ است.

ارزیابی مدل پیشنهادی برای نفوذ آب در خاک

برای ارزیابی رابطه نفوذ پیشنهاد شده، با استفاده از رابطه (۲۴)، رابطه نفوذ از مقیاس خارج خواهد شد. سپس با داده‌های اندازه‌گیری شده مزرعه‌ای که از دشت مشهد اندازه‌گیری شد، همچنین داده‌های بوهنه و همکاران (۱۹۹۳) و بری و همکاران (۱۹۹۵) مقایسه رابطه تجربی نفوذ انجام شد. داده‌های مزرعه‌ای مورد استفاده در این پژوهش در شرایط بار آبی ثابت ۱۰ سانتی‌متر انجام شد. بوهنه و همکاران (۱۹۹۳) از شبیه‌ساز باران برای آزمایش نفوذ استفاده کردند و گزارش کردند که زمان اندکی پس از شروع آزمایش (۴ تا ۶ دقیقه)، سطح خاک غرقاب و رواناب جاری خواهد شد. این داده‌ها برای خاک

رسی کشت شده و خاک رسی بدون پوشش گیاهی اخذ شدند. در آزمایش بری و همکاران (۱۹۹۵) ارتفاع ناچیز آب حدود ۲ سانتی‌متر در سطح خاک ثابت نگه داشته‌شد.

دقت مدل پیشنهادی با استفاده از معیار ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و میزان میانگین مطلق خطا (MAE) طبق تعاریف زیر به صورت کلی مورد بررسی قرار گرفت:

$$RMSE = \frac{1}{N}\sqrt{(I^*_{(Scaled)i} - I^*_{(emprical)i})^2} \quad (۲۷)$$

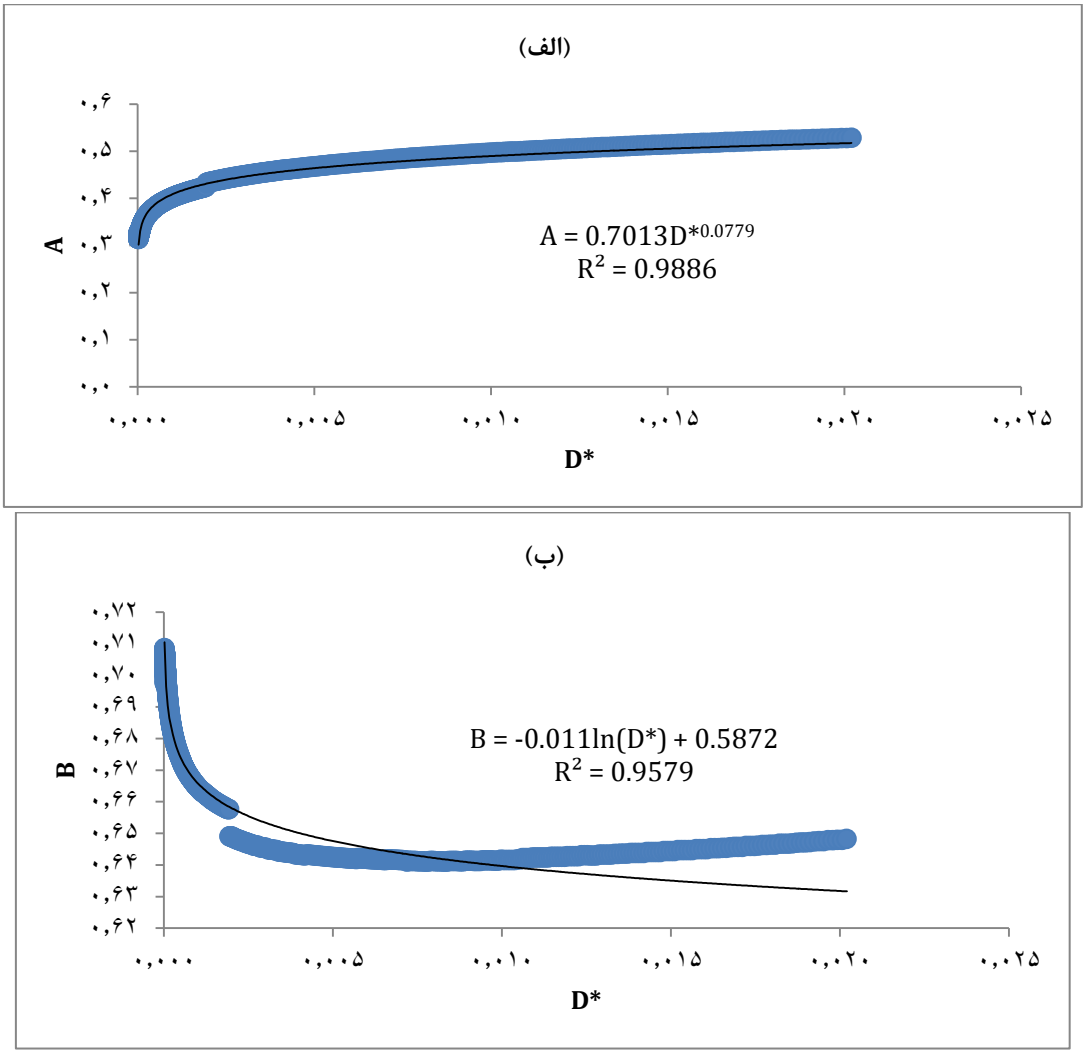
$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{n}\left|I^*_{(Scaled)i} - I^*_{(emprical)i}\right| \quad (۲۸)$$

در این معادلات، N نقاط بررسی شده (تعداد لایه‌های تقسیم بندی شده در پروفیل خاک)، $I^*_{(Scaled)i}$ مقادیر نفوذ حاصل از حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز و $I^*_{(emprical)i}$ مقادیر نفوذ حاصل از نتایج مدل پیشنهادی تجربی است.

نتایج و بحث

ارائه مدل تجربی برای نفوذ آب در خاک حاصل از حل معادله ریچاردز با استفاده از مقیاس‌سازی

همانطور که بیان شد، ضرایب رابطه (۲۶) تنها تابعی از D_1^* می‌باشند. بنابراین، در شکل ۱، به‌منظور استفاده از نتایج حل‌های مقیاس‌شده نفوذ، D_1^* های مختلف با رطوبت مرزی ثابت و رطوبت اولیه‌ی متغیر با استفاده از رابطه تغییرات بین D_1^*، هر یک از پارامترهای ثابت رابطه (۲۳) شبیه‌سازی شدند و نتایج آن به‌صورت مجزا برای تغییرات هر یک از سه پارامتر ثابت رابطه ۲۶ (ضرایب A و B) نسبت به D_1^* نشان داده شده است. در هر یک از این شکل‌ها، بهترین رابطه غیر خطی با بیشترین ضریب تبیین R^2 در نظر گرفته شده است.



شکل ۱- تغییرات پارامترهای ثابت معادله دوجزئی فیلیپ با D_1^* - تغییرات A ضریب ثابت جمله اول از معادله دو جزئی فیلیپ با D_1^* (شکل الف) و تغییرات B ضریب ثابت جمله دوم از معادله دوجزئی فیلیپ با D_1^* (شکل ب)

با قرار دادن روابط غیر خطی به‌دست آمده حاصل از نمودارهای شکل ۱ در معادله مقیاس‌شده فیلیپ (۲۶)، رابطه (۲۹) حاصل خواهد شد.

$$I^* = (0.7013(D^*)^{0.0779}) \times t^{*0.5} + (-0.011 \times ln(D^*) + 0.5872) \times t^* \quad (۲۹)$$

در ادامه با استفاده از شاخص آماری RMSE و MAE عملکرد رابطه تجربی پیشنهادی نفوذ (۲۹) سنجیده شد.

صحت سنجی رابطه تجربی معادله مقیاس‌شده نفوذ آب در خاک

با توجه به شرایط حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز، رابطه پیشنهادی (۲۹)، زمانی قابل کاربرد خواهد بود که رطوبت اولیه خاک (θ_1) یکنواخت، رطوبت سطح خاک (θ_0) ثابت و بار آبی روی سطح خاک (h_0) نیز مقداری ثابت باشد. با در نظر گرفتن این شرایط، رابطه (۲۹) را از شکل مقیاس‌شده خارج خواهد شد. برای این منظور، از رابطه بین نفوذ تجمعی مقیاس‌شده و نفوذ تجمعی واقعی (۲۰) استفاده گردید. رابطه تجربی نفوذ پیشنهادی (۲۹)، در ترکیب با روابط (۱۱)، (۱۶) و (۲۰) از شکل مقیاس‌شده خارج شد و به صورت زیر به‌دست آمد:

$$I = \left[0.7013(D^*)^{0.0779}\left(\frac{k_0 t}{(\theta_0-\theta_1)z_0}\right)^{0.5} + (-0.011 \times ln(D^*) + 0.5872)\left(\frac{k_0 t}{(\theta_0-\theta_1)z_0}\right)\right] Z_o(\theta_o - \theta_1) \quad (۳۰)$$

مقادیر v و s در جدول ۲ ارائه شده است. k_0 هدایت هیدرولیکی در سطح خاک (k (θ_o)) می‌باشد که با استفاده از رابطه (۵) محاسبه می‌شود، z_0 عامل مقیاس طول می‌باشد و با استفاده از رابطه (۱۵) محاسبه شده و در جدول ۳ ارائه شده است. لازم به ذکر است که اعداد جدول ۲، برای هر خاک به ازای تمام رطوبت‌ها یکسان می‌باشد.

مقادیر نفوذ واقعی حاصل از رابطه (۳۰)، شکل مقیاس نشده رابطه ۲ و داده‌های نفوذ استفاده شده در این پژوهش در شکل‌های ۲ تا ۴ رسم شده است. دو معیار RMSE و MAE بین مقادیر نفوذ واقعی حاصل از حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز برای هر یک از دو معادله دو جمله‌ای و سه جمله‌ای و مقادیر نفوذ اندازه‌گیری شده در جدول ۳ ارائه شده است. بیشترین مقدار RMSE محاسبه شده برابر ۰/۵۵، برای خاک لومی و برای معادله نفوذ دو جمله‌ای می‌باشد. بیشترین مقدار MAE نیز برابر ۰/۵ و برای خاک شن لومی در معادله نفوذ دو جمله‌ای محاسبه شد. این مقادیر قابل قبولی برای اختلاف بین دو دسته از مقادیر نفوذ تجمعی و داده‌های اندازه‌گیری شده با عمق نفوذ به‌ترتیب ۲۰ سانتی‌متر و ۱۲ سانتی‌متر می‌باشد. همانطور که در شکل‌های ۲ تا ۴ و جدول ۳ قابل مشاهده است اگر چه رابطه نفوذ سه جمله ای میزان خطای کمتری را برآورد کرده است اما با در نظر گرفتن بیشترین خطاهای محاسبه شده نسبت به اعماق نفوذ اندازه‌گیری شده رابطه دو جمله ای نیز از دقت قابل قبولی برخوردار است. بنابراین، هر دو رابطه ی دو جزئی و سه جزئی حاصل از حل مقیاس‌شده معادله ریچاردز برآورد منطقی از مقادیر نفوذ تجمعی داشته‌اند اما برتری رابطه دوجمله ای بر سه جمله ای کمتر بودن حجم محاسبات آن است.

جدول ۲- پارامترهای شکل توابع هیدرولیکی (صادقی و همکاران، ۲۰۱۲)

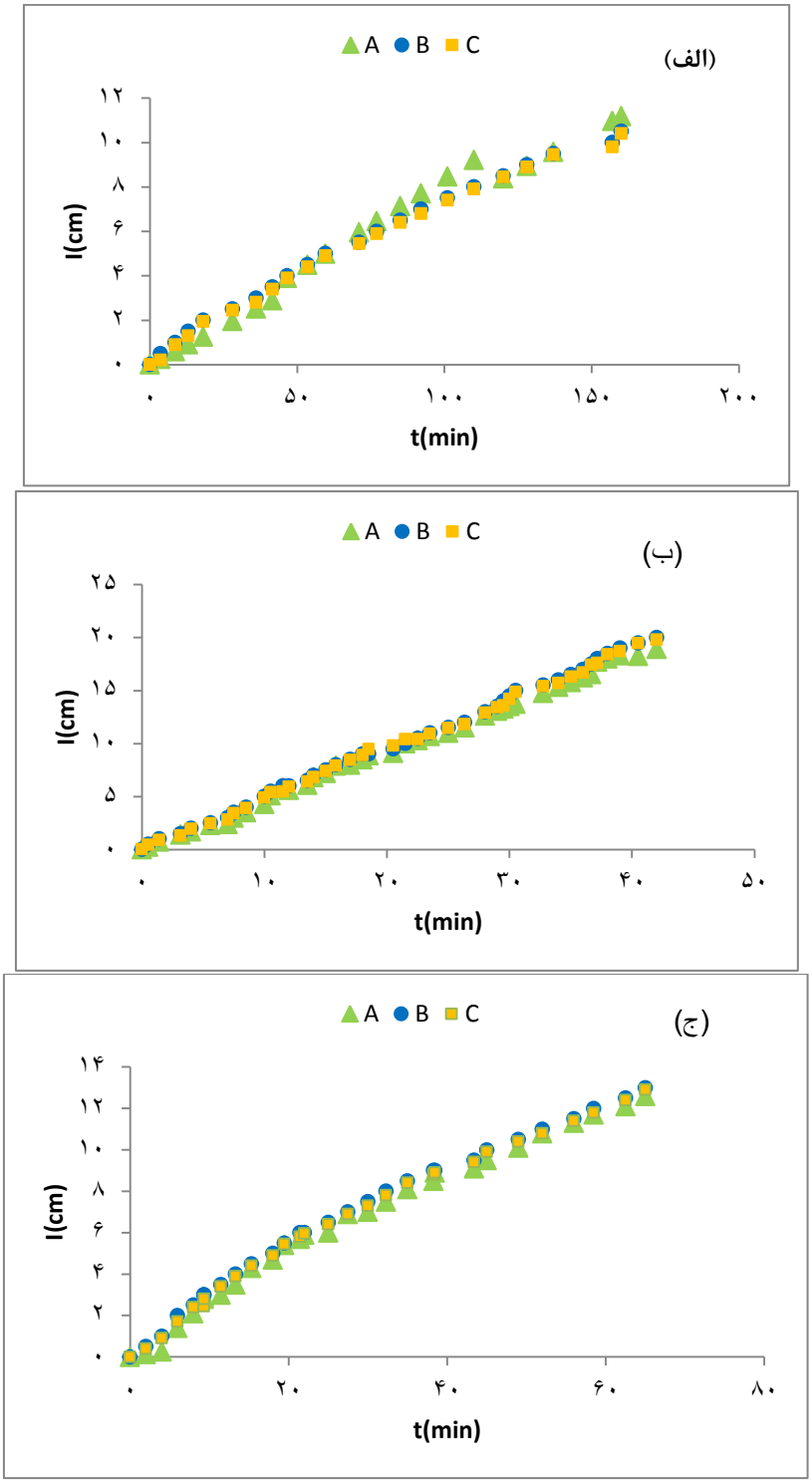
کد خاک	v	s
۳۱۴۲	۴/۴۳	۲۷/۹۵
۲۶۸۰	۲/۳۱	۴۱/۲۳
۱۳۶۰	۲/۰۵	۶۴/۰۵
۱۴۰۰	۱/۶۹	۶۰/۸۰

جدول ۳- مقادیر k_0 و z_0 برای خاک‌های شنی، لوم، رسی و رس سیلتی (قوچانیان و همکاران،۱۳۹۶)

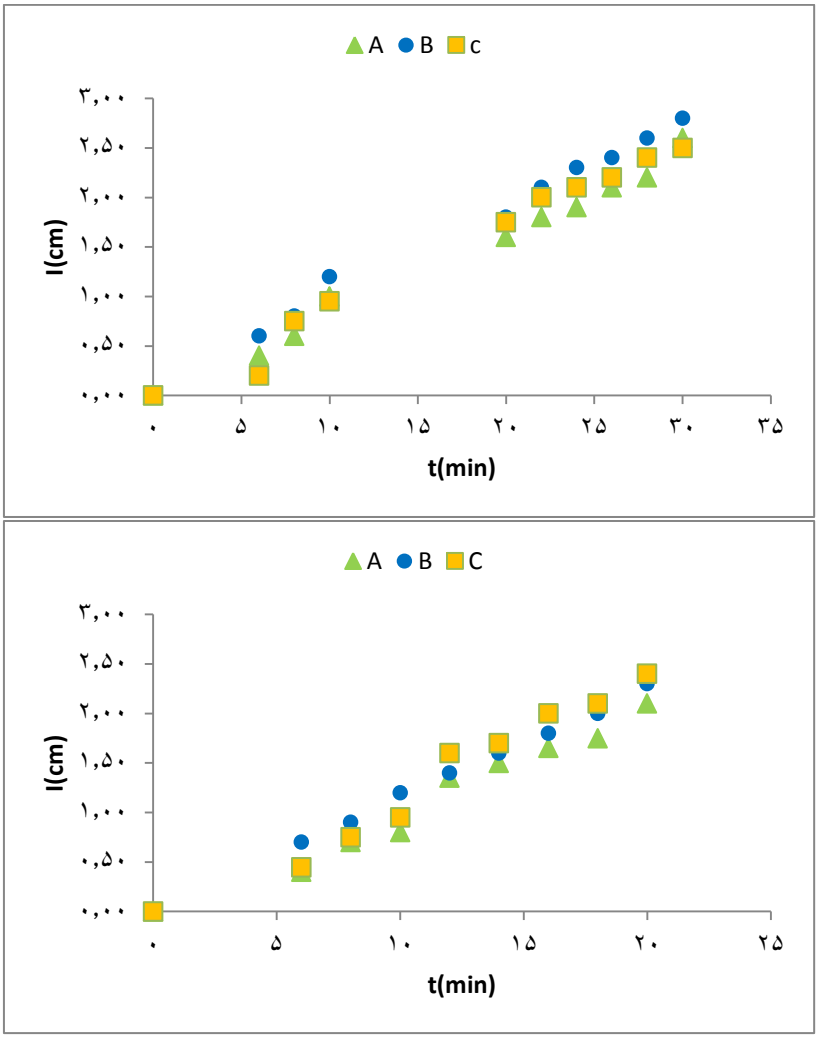
بافت خاک	Z0(cm)	Ko(cm/min)
شنی	۰/۶۳	۰/۰۱
رس سیلتی	۳/۱۲	۰/۰۱
لوم	۱/۷۸	۰/۰۱
رسی	۳/۵۹	۰/۰۱

جدول ٤- میزان میانگین مطلق خطای و ریشه میانگین مربعات خطا برای سه بافت مختلف

نوع خاک	MAE(A)	RMSE(A)	MAE(B)	RMSE(B)
لوم	۰/۴۵	۰/۵۵	۰/۱	۰/۱۱
لوم شنی	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۱۴	۰/۱۷
شن لومی	۰/۴۸	۰/۵	۰/۱۷	۰/۲۱
شن	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۱۸	۰/۲
رسی (۱/۱)	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۱۵	۰/۱۸
رسی (۱/۵)	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۱۷



شکل ۲- مقایسه منحنی‌های نفوذ حاصل از حل عددی معادله ریچاردز برای معادله دو جمله‌ای (نقاط A)، مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذ حاصل از داده‌های مزرعه‌ای (نقاط B) و مقادیر نفوذ حاصل از حل عددی معادله ریچاردز برای معادله سه جمله‌ای (نقاط C)- شکل الف مربوط به خاک لومی، شکل ب مربوط به خاک شن لومی و شکل ج مربوط به خاک لوم شنی



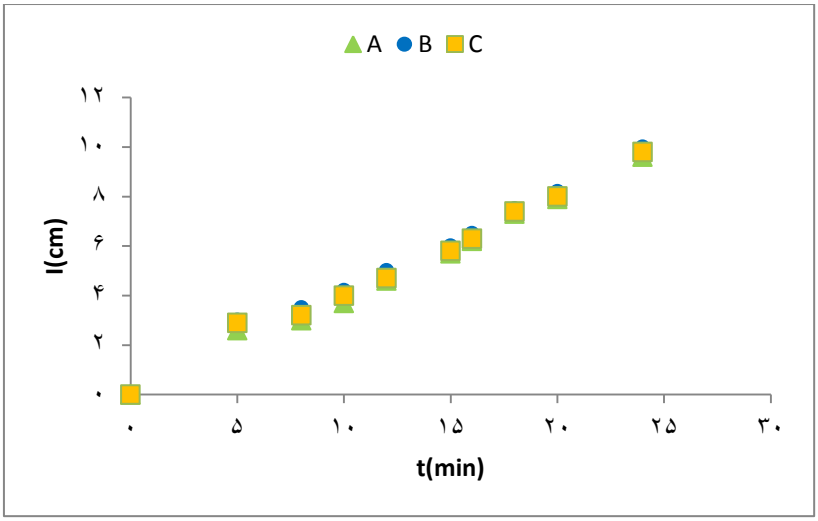
شکل۳- مقایسه منحنی‌های نفوذ حاصل از حل عددی معادله ریچاردز برای معادله دو جمله‌ای(نقاط A)، مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذ حاصل از داده‌های بوهنه و همکاران (نقاط B) و حاصل از حل عددی معادله ریچاردز برای معادله سه جمله‌ای(نقاط C)- شکل الف مربوط به خاک رسی (آزمایش ۱/۱)، شکل ب مربوط به خاک رسی (آزمایش ۱/۵)

در جدول ۳، MAE میزان میانگین مطلق خطا و RMSE ریشه میانگین مربعات خطا می‌باشد و این میزان خطا برای سناریو A نشان‌دهنده رابطه دو جمله‌ای (رابطه۳۰) و برای سناریو B نشان‌دهنده رابطه سه جمله‌ای (شکل مقیاس‌نشده رابطه ۲) می‌باشد.

نتیجه‌گیری

از آنجا که تعیین رابطه‌ی نفوذ برای هر بافت خاک، منحصر به آن خاک با ویژگی‌های مخصوص به خودش است بنابراین انجام آزمایش نفوذ برای هر خاک باید به‌صورت مجزا انجام گیرد. بنابراین داشتن روابطی که نیاز به انجام آزمایش‌های نفوذ نداشته باشد می‌تواند بسیار کارساز و موثر باشد. در این تحقیق، ضمن استفاده از روش مقیاس‌سازی معادله ریچاردز برای استفاده از حل عمومی آن، رابطه‌ای تجربی برای فرایند نفوذ آب در خاک ارائه شد که می‌توان آن را در شرایط مرزی یکسان (به واسطه ثابت بودن بار آبی در سطح خاک)، شرایط اولیه متفاوت (رطوبت اولیه متغیر در پروفیل خاک) و بار آبی ثابت در سطح خاک به‌کار برد. استفاده از این روش به‌منظور کاربرد روش‌های مقیاس‌سازی در خاک‌های طبیعی که فرض تشابه در آن‌ها به ندرت اعتبار می‌یابد، کمک قابل ملاحظه‌ای می‌کند. در این پژوهش ضمن مقایسه روابطی که در پژوهش‌های پیشین انجام گرفته است (ارائه رابطه‌ی سه جمله‌ای تجربی نفوذ)، مشاهده شد که استفاده از رابطه‌ی تجربی دوجمله‌ای نفوذ (مدل ارائه شده) نیز می‌تواند تخمین قابل قبولی از مقادیر نفوذ آب در خاک ارائه دهد. بر این اساس و به دلیل سادگی کاربرد، رابطه تجربی پیشنهادی به عنوان جایگزینی برای سایر معادلات تجربی نفوذ و حتی برای

رابطه‌ی سه‌جمله‌ای ارائه شده در مطالعات قبلی، برای کاربردهای عملی که با استفاده از حل معادله ریچاردز ارائه شده است پیشنهاد می‌شود.



شکل ٤- مقایسه منحنی‌های نفوذ حاصل از حل عددی معادله ریچاردز برای معادله دو جمله‌ای (نقاط A)، مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذ حاصل از داده‌های بری و همکاران (نقاط B) و حاصل از حل عددی معادله ریچاردز برای معادله سه جمله‌ای (نقاط C)- مربوط به خاک شنی

منابع

قوچانیان، م.، قهرمان، ب.، ضیائی، ع.، صادقی، م. ۱۳۹۶. ارائه رابطه‌ای جامع برای نفوذ آب در خاک بر پایه روش مقیاس‌سازی. نشریه آبیاری و زهکشی. ۱۲. ۱: ۱۵۳-۱۶۴.

محبوبی، ع.ا.، نادری، ع. ا. ۱۳۸۵. فیزیک خاک کاربردی. چاپ چهارم، دانشگاه بوعلی سینا.

Barry D.A., Parlange J.Y., Haverkamp R. and Ross P.J. 1995. Infiltration under ponded conditions: 4. An explicit predictive infiltration formula. Soil Science, 160(1): 8-17.

Bohne K., Roth C., Leij F.J. and van Genuchten M.Th. 1993. Rapid method for estimating the unsaturated hydraulic conductivity from infiltration measurements. Soil Science, 155(4): 237-244.

Brooks R.H. and Corey A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrolo. Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins.

Darcy H.1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon: Exposition et application.Victor Dalmont.

Green W.H and Ampt G.A. 1911. Studies of soil physics Part I: The flow of air and water through soils. Journal of Agricultural Sciences, 4(1): 1-24.

Holtan H.N. 1961. A concept for infiltration estimates in watershed engineering. USDAARS, pp. 41-51.

Horton R.E. 1940. An approach toward a physical interpertation of infiltration capacity. Soil Science Soc iety of America Proceedings, 5: 399-417.

Kostiakov A.N. 1932. On the dynamics of coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from dynamic point of view for purposes of amelioration. Transactions of the 6th Communication of the International Society of Soil Sciences, Part A., pp. 17-21.

Kozak J.A. and Ahuja L.R.2005. Scaling of infiltration and redistribution of water across soil textural classes. Soil Science Society of America Proceedings. 69:816-827.

Kozak J.A., Ahuja L. R., Ma L. and Green T.R. 2005. Scaling and estimation of evaporation and transpiration of water across soil textural classes. Vadose Zone Jouarnal.4:418-427.

Kutilek M. and Nielsen D.R. 1994. *Soil Hydrology*. Catena, Germany.

Kutilek M., Zayani K., Haverkamp R., Parlange J.Y. and Vachaud G. 1991. Scaling of Richards' equation under invariant flux boundary conditions. *Water Resources Research, 27: 2181-2185.*

Miller E.E. and Miller R.D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27: 324-332.

Philip J.R. 1957. The theory of infiltration 3: Moisture profiles and relation to experiment. Soil Science, 84:163-178.

Reichardt K., Nielsen D.R. and Biggar J.W. 1972. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous

Water Resources Research, 27: 2735-2741.

Warrick A.W., Mullen G.J., and Nielsen D.R. 1977. Scaling of field measured hydraulic properties using a similar media concept. Water Resources Research, 13: 355-362.

Warrick A.W. and Amoozegar-Fard A. 1979. Infiltration and drainage calculations using spatially

scaled hydraulic properties. Water Resources Research, 15: 1116-1120.

Warrick A.W., Lomen D.O. and Yates S.R. 1985. A generalized solution to infiltration. Soil Science Society of America Journal, 49: 34-38

Warrick A.W., and Hussein A.A. 1993. Scaling of Richards' equation for infiltration and drainage. Soil Science Society of America Journal, 57: 15-18.

Wu L. and Pan L. 1997. A generalized solution to infiltration from single-ring infiltrometers by

scaling. Soil Science Society of America Journal, 61: 1318-1322.

Youngs E.G. and Price R.I. 1981. Scaling of infiltration behavior in dissimilar porous materials, Water Resources Research, 17: 1065-1070.

soils. Soil Science Society of America Journal, 36: 241-245.

Sadeghi M., Ghahraman B., Davary K., Hasheminia S.M.and Reichardt K. 2011. Scaling to generalize a single solution of Richards' equation for soil water redistribution. Scientia Agricola, 68(5): 582-591.

Sadeghi M., Ghahraman B., Ziaei A.N., Davary K.and Reichardt K. 2012. Invariant solutions of Richards' equation for water movement in dissimilar soils. Soil Science Society of America Journal, 76: 1-9.

Simmons C.S., Nielsen D.R. and Bigger J.W. 1979. Scaling field measured soil-water properties. I. Methodology. II. Hydraulic conductivity and flux. Hilgardia. 47-173.

Sposito G.and Jury W.A. 1985. Inspectional analysis in the theory of water flow through unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 49: 791-798.

Van Genuchten M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44: 892-898.

Vogel T., Cislerova M., and Hopmans J.W. 1991. Porous media with linearly hydraulic properties.

Iranian Journal of Irrigation and Drainage
No. 3, Vol. 13, Agu.-Sept. 2019, p. 750-760

نشریه آبیاری و زهکشی ایران
شماره۳، جلد ۱۳، مرداد - شهریور ۱۳۹۸، ص. ۷۶۰-۷۵۰

Investigating and Verifying the Use of the Best General Infiltration Relation in Soils of Medium and Light Texture in Mashhad Plain

M. Qouchanian[1], B. Ghahraman [2*]

Recived: Oct.15, 2018 Accepted: Nov.16, 2018

Abstract

Spatial and temporal infiltration, hydrological studies at large levels such as catchment areas and at small levels, such as managing irrigation systems, are costly, time consuming and complicated. One of the proper methods for determining the general relationship of penetration is the scaling of relationships, which is a practical solution to the problem of soil variability. In this paper, with the aid of scaling and using penetration testing data, a binomial relation was obtained for water penetration in three soils. Maximum MAE and RMSE values for calibration of the proposed relationship were calculated to be 0.48 and 0.55 respectively. These values are highly accurate to the depths of penetration (10 to 25 cm). Although the evaluation of the empirical relationship between the three-dimensional In fluence that was obtained in previous studies has less error rates, the simplicity of the binomial relationship and the shorter computing of the empirical relationship of reasoning infiltration on Its superiority.

Keywords: Infiltration, Philip two-dimensional equation, scaling

1- Ph.D. Student Department of Water Engineering ,College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad
2- Professor Department of Water Engineering ,College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad
(*- Corresponding Author Email: bijangh@um.ac.ir)