

ارایه رابطه‌ای جامع برای نفوذ آب در خاک بر پایه روش مقیاس‌سازی

مرجان قوچانیان^۱، بیژن قهرمان^{۲*}، علی نقی ضیایی^۳، مرتضی صادقی^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۶/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۷/۱۱

چکیده

نفوذپذیری از مهم‌ترین پارامترهای فیزیکی خاک است، که نقش مهمی در چرخه هیدرولوژی ایفا می‌کند. تغییرپذیری مکانی خاک‌ها در تحلیل مسایل مربوط به جریان آب در خاک، در سطوح بزرگ مانند حوضه آبریز کاری بسیار مشکل و پرهزینه است. استفاده از روش‌های مقیاس‌سازی راه‌حلی کاربردی در رابطه با مسایل تغییرپذیری خاک‌ها می‌باشد. بعد از ارایه نظریه محیط‌های متشابه، روش‌های مقیاس‌سازی برای غلبه بر مشکل تغییرپذیری خاک‌ها ارایه شدند. در این تحقیق، معادله ریچاردز در گستره وسیع رطوبتی (رطوبت اشباع تا مقدار باقی‌مانده رطوبت) برای خاک‌های شنی حل شد و با استفاده از مقیاس‌سازی نتایج حاصل از حل این معادله، مقادیر نفوذ تجمعی مقیاس‌شده ارایه شد. این مقادیر با شکل سه‌جمله‌ای معادله فیلپ تقریب زده شد و با استفاده از مدل‌های رگرسیونی، به ازای هر جمله از این معادله، رابطه‌ای تجربی برای نفوذ آب در خاک ارایه شد. سپس با استفاده از دو خاک شنی و رسی و در رطوبت مشخص، عملکرد رابطه‌ی تجربی برای دو سناریوی زمان مقیاس‌شده ۰/۱ و ۰/۰۱ که شامل زمان‌های کوتاه و طولانی می‌باشند سنجیده شد. از میان چهار سناریوی موجود، بیش‌ترین مقدار خطای جذر میانگین مربعات برابر ۰/۰۵۳ برای خاک رسی و برای زمان‌های طولانی به‌دست آمد. علت بالا بودن این معیارنسبت به سایر سناریوها، تاثیر نیروی ثقل در زمان‌های طولانی محاسبه شده بود که شرط کاربرد روش مقیاس‌سازی مورد استفاده در پژوهش، عدم تاثیر نیروی ثقل بر نیروی موینگی می‌باشد. همچنین، رابطه نفوذ ارایه شده با مقایسه داده‌های مزرعه‌ای اندازه‌گیری شده توسط بری و همکاران (Barry et al., 1995) روی خاک شنی با ارتفاع ثابت آب روی سطح خاک و بوهنه و همکاران (Bohne et al., 1993) که با استفاده از شبیه‌ساز باران، آزمایش نفوذ را انجام دادند، روی دو خاک رسی در شرایط کشت شده و بدون پوشش مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد که رابطه مذکور قادر است تخمین قابل‌قبولی (با بیش‌ترین خطای جذر میانگین مربعات ۳٪) نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذ آب در خاک ارایه دهد.

واژه‌های کلیدی: معادله ریچاردز، معادله سه جزیی فیلپ، مقیاس‌سازی، نفوذ

مقدمه

ورودی - خروجی جریان و استوانه‌های مضاعف اندازه‌گیری نمود. حالت‌های گوناگون خیس شدن خاک، به مقدار قابل‌توجهی بر نفوذ آب موثر 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 فرآیند ارایه گردد، که برخی مدل‌هایی هستند که بر ترسیم منحنی بین سرعت نفوذ و زمان تحلیل شده‌اند و خصوصیات فیزیکی به‌خصوصی از خاک را در بر نمی‌گیرند، که مدل‌های تجربی نامیده می‌شوند (مدل‌های کوستیاکوف (Kostiakov., 1932)؛ هورتون (Horton., 1940) و هولتان (Holtan., 1961) از این دسته‌اند) و برخی دیگر بر مبنای خصوصیات فیزیکی خاک بنا شده‌اند (شامل مدل‌های گرین - آمپ (Green and Ampt., 1911) و فیلپ (Philip., 1957)).

نکته‌ای که حایز اهمیت است، تغییرپذیری مکانی خاک‌ها می‌باشد که تحلیل مسایل مربوط به جریان آب در خاک را، به‌ویژه در سطوح بزرگ مانند حوضه آبریز، مشکل می‌سازد. یک راه‌حل در برخورد با مسایل تغییرپذیری، استفاده از روش‌های مقیاس‌سازی می‌

وارد شدن آب به داخل خاک را پدیده نفوذ می‌نامند، که مهم‌ترین ویژگی خاک از نظر کشاورزی می‌باشد. مقدار آبی که در یک 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،

- ۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
 - ۲- استاد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
 - ۳- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
 - ۴- استادیار دانشگاه یوتا
- *- نویسنده مسئول: (Email: bijangh@um.ac.ir)

نحوی که این حل عمومی بتواند برای خاک‌ها و شرایط مختلفی به کار رود. رایج‌ترین مدل ریچاردز به صورت رابطه ۱ نمایش داده می‌شود:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} - K \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \right) \quad (1)$$

اما از آن‌جا که معادله ریچاردز یک رابطه به شدت غیرخطی است، بدیهی است که نیازمند روش‌های عددی پیچیده برای حل می‌باشد. بنابراین، برای رفع این مشکل، با در نظر گرفتن توابعی خاص برای ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌ها، روش‌های مقیاس‌سازی برای حل معادله ریچاردز توسعه یافتند. در نتیجه، می‌توان از یک حل منفرد معادله ریچاردز برای خاک‌ها و شرایط مختلف استفاده نمود. تاکنون روش‌های متعددی برای مقیاس‌سازی معادله ریچاردز ارائه شده است. ریشارد و همکاران، واریک و آموزگارفرد، یانگز و پرایس، واریک و همکاران، اسپوزیتو و جوری، ووگل و همکاران، کوتلیک و همکاران، واریک و حسین، وو و پن و صادقی و همکاران از این دست تحقیقات می‌باشند (Reichardt et al., 1972; Warrick and Amoozegar-Fard., 1979; Youngs and Price., 1981; Warrick et al., 1985; Sposito and Jury., 1985; Vogel et al., 1991; Kutilek et al., 1991; Warrick and Hussein., 1993; Wu and Pan., 1997; Sadeghi et al., 2012). بر این اساس، چنین روش‌هایی می‌توانند بسیار کارآمد باشند و از پیچیدگی و حجم محاسبات، به ویژه در سطوح تغییرپذیر، تا حد زیادی بکاهند. صادقی و همکاران نشان دادند که با استفاده از حل‌های مقیاس‌شده ریچاردز، می‌توان به مقادیر نفوذ دست یافت. در تحقیق حاضر، از نگرش آنان استفاده شد و رابطه‌ای جامع برای نفوذ آب در خاک ارائه شد (Sadeghi et al., 2012).

مواد و روش‌ها

به منظور حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز، چهار خاک غیر متشابه با بافت کاملاً متفاوت (از شن تا رس) مورد مطالعه قرار گرفتند. اطلاعات خاک‌های مورد استفاده در جدول ۱ آورده شده است. داده‌های این چهار خاک از بانک خاک UNSODA از مطالعات لیج و همکاران (Leij et al., 1999) گرفته شد.

باشد. پس از آرایه‌ی مفهوم محیط‌های متشابه، توسط میلر و میلر (Miller and Miller., 1956) که در آن مفهوم جریان متشابه را برای مقیاس‌سازی معادلات دارسی (Darcy., 1856) 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 خاک-ها بر پایه این نظریه توسعه یافت. بنابراین، به منظور کاربردی ساختن نظریه میلر و میلر (Miller and Miller., 1956)، واریک و همکاران (Warrick et al., 1977) به توسعه نظریه آن‌ها پرداختند. ولی همچنان کاربرد آن برای همه خاک‌های طبیعی محدود بود زیرا محدودیت عمده نظریه میلر و میلر (Miller and Miller., 1956) که شباهت میکروسکوپی بین محیط‌های متشابه بود، در این نظریه فیزیک فرض پایه به شمار می‌رفت. بنابراین، سیمونز و همکاران (Simmons et al., 1979) در مورد اصلاح تخمین عامل مقیاس روش واریک و همکاران (Warrick et al., 1977) تحقیق کرده و استفاده از دو عامل مقیاس مختلف برای توابع هیدرولیکی خاک پیشنهاد دادند. ووگل و همکاران نیز با این فرض که تغییرات مکانی توابع هیدرولیکی خاک از رفتاری خطی پیروی می‌کند، عوامل مقیاس توابع هیدرولیکی خاک را معرفی کردند (Vogel et al., 1991).

تحقیقات کوتلیک و همکاران (Kutilek., 1991)، واریک و حسین (Warrick and Hussein., 1993)، کوزاک و آهوچا (Kozak and Ahuja., 2005) و کوزاک و همکاران (Kozak et al., 2005) از دیگر کاربردهای روش‌های مقیاس‌سازی می‌باشند که در آن‌ها فرایندهای آبی خاک مانند نفوذ برای خاک‌های طبیعی متفاوت مقیاس‌شده‌اند. با استفاده از تحقیقات ذکر شده، کوتلیک و نیلسن (Kutilek and Nielsen., 1994) پیشنهاد کردند که منحنی مرجع می‌تواند با یک میانگین از همه منحنی‌ها تعیین شود و آنگاه عامل‌های مقیاس به صورت تجربی می‌توانند به نحوی به دست آیند که هر منحنی مقیاس-شده با حداقل خطا روی منحنی مرجع واقع شود. این مقدمه، دلیلی بر بیان استفاده از روش مقیاس‌سازی برای حل‌های عمومی معادله جریان غیراشباع (معادله ریچاردز) می‌باشد به

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک‌های مورد مطالعه

| Ks (cm/day) | h_b (cm) | θ_r (%) | θ_s (%) | بافت خاک | کد خاک |
|----------------|---------------|----------------|----------------|----------|--------|
| ۳۵ | ۲۱/۵ | ۰/۰۶۵ | ۰/۳۵۵ | شن | ۳۱۴۲ |
| ۷۶ | ۵/۴ | ۰/۰۲۵ | ۰/۵۹۳ | لوم | ۲۶۸۰ |
| ۰/۳۵ | ۵۵/۶ | ۰/۰۰ | ۰/۴۳۹ | رس سیلتی | ۱۳۶۰ |
| ۰/۲۰ | ۶۶/۲۳ | ۰/۰۰ | ۰/۴۳۹ | رس | ۱۴۰۰ |

θ_r و θ_s : درصد حجمی رطوبت اشباع و رطوبت باقی‌مانده، h_b : پتانسیل ماتریک ورود هوا و k_s : هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می‌باشند.

با رطوبت اشباع است، و رطوبت اولیه یکنواخت θ_1 ، که معادل با نفوذ تجمعی است، در نظر گرفته شده است (رابطه ۵):

$$\theta(o, t) = \theta_o, \quad \theta(z, o) = \theta_1 \quad (5)$$

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

برای مقیاس‌سازی معادله ریچاردز (رابطه ۱)، رابطه متغیرهای مقیاس‌شده ۶ تا ۱۱ تعریف می‌شوند (Sadeghi et al., 2012):

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_1}{\theta_o - \theta_1} \quad (6)$$

$$h^* = \frac{h}{z_o} \quad (7)$$

$$k^* = \frac{k}{k_o} \quad (8)$$

$$D^* = \frac{D}{D_o} \quad (9)$$

$$z^* = \frac{z}{z_o} \quad (10)$$

$$t^* = \frac{k_o t}{(\theta_o - \theta_1) z_o} \quad (11)$$

در روابط بالا، θ درصد رطوبت حجمی، θ_1 درصد رطوبت اولیه، θ_o درصد رطوبت مرزی، D^* ضریب پخشیدگی مقیاس‌شده، D_o ضریب پخشیدگی مرزی، z^* عمق مقیاس‌شده خاک، z عمق خاک، t^* زمان نفوذ، t زمان مقیاس‌شده و z_o عامل مقیاس طول می‌باشد که از رابطه ۱۲ به دست می‌آید:

$$z_o = \frac{D_o(\theta_o - \theta_1)}{k_o} \quad (12)$$

از ترکیب روابط فوق، معادله مقیاس‌شده ریچاردز حاصل می‌شود (رابطه ۱۳):

$$\frac{\partial \theta^*}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial z^*} \left(D^* \frac{\partial \theta^*}{\partial z^*} - K^* \right) \quad (13)$$

که در آن D^* و K^* ، توابعی از رطوبت بی‌بعد (θ^*) هستند (رابطه ۱۴ و ۱۵):

$$D^* = \exp[\ln D_1^* (1 - \theta^*)] \quad (14)$$

$$K^* = \exp[\ln K_1^* (1 - \theta^*)] \quad (15)$$

و به ترتیب در روابط ۱۴ و ۱۵، D_1^* و K_1^* هر دو تابعی از رطوبت اولیه (θ_1) می‌باشند که به شکل رابطه ۱۶ و ۱۷ نمایش داده می‌شوند:

صادقی و همکاران با ارایه توابع هیدرولیکی موسوم به توابع توانی - نمایی، روش مقیاس‌سازی معادله ریچاردز (رابطه ۱) را پیشنهاد دادند. توابع ۲، ۳ و ۴ به ترتیب هدایت هیدرولیکی خاک، مکش خاک و ضریب پخشیدگی خاک می‌باشند (Sadeghi et al., 2012).

$$K = K_s \left(\frac{h}{h_b} \right)^{-v} = K_s \exp[s(\theta - \theta_s)] \quad (2)$$

$$\begin{cases} h = h_b \exp \left[\frac{s}{v} (\theta_s - \theta) \right] & \theta \geq \theta_r \\ \theta = \theta_r & h < h_r \end{cases} \quad (3)$$

$$D = K \frac{dh}{d\theta} = - \frac{K_s h_b}{v} \exp \left[\frac{s(v-1)}{v} (\theta - \theta_s) \right] \quad (4)$$

که در روابط فوق، θ_s درصد رطوبت حجمی اشباع خاک، θ_r درصد رطوبت باقی‌مانده، h_b پتانسیل ماتریک ورود هوا، h پتانسیل ماتریک خاک، K_s هدایت هیدرولیکی اشباع خاک، K هدایت هیدرولیکی غیراشباع 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 (Brooks and Corey., 1964) و ون-گنوختن (Van Genuchten., 1980) 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.

جدول ۲، پارامترهای توابع توانی - نمایی برای خاک‌های جدول ۱ می‌باشند و از مطالعات صادقی و همکاران (Sadeghi et al., 2012) اقتباس شده‌اند. آن‌ها با برازش توابع ۲ و ۳ به جفت نقاط $(\theta - h)$ برای محاسبه h_b و جفت نقاط $(k - h)$ برای محاسبه k_s برگرفته از بانک خاک UNSODA مقدار این پارامترها را تعیین کردند. وسیع بودن گستره‌ی پارامترهای شکل توابع هیدرولیکی استفاده شده (S و v) در جدول ۲ نشان می‌دهد که این خاک‌ها کاملاً غیرمتشابه هستند.

جدول ۲- پارامترهای شکل توابع هیدرولیکی (Sadeghi et al., 2012).

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

در این پژوهش، معادله ریچاردز در شرایط نفوذ آب به داخل یک خاک همگن نیمه بی‌نهایت با رطوبت مرز بالایی ثابت θ_0 ، که برابر

$$I^* = \frac{I}{(\theta_0 - \theta_1)z_0} \quad (21)$$

I^* = نفوذ تجمعی مقیاس شده
که در آن

$$I(t) = \int_0^L [\theta(z, t) - \theta_1(z)] dz \quad (22)$$

در رابطه ۲۲، θ_1 رطوبت اولیه خاک و z عمق لایه مورد نظر در خاک می‌باشد.

بنابراین، به ازای هر خاک به جفت نقاط (I^* و t^*) برای رسم نمودار نفوذ تجمعی دست خواهیم یافت و نمودارهای نفوذ تجمعی مقیاس شده برای خاک‌های جدول ۱، که حل‌های آن‌ها مقیاس شده و برای گستره وسیعی از خاک‌ها می‌باشند یکسان خواهند بود. به همین دلیل یکی از خاک‌های جدول ۱ (خاک شنی)، انتخاب شده و به ادامه پژوهش با استفاده از این خاک پرداخته شد. پس از آن، داده‌های نفوذ تجمعی مقیاس شده حاصل از خاک شنی با استفاده از معادلات مقیاس شده نفوذ که توسط واریک و همکاران (Warrick et al., 1985) ارائه شده و به شکل سه جزیی معادله مقیاس شده فیلیپ معروف است، تقریب زده شد (رابطه ۲۳):

$$I^* = At^{*0.5} + Bt^* + Ct^{*1.5} \quad (23)$$

رابطه ۲۳ شکل مقیاس شده سه جزیی معادله فیلیپ می‌باشد که در آن هر یک از ضرایب A ، B و C به ازای $D1^*$ معین، مقدار مشخصی دارد و با تغییر $D1^*$ مقدار این ضرایب تغییر خواهد کرد. I^* مقدار نفوذ تجمعی مقیاس شده و t^* زمان مقیاس شده را نشان می‌دهد. با تقریب رابطه ۲۳ به حل‌های نفوذ مقیاس شده حاصل از حل معادله ریچاردز، به ازای هر یک از ضرایب ثابت A ، B و C می‌توان به یک رابطه تجربی برای شبیه‌سازی نفوذ دست پیدا کرد که این رابطه تابعی از $D1^*$ است.

ارزیابی مدل پیشنهادی برای نفوذ آب در خاک

برای ارزیابی روش مقیاس‌سازی استفاده شده، پراکندگی مقادیر نفوذ برای هر چهار خاک مورد استفاده در پژوهش با استفاده از رابطه ضریب تغییرات بررسی شد (رابطه ۲۴).

$$C_v = \sigma / \mu \quad (24)$$

که در آن، σ انحراف از معیار و μ میانگین می‌باشد. همچنین، برای ارزیابی رابطه نفوذ پیشنهاد شده، با استفاده از رابطه ۲۱، رابطه نفوذ از مقیاس خارج خواهد شد. سپس با داده‌های اندازه‌گیری شده مزرعه‌ای بوهنه و همکاران (Bohne et al., 1993) و بری همکاران (Barry et al., 1995) مقایسه خواهد شد. بوهنه و همکاران 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 (Bohne et al., 1993). این داده‌ها برای خاک رسی کشت شده و خاک رسی بدون پوشش گیاهی

$$D_1^* = \exp\left(-\frac{s(v-1)}{v} (\theta_0 - \theta_1)\right) \quad (16)$$

$$K_1^* = \exp(-s (\theta_0 - \theta_1)) \quad (17)$$

شکل مقیاس شده، رابطه ۵ با استفاده از Sadeghi et al., 2012

روابط ۶، ۱۰ و ۱۱ به شرح رابطه ۱۸ می‌باشد:

$$\theta^*(0, t^*) = 1, \quad \theta^*(z^*, 0) = 0 \quad (18)$$

صادقی و همکاران، با استفاده از مطالعات واریک و حسین (Warrick and Hussein., 1993)، با ارائه رابطه ۱۶ نشان دادند که در معادله مقیاس شده ریچاردز (رابطه ۱۳)، زمانی که برای همه حل‌های مورد نظر پارامتر D_1^* (معادله ۱۶) یکسان باشد و تاثیر نیروی ثقل در برابر نیروی مویبندی ناچیز باشد (مانند نفوذ آب در یک خاک نسبتاً خشک)، حل معادله ریچاردز مستقل از ویژگی‌های هیدرولیکی خاک و شرایط مرزی و اولیه است (Sadeghi et al., 2012).

تقریب حل معادله مقیاس شده ریچاردز برای نفوذ آب در خاک

در این پژوهش، با استفاده از روش مقیاس‌سازی صادقی و همکاران (Sadeghi et al., 2012)، با در نظر گرفتن مقادیر رطوبتی در بازه رطوبت اشباع تا رطوبت باقی‌مانده، برای هر یک از خاک‌های انتخابی مطابق با جدول ۱ و ۲ به $D1^*$ مشخصی دست خواهیم یافت.

۱- از آن جایی که شکل واقعی معادله ریچاردز (رابطه ۱) و شکل مقیاس شده آن (معادله ۱۳) 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 گردید.

۲- با استفاده از تغییرات مقدار بار آبی به دست آمده از حل عددی معادله ریچاردز و توابع هیدرولیکی (روابط ۳ و ۴) به نرخ نفوذ (معادله ۱۹) خواهیم رسید. سپس از طریق رابطه زیر مقدار نفوذ تجمعی بدست خواهد آمد:

$$i(t) = \frac{k_1 + k_2}{2dz(h_1 - h_2)} + 1 \quad (19)$$

k ضریب هدایت هیدرولیکی در لایه اول و دوم تقسیم‌بندی 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 ۲۰) بدست خواهد آمد.

$$I = \frac{1}{2} (i_{n+1} + i_n) dt \quad (20)$$

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 ۱۱ و ۲۱، مقادیر نفوذ تجمعی مقیاس خواهند شد.

استفاده در این پژوهش رسم شده‌اند. در $D1^* = 0/0002$ ، منحنی خاک رس در زمان بی‌بعد $0/2$ ، معادل ۲۲ ساعت می‌باشد و در رطوبت اولیه $D1^* = 0/001$ ، منحنی خاک رس در زمان بی‌بعد $0/3$ و زمان واقعی ۱۴ ساعت از منحنی سایر خاک‌ها مجزا شده است. از آن-جایی که روش مقیاس‌سازی استفاده شده در این تحقیق منوط به ناچیز بودن نیروی ثقل در برابر نیروی موئینگی می‌باشد، بنابراین بعد از زمان‌های ذکر شده، نیروی ثقل به نیروی آب در خاک اضافه شده و خاک رس به نرخ نفوذ نهایی خواهد رسید. با توجه به اینکه مقدار رطوبت اولیه در زمان نرخ نفوذ نهایی تاثیرگذار خواهد بود، مشاهده می‌شود که با افزایش رطوبت در دو سناریوی مذکور، زمان رسیدن به نرخ نفوذ نهایی در یک خاک کاهش پیدا کرده است. بنابراین، پیش-بینی می‌شود هر چه مقدار رطوبت اولیه بیش‌تر شود، یکسان بودن نمودارهای نفوذ در بازه‌های زمانی بزرگ‌تر بیش‌تر خواهد شد. در شکل ۲، برای رطوبت اولیه متناظر با $D1^* = 0/1$ انحراف خاک رس مشاهده نمی‌شود و نمودارها کاملاً بر هم منطبق می‌باشند، که این دلیلی بر عملکرد خوب روش مقیاس‌سازی در این پژوهش است.

اخذ شدند. در آزمایش بری و همکاران (Barry et al., 1995) ارتفاع ناچیز آب حدود ۲ سانتی‌متر در سطح خاک ثابت نگه داشته‌شد. دقت مدل پیشنهادی با استفاده از معیار ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) طبق تعریف رابطه ۲۵ به صورت کلی مورد بررسی قرار گرفت:

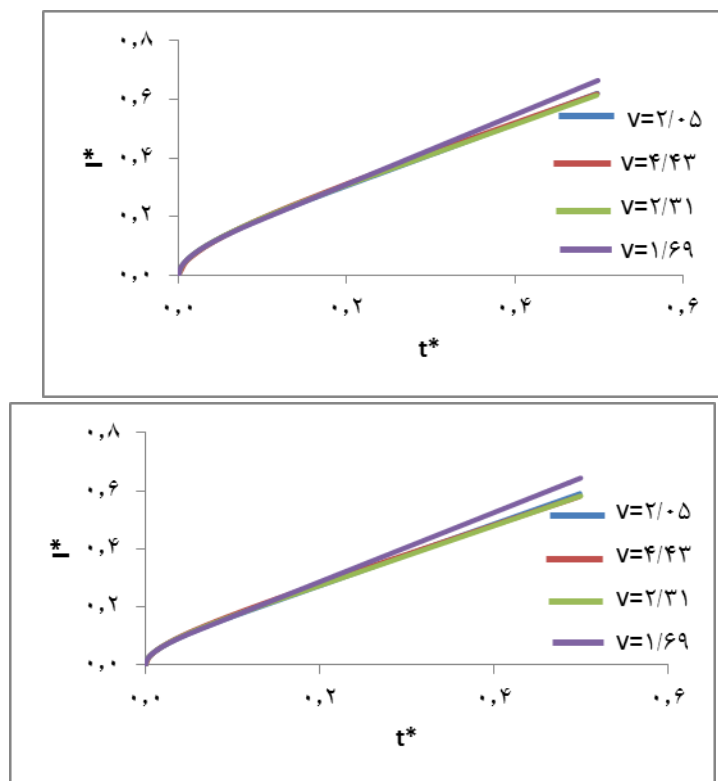
$$RMSE = \frac{1}{N} \sqrt{(I_{(Scaled)i}^* - I_{(empirical)i}^*)^2} \quad (25)$$

در این معادله، N نقاط بررسی شده (تعداد لایه‌های تقسیم‌بندی شده در پروفیل خاک)، $I_{(Scaled)i}^*$ مقادیر نفوذ حاصل از حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز و $I_{(empirical)i}^*$ مقادیر نفوذ حاصل از نتایج مدل پیشنهادی تجربی است.

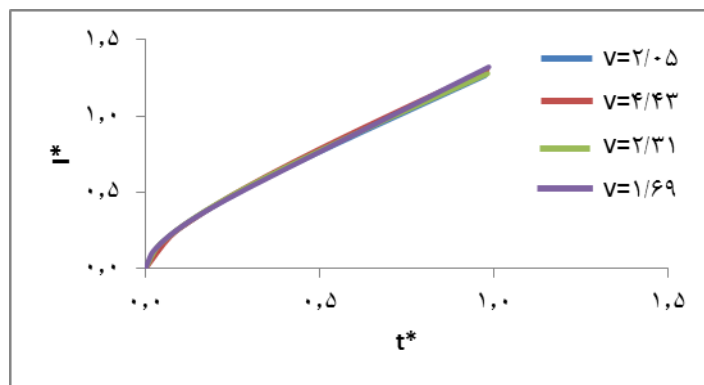
نتایج و بحث

حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز

در شکل ۱، نمودارهای نفوذ مقیاس‌شده برای رطوبت اولیه متناظر با $D1^* = 0/0002$ و $D1^* = 0/001$ برای چهار خاک مورد



شکل ۱- نتایج حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز برای خاک‌های مختلف با رطوبت اولیه متناظر با $D1^* = 0/0002$ (سمت راست) و $D1^* = 0/001$ (سمت چپ)، $v = 2/05$ نماینده خاک رس سیلتی، $v = 4/43$ نماینده خاک شنی، $v = 2/31$ نماینده خاک لوم و $v = 1/69$ نماینده خاک رسی.



شکل ۲- نتایج حل معادله مقیاس شده ریچاردز برای خاک‌های مختلف با رطوبت اولیه متناظر با $D1^* = 0/1$ ، $v = 2/05$ نماینده خاک رس سیلتی، $v = 4/43$ نماینده خاک شن، $v = 2/31$ نماینده خاک لوم و $v = 1/69$ نماینده خاک رسی.

تقریب حل‌های مقیاس شده نفوذ

با استفاده از نتایج شکل ۲، به برازش حل‌های مقیاس شده با استفاده از شکل سه‌جزیی رابطه فیلیپ پرداخته شد و در دو سناریوی $D1^* = 0/00002$ و $D1^* = 0/001$ که به ترتیب معادل مقادیر رطوبتی ۳٪ تا ۲۰٪ (مقادیر رطوبتی کم تا زیاد) هستند، بررسی شد. نتایج ضرایب ثابت رابطه ۲۳ برای چهار خاک موجود در جدول ۱ و برای دو مقدار رطوبتی متناظر با $D1^* = 0/001$ و $D1^* = 0/00002$ در جدول ۳ ارائه شده است. معیار RMSE موجود در جدول نشان‌دهنده ریشه میانگین مربعات خطا بین مقادیر نفوذ مقیاس شده حاصل از حل معادله ریچاردز و مقادیر نفوذ محاسبه شده حاصل از رابطه ۲۳ با استفاده از ضرایب ثابت موجود در جدول ۳ می‌باشد. شاخص آماری RMSE در بهترین حالت در $D1^* = 0/001$ ، $0/00039$ و در $D1^* = 0/00002$ و در بدترین حالت به ترتیب $0/00122$ و $0/00107$ می‌باشد. در مجموع، مقادیر RMSE برای هر چهار خاک و هر دو مقدار $D1^*$ قابل قبولی می‌باشند. با توجه به نتایج شکل‌های ۲ و ۳، نتایج حاصل از حل‌های مقیاس شده

نفوذ به ازای یک $D1^*$ برای تمام خاک‌ها باید یکسان باشد. بنابراین، ضرایب ثابت A، B و C به ازای یک $D1^*$ برای تمام خاک‌ها نیز باید یکسان باشد که در جدول ۳ اختلاف اندکی مشاهده می‌شود. برای ارزیابی این بحث، به ازای دو مقدار زمان مقیاس شده $t^* = 0/1$ و $t^* = 0/01$ مقادیر نفوذ مقیاس شده (I^*) به ازای هر یک از حالت‌های ارائه شده در جدول ۳ محاسبه شد. در این جدول، بین مقادیر I^* به ازای رطوبت اولیه متناظر با $D1^*$ و زمان‌های مقیاس شده برابر، اختلاف اندکی مشاهده می‌شود. بنابراین، ضرایب تغییرات مقادیر نفوذ برای هر کدام از $D1^*$ ها به ازای زمان‌های مشخص با استفاده از رابطه ۲۴ محاسبه شد و نتایج در جدول ۴ ارائه شده است. مقادیر مشاهده شده در جدول ۴ نشان می‌دهد که اختلاف ناچیزی بین خاک‌های مورد استفاده برای هر دو سناریو در دو مقدار زمانی وجود دارد که می‌توان مقادیر نفوذ را برای خاک‌های هر $D1^*$ در یک زمان، یکسان در نظر گرفت.

جدول ۳- ارزیابی مقادیر حاصل از برازش ضرایب معادله ۲۳ به حل‌های معادله مقیاس شده ریچاردز، I_1^* مقادیر نفوذ به ازای زمان مقیاس شده $0/01$ و I_2^* مقادیر نفوذ به ازای زمان مقیاس شده $0/1$

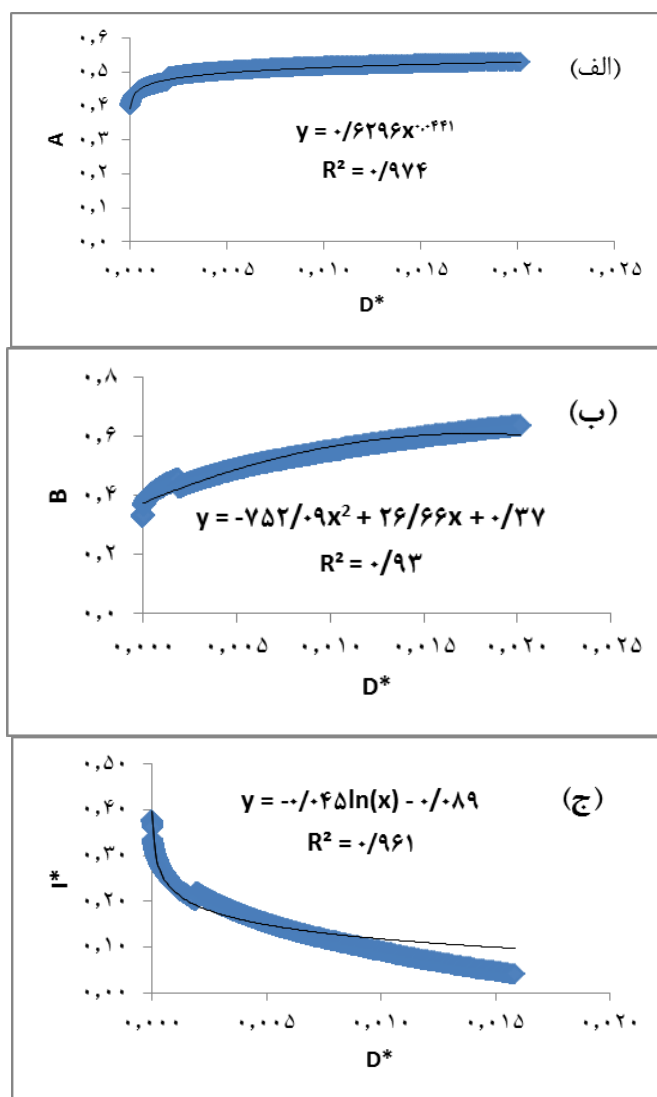
| $D1^*$ | A | B | C | RMSE | نوع خاک | I_1^* | I_2^* |
|-----------|-----------|----------|----------|------------|----------|----------|----------|
| $0/00002$ | $0/399$ | $0/2212$ | $0/5678$ | $0/000845$ | رس سیلتی | $0/0437$ | $0/1663$ |
| $0/00002$ | $0/355$ | $0/3773$ | $0/5872$ | $0/0017$ | رس | $0/0398$ | $0/1686$ |
| $0/00002$ | $0/402$ | $0/3298$ | $0/3749$ | $0/0002$ | شن | $0/0439$ | $0/1722$ |
| $0/00002$ | $0/399$ | $0/2212$ | $0/5678$ | $0/0008$ | لوم | $0/0427$ | $0/1663$ |
| $0/001$ | $0/5114$ | $0/1356$ | $0/5480$ | $0/00049$ | رس سیلتی | $0/0530$ | $0/1926$ |
| $0/001$ | $0/4941$ | $0/1269$ | $0/7240$ | $0/00122$ | رس | $0/0514$ | $0/1918$ |
| $0/001$ | $0/4583$ | $0/4269$ | $0/2353$ | $0/00052$ | شن | $0/0503$ | $0/1950$ |
| $0/001$ | $0/50362$ | $0/2156$ | $0/4326$ | $0/00039$ | لوم | $0/0529$ | $0/1945$ |

می‌باشند. بنابراین، در شکل ۳، به منظور 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 به صورت مجزا برای تغییرات هر یک از سه پارامتر ثابت رابطه ۲۳ (ضرایب A، B و C) نسبت به D_1^* با استفاده از نرم‌افزار اکسل (جعبه ابزار Trendline) در شکل ۳ نشان داده شده است. در هر یک از این شکل‌ها، بهترین رابطه غیرخطی با بیش‌ترین ضریب تبیین R^2 در نظر گرفته شده است.

جدول ۴- ضریب تغییرات محاسبه شده برای مقادیر نفوذ جدول ۳

| CV | t* | DI* |
|----------|------|---------|
| ۰/۰۰۱۰۶ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۰۰۲ |
| ۰/۰۰۰۷۰۸ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۱ |
| ۰/۰۰۰۳۴۵ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۰۰۲ |
| ۰/۰۰۰۸۹۶ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۱ |

ارایه مدل تجربی برای نفوذ آب در خاک حاصل از حل معادله ریچاردز با استفاده از مقیاس‌سازی همان‌طور که بیان شد، ضرایب رابطه ۲۳ تنها تابعی از D_1^*



شکل ۳- تغییرات پارامترهای ثابت معادله سه‌جزئی فیلیپ با D_1^* - تغییرات A ضریب ثابت جمله اول از معادله سه‌جزئی فیلیپ با D_1^* (شکل الف)، تغییرات B ضریب ثابت جمله دوم از معادله سه‌جزئی فیلیپ با D_1^* (شکل ب)، تغییرات C ضریب ثابت جمله سوم از معادله سه‌جزئی فیلیپ با D_1^* (شکل ج)

صحت سنجی رابطه تجربی معادله مقیاس شده نفوذ آب در خاک

با توجه به شرایط حل معادله مقیاس شده ریچاردز، رابطه پیشنهادی (۲۶)، 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 (۲۶) را از شکل مقیاس شده خارج می‌کنیم. برای این منظور، از رابطه بین نفوذ تجمعی مقیاس شده و نفوذ تجمعی واقعی (۲۰) استفاده گردید. رابطه تجربی نفوذ پیشنهادی (۲۶)، در ترکیب با روابط (۱۱)، (۱۶) و (۲۰) از شکل مقیاس شده خارج شد و به صورت زیر به دست آمد:

$$I = \left[0.6296 \left(\exp \left(-\frac{s(v-1)}{v} (\theta_0 - \theta_1) \right) \right)^{0.0441} \left(\frac{k_0 t}{(\theta_0 - \theta_1) z_0} \right)^{0.5} + \left(-752.09 \left(\exp \left(-\frac{s(v-1)}{v} (\theta_0 - \theta_1) \right) \right) \right)^2 + 26.66 \left(\exp \left(-\frac{s(v-1)}{v} (\theta_0 - \theta_1) \right) \right) + 0.3742 \right] * \left(\frac{k_0 t}{(\theta_0 - \theta_1) z_0} \right) + \left(-0.045 \ln \left(\exp \left(-\frac{s(v-1)}{v} (\theta_0 - \theta_1) \right) \right) \right) - 0.0891 \left(\frac{k_0 t}{(\theta_0 - \theta_1) z_0} \right) \left] Z_0 (\theta_0 - \theta_1) \quad (27)$$

مقادیر v و s در جدول ۲ ارائه شده است. k_0 هدایت هیدرولیکی در سطح خاک ($k(\theta_0)$) می‌باشد که با استفاده از رابطه ۲ محاسبه می‌شود، Z_0 عامل مقیاس طول می‌باشد و با استفاده از رابطه ۱۲ محاسبه شده و در جدول ۶ ارائه شده است. لازم به ذکر است که اعداد جدول ۶، برای هر خاک به ازای تمام رطوبت‌ها یکسان می‌باشد.

جدول ۶- مقادیر k_0 و Z_0 برای خاک‌های شنی، لوم، رسی و رس

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

مقادیر نفوذ واقعی حاصل از رابطه ۲۷، با استفاده از پارامتر نرخ نفوذ ارائه شده در آزمایش‌های ۱/۱ و ۵/۱ مطالعات بوهنه و همکاران (Bohne et al, 1993) و تبدیل نرخ نفوذ به مقدار نفوذ تجمعی و

با قرار دادن روابط غیرخطی به دست آمده حاصل از نمودارهای شکل ۳ در معادله مقیاس شده فیلیپ ۲۳، رابطه ۲۶ حاصل خواهد شد.

$$I^* = 0.6296 D_1^{*0.0441} t^{*0.5} + \left(-752.09 D_1^{*2} + 26.66 D_1^* + 0.3742 \right) * t^* + \left(-0.045 \ln D_1^* - 0.0891 \right) t^{*1.5} \quad (26)$$

با استفاده از شاخص آماری RMSE عملکرد رابطه تجربی پیشنهادی نفوذ (رابطه ۲۶) سنجیده خواهد شد. برای این منظور از دو خاک شنی و رسی، در زمان‌های مقیاس شده ($t^*=0/5$) معادل ۵ ساعت و ($t^*=0/1$) معادل ۶ دقیقه برای خاک شنی و در زمان‌های مقیاس شده ($t^*=0/5$) معادل ۲۳ ساعت و ($t^*=0/1$) معادل ۲۸ دقیقه برای خاک رسی استفاده شد و RMSE برای مقادیر نفوذ تجمعی حاصل از حل معادله مقیاس شده ریچاردز و مقادیر نفوذ تجمعی حاصل از نتایج مدل تجربی پیشنهادی (رابطه ۲۶) برای هر یک از حالات ذکر شده محاسبه شد. نتایج محاسبات برای چهار سناریو در جدول ۵ ارائه شده است. برای خاک رسی و شنی در زمان‌های کوتاه ($t^*=0/1$) اختلاف بین مقادیر نفوذ تجمعی قابل قبول می‌باشد. برای زمان‌های طولانی ۵ ساعت برای خاک شنی، ریشه میانگین مربعات خطا نیز قابل قبول است. مقدار این معیار برای خاک رسی و در زمان طولانی ۲۳ ساعت که برابر با ۰/۲۵ می‌باشد، بیش‌ترین مقدار در بین حالت‌های بررسی شده را دارد. با توجه به نتایج شکل ۱، برای خاک رسی در رطوبت متناظر با $D1^*=0/01$ و در زمان‌های طولانی (بیش‌تر از $t^*=0/2$) منحنی نفوذ تجمعی مقیاس شده با سایر حل‌های مقیاس شده متفاوت است. همانطور که در جدول ۵ مشاهده می‌شود، برای زمان‌های نزدیک به زمان مقیاس شده طولانی ($t^*=0/5$) اختلاف بین مقادیر نفوذ وجود دارد که ناشی از رسیدن خاک رسی در رطوبت ($D1^*=0/01$) و زمان ($t^*=0/2$) به نرخ نفوذ نهایی می‌باشد. با این تحلیل، می‌توان عملکرد دقت معادله نفوذ ارائه شده (رابطه ۲۶) را قابل قبول دانست.

جدول ۵- مقادیر RMSE حاصل از معادله تجربی پیشنهادی (۲۶) و

مقیاس کردن نتایج حل عددی معادله

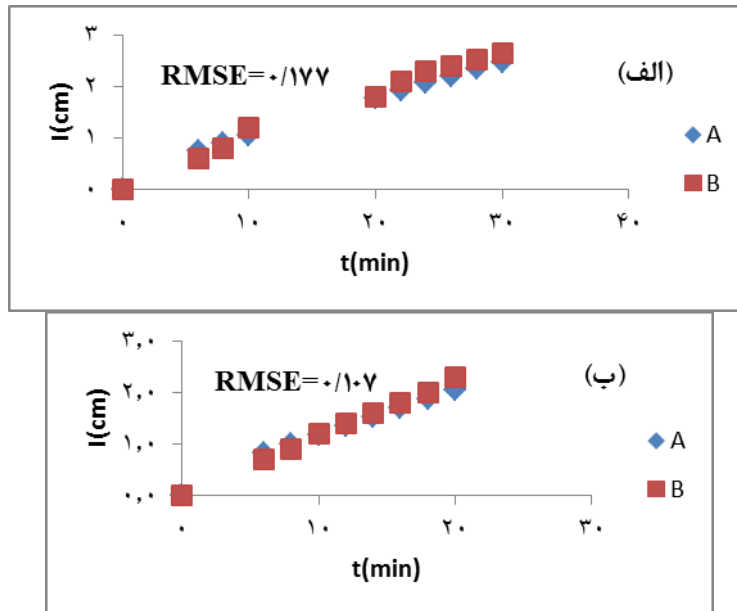
ریچاردز در رطوبت متناظر با $D1^*=0/01$ در دو سناریوی زمانی

$t^*=0/5$ و $t^*=0/1$

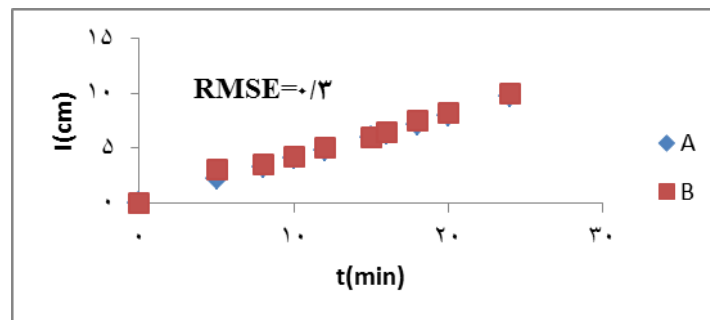
| نوع خاک | t^* | RMSE |
|---------|-------|---------|
| رس | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۱۳۷ |
| رس | ۰/۵ | ۰/۰۲۵۴۹ |
| شن | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۳۱ |
| شن | ۰/۵ | ۰/۰۰۷۳ |

همکاران (Barry et al, 1995) برابر $0/3$ می‌باشد که این مقادیر قابل قبولی برای اختلاف بین دو دسته از مقادیر نفوذ تجمع می‌باشد. بنابراین، حل‌های مقیاس‌شده معادله ریچاردز برآورد منطقی از مقادیر نفوذ تجمع داشته‌اند.

همچنین، مطالعات بری و همکاران (Barry et al, 1995) به ترتیب در شکل‌های ۴ و ۵ حاصل گردید. بیشترین مقدار RMSE که بین مقادیر نفوذ واقعی حاصل از حل معادله مقیاس‌شده ریچاردز و مقادیر نفوذ واقعی حاصل از آزمایش بوهنه و همکاران (Bohne et al, 1993) محاسبه شده، برابر $0/177$ و این معیار برای آزمایش بری



شکل ۴- مقایسه منحنی‌های نفوذ حاصل از حل عددی معادله ریچاردز (نقاط A) و مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذ حاصل از آزمایش‌های بوهنه و همکاران (Bohne et al., 1993) (نقاط B) - شکل الف در به آزمایش $1/1$ و شکل ب در آزمایش $0/1$.



شکل ۵- مقایسه منحنی‌های نفوذ حاصل از حل عددی معادله ریچاردز (نقاط A) و مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذ حاصل از آزمایش بری و همکاران (Barry et al., 1995) (نقاط B).

به کار برد. استفاده از این روش به منظور کاربرد روش‌های مقیاس‌سازی در خاک‌های طبیعی که فرض تشابه در آن‌ها به ندرت اعتبار می‌یابد، کمک قابل ملاحظه‌ای می‌کند. برتری این معادله بر سایر معادلات رایج در منابع این است که بدون نیاز به اندازه‌گیری‌های نفوذ و با داشتن رطوبت اولیه در پروفیل خاک می‌توان به منحنی‌های نفوذ دست یافت و حجم آزمایش‌ها و محاسبات پیچیده نفوذ آب در خاک کمک قابل ملاحظه‌ای خواهد

نتیجه‌گیری

در این تحقیق، ضمن استفاده از روش مقیاس‌سازی معادله ریچاردز برای استفاده از حل عمومی آن، رابطه‌ای تجربی برای فرایند نفوذ آب در خاک ارایه 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

- transpiration of water across soil textural classes. *Vadose Zone Journal*. 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.
- Leij, F.J., Alves, W.J., Van Genuchten, M.Th and Williams, J.R. 1996. The UNSODA unsaturated soil hydraulic database. PP. 1269-1281. In: van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Wu, L. (Eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. University of California, Riverside, CA, USA.
- 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.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*. 1:318-333.
- Reichardt, K., Nielsen, D.R. and Biggar, J.W. 1972. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soils. *Soil Science Society of America Journal*. 36: 241-245.
- Sadeghi, M., Ghahraman, B., Davary, K., Hashemina, 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 Biggar, 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., Hopmans, J.W. 1991. Porous media with linearly hydraulic properties. *Water Resources Research*, 27: 2735-2741.
- Warrick, A.W., Mullen, G.J and Nielsen, D.R. 1977. Scaling of field measured hydraulic properties using RMSE در مقایسه داده‌های موجود در منابع با رابطه تجربی پیشنهادی در این پژوهش، برابر $0/3$ به دست آمد.
- به این ترتیب، مدلی ارائه شده که می‌تواند تخمین قابل قبولی از حل عددی معادله ریچاردز و همچنین مقادیر نفوذ آب در خاک را ارائه دهد. بر این اساس و به دلیل سادگی کاربرد، رابطه تجربی پیشنهادی به عنوان یک جایگزین برای سایر معادلات تجربی نفوذ برای کاربردهای عملی که با استفاده از حل معادله ریچاردز ارائه شده است پیشنهاد می‌شود.
- ### منابع
- صادقی، م.، قهرمان، ب.، ضیائی، ع.ن و داوری، ک. ۱۳۹۳. حل تقریبی معادله مقیاس شده ریچاردز برای نفوذ آب در خاک با استفاده از مقیاس‌سازی. *نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)*. ۲۷: ۳: ۵۲۵-۵۳۶.
- 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. *Hydrology*. Paper 3. Colorado State University., 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 interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society 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

- 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.
- 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

A Comprehensive Approach to Water Infiltration Based on the Scale Method

M. Ghoochanian¹, B. Ghahreman^{2*}, A. N. Ziaee³, M. Sadeghi⁴

Received: Sep.17, 2017

Accepted: Oct.03, 2017

Abstract

Infiltration is one of the most important physical parameters of the soil, which plays an important role in the hydrological cycle. The locaton variability in analyzing issues of water flow in the soil, at large levels such as the catchment area, is very difficult and costly. The use of scaling methods is a practical solution to the problems of soil variability. After presenting the theory of similar environments, scaling methods were proposed to overcome the problem of soil variability. In this research, the Richards equation was solved in a wide range of moisture (saturated moisture up to the remaining moisture content) for sandy soil, and the scale of accumulated penetration values was presented using the scaling of the results of solving this equation. These values were approximated with the triple-form of the Philip equation and, using regression models, for each sentence of this equation, an empirical relation was established for water penetration in soil. Then, using two sandy soils and clay in a specific moisture, the experimental effect was measured for both scaled time scales of 0.1 and 0.01 which included short and long periods. Then, using two sandy soils and clay in a specific moisture, the experimental Efficiency was measured for both scaled time scales of 0.1 and 0.01 which included short and long periods evaluated. Of the four available scenarios, the highest mean square error value was obtained at 0.0053 for clay and for long periods of time. cuase to the fact that this criterion was high in relation to other scenarios, the effect of gravity was calculated in long periods of time. The condition of applying the scaling method used in the research is not the effect of gravity on the capillary force. Also, the influence of the proposed relationship with the comparison of field data measured by Barry et al. (1995) on a sandy soil with a fixed height of water on the soil surface of Boehne et al. (1993) using the Rain simulator , Conducted penetration tests on two clay soils under cultured and uncoated conditions was evaluated. The results showed that the aforementioned relationship can provide an acceptable estimate (with the highest root mean square error of 3%) compared to the measured values of water penetration in the soil.

Key words: Infiltration, Philips three-dimensional equation, Richards equation, Scaling

1- Masters 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

3-Assistant Professor, Department of Water Engineering ,College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad

4- Research Assistant Professor Utah State University

(*- Corresponding Author Email: bijangh@um.ac.ir)