

ارزیابی روش‌های مختلف مقیاس‌سازی معادله نفوذ فیلیپ

محمد طاهر پوزن^۱ - محمد مهدی چاری^{۲*} - پیمان افراسیاب^۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۸/۲۵

چکیده

نفوذ آب به خاک یکی از مهم‌ترین پارامترها در آبیاری و کشاورزی است. تعیین تغییرپذیری مکانی فرآیند نفوذ در خاک با وجود دشواری زیاد، یکی از مهم‌ترین پیش‌نیازهای دستیابی به کشاورزی دقیق است. هدف از مطالعه حاضر، مقیاس‌سازی پارامترهای معادله نفوذ دو جزئی فیلیپ و تجزیه و تحلیل تنوع مکانی ویژگی‌های نفوذپذیری، با استفاده از حداقل اندازه‌گیری‌های مزرعه‌ای بود. در این تحقیق یک روش جدید برای مقیاس‌سازی معادله نفوذ ارائه شد و با روش‌های قبلی مقیاس‌سازی معادله فیلیپ شامل: بر اساس ضریب جذب (α_s)، بر اساس ضریب انتقال (α_A)، بر اساس فاکتور بهینه به دست آمده با استفاده از کمترین مربعات خطا (α_{opt})، میانگین‌های هندسی، حسابی و هارمونیک مقایسه شد. برای این منظور از ۲۲ آزمایش نفوذ استفاده شد. پارامترهای این مدل (ضریب جذب S و فاکتور انتقال A) تغییرات وسیعی در مکان‌های آزمایشی نشان دادند. در روش جدید عامل مقیاس برای هر معادله نفوذ برابر با عمق آب نفوذ کرده پس از زمان مشخص (t_s) در معادله نفوذ مورد نظر به عمق آب نفوذ کرده پس از زمان مشخص در معادله نفوذ مرجع است. نتایج نشان داد که روش ارائه شده در این تحقیق دارای بالاترین مقدار R^2 (۰/۹۹) و دارای کمترین مقدار خطا بر اساس RMSE و MBE است. برخلاف سایر روش‌های مقیاس‌سازی معادله نفوذ، منحنی مرجع در روش جدید اختیاری بوده و هر یک از معادله‌های نفوذ را می‌توان به عنوان منحنی مرجع انتخاب کرد.

واژه‌های کلیدی: ضریب انتقال، ضریب جذب، مقیاس‌سازی، نفوذ

مقدمه

ویژگی‌های خاک باعث تغییرات زمانی و مکانی ظرفیت نفوذ خاک در مقیاس مزرعه (۳، ۶، ۲۰ و ۲۷) و مقیاس ناحیه می‌شود (۱۵ و ۳۸). از آنجایی که ویژگی‌های نفوذ تابعی از زمان و مکان بوده در نتیجه به تعداد نسبتاً زیادی اندازه‌گیری‌های مزرعه‌ای نیاز است تا بیانی از متوسط شرایط مزرعه باشد (۲). همچنین مشکل اساسی برای مدل سازی نفوذ در حوضه‌های آبریز، چگونگی بیان تغییرپذیری مکانی خاک است. مطالعات پیشین نشان داده است که تغییرپذیری مکانی اراضی منجر به تغییرپذیری زیاد رفتار نفوذ آب به خاک می‌شود (۳۴) و (۳۸). در سال‌های اخیر پژوهشگران روش‌هایی را برای کاهش نیاز به اندازه‌گیری داده‌های مزرعه‌ای و ناحیه‌ای مورد نیاز برای بیان مشخصات پویایی آب در خاک ارائه کرده‌اند. یکی از این روش‌ها مقیاس‌سازی می‌باشد که اولین بار توسط میلر و میلر (۱۷) با تکیه بر نظریه‌ی محیط‌های متشابه در دانش آب‌و خاک ظهور یافت (۲۵).

تحقیقات مقیاس‌سازی در زمینه نفوذ شامل سه دسته است. دسته اول شامل مقیاس‌سازی برای خاک‌های یکنواخت هستند (۱۳، ۲۶ و ۳۷). واریک و حسین (۳۷) با استفاده از تکنیک مقیاس‌سازی، معادله ریچاردز را برای فرآیند نفوذ و زهکشی مقیاس‌سازی نمودند. در تحقیقی دیگر، روشی برای مقیاس‌سازی معادله ریچاردز در شرایط

توزیع مکانی خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک بر رفتارهای هیدرولوژیکی، انتقال رسوب و آب به آب‌های سطحی و زیرسطحی مؤثر می‌باشد. سرعت نفوذ بیشترین تغییرات مکانی را در بین خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک دارد (۳۱). اهمیت فرآیند نفوذ منجر به توسعه چندین مدل برای پیش‌بینی نفوذ شده است. برخی مدل‌هایی بر اساس ترسیم منحنی بین سرعت نفوذ و زمان تحلیل شده‌اند و خصوصیات فیزیکی خاک را در برمی‌گیرند مدل‌های تجربی نامیده می‌شوند (۸، ۹، ۱۲ و ۳۲) و برخی دیگر بر مبنای خصوصیات فیزیکی خاک بنا شده‌اند (۵ و ۲۲).

پارامترهای نفوذ معمولاً با استفاده از داده‌های آزمایشی "تک حلقه" یا "دو حلقه" تعیین می‌شود (۴). با این حال، تفاوت‌های

۱، ۲ و ۳ - به ترتیب دانشجوی کارشناسی ارشد، استادیار و دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه زابل

(* - نویسنده مسئول: Email: m.mahdi.chari@gmail.com)

DOI: 10.22067/jsw.v34i1.82567

نفوذ در محدوده‌ایی به وسعت ۶۶/۲ هکتار انجام دادند و عوامل مقیاس‌بندی بر اساس عامل انتقال و ضریب جذب محاسبه شد. نتایج نشان داد که عامل مقیاس‌بندی شده بر اساس عامل انتقال نتایج بهتری را نشان می‌دهد. بابایی و همکاران (۱) از مقیاس‌سازی برای مدل کردن تغییرات مکانی نفوذ در زمین‌های کشاورزی یک منطقه خشک در ایران استفاده شد. در این روش منحنی مرجع برابر با میانگین حسابی عامل انتقال و ضریب جذب برای ۶۰ نقطه اندازه‌گیری نفوذ در نظر گرفته شد و سپس عامل مقیاس برای هر یک از خاک‌ها با استفاده از شش روش مختلف به دست آمد. نتایج نشان دادند که فاکتور مقیاس به دست آمده با استفاده از روش کمترین مربعات خطا دارای بیشترین دقت است. در روش‌های بیان گردیده در این بخش چنانچه خاکی خارج از دایره داده‌های اولیه باشد نمی‌توان از منحنی مرجع و مقیاس‌سازی استفاده کرد.

منطقه سیستان واقع در جنوب شرق ایران یکی از مناطقی است که تغییرات مکانی خاک بسیار زیاد است. از طرفی بخش بسیار زیادی از اشتغال (حدود ۳۸٪) در این منطقه مربوط به بخش کشاورزی می‌باشد (۳۳). در سال‌های اخیر دولت اقداماتی را برای توسعه کشاورزی در این بخش انجام داده است. تعیین تغییرپذیری مکانی فرآیند نفوذ در خاک با وجود دشواری زیاد، یکی از مهم‌ترین پیش‌نیازهای دست‌یابی به کشاورزی دقیق است. با توجه به اهمیت مدل‌سازی تغییرات نفوذ در مقیاس مزرعه و حوضه آبریز در این تحقیق یک روش جدید برای مدل کردن تغییرات مکانی نفوذ با استفاده از مقیاس‌سازی، بر اساس معادله نفوذ فیلیپ برای یک منطقه گرم و خشک توسعه یافت و با روش‌های موجود مورد ارزیابی قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

خصوصیات منطقه مورد مطالعه و اندازه‌گیری نفوذ

در این تحقیق از داده‌های اندازه‌گیری شده در مزرعه آموزشی و پژوهشی پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه زابل واقع در استان سیستان و بلوچستان استفاده شد. این مزرعه آزمایشی در موقعیت جغرافیایی ۶۱ درجه و ۳۱ دقیقه شرقی و ۳۱ درجه و ۲ دقیقه شمالی قرار دارد و ارتفاع آن از سطح دریا ۴۸۱ متر می‌باشد. آب و هوای شهرستان زابل بر اساس طبقه‌بندی کوپن، جزء اقلیم‌های خشک و بسیار گرم با تابستان‌های گرم و خشک می‌باشد. براساس آمار ۳۰ ساله ایستگاه هواشناسی زابل، میانگین بارش سالانه این شهرستان ۵۹/۶ میلی‌متر و دمای آن در سال بین ۹/۵- تا ۴۹ درجه سانتی‌گراد متغیر است. همچنین میانگین حرارت سالانه ۲۲ درجه سانتی‌گراد و میزان تبخیر سالانه ۴۸۲۰/۵۴ میلی‌متر می‌باشد (۲۹). برای بدست آوردن پارامترهای معادله فیلیپ از روش استوانه مضاعف استفاده شده است. جزئیات این روش به وسیله (۹) ارائه شده است.

توزیع مجدد ارائه شد، به نحوی که به شکل خاصی از توابع هیدرولیکی محدود نشود و امکان استفاده از همه مدل‌های ارائه شده برای توابع هیدرولیکی در حل معادله ریچاردز وجود داشته باشد (۲۴). صادقی و همکاران (۲۶) معادله ریچاردز را برای خاک‌های نامتشابه مقیاس کرده و پس از حل معادله ریچاردز مقیاس شده، معادله نفوذی مشابه معادله نفوذ سه جزئی فیلیپ برای فرآیند نفوذ آب در خاک ارائه کردند. نتایج نشان داد که معادله نفوذ ارائه شده با دقت خوبی فرآیند نفوذ آب در خاک را پیش‌بینی می‌کند. این موارد بیشتر برای خاک‌های یکنواخت کاربرد دارد و کمتر در شرایط مزرعه می‌توان از آن استفاده کرد.

دسته دوم شامل کاربرد مقیاس‌سازی در معادله‌های نفوذ به کاربرده شده در آبیاری سطحی است. رسول‌زاده و سپاسخواه (۲۳) با استفاده از آنالیز ابعادی و مقیاس‌سازی و داده‌های نفوذ شش سری خاک، یک رابطه عمومی قابل استفاده در آبیاری شیاری ارائه کردند. رابطه حاصل تابعی از محیط خیس شده و حجم آب ورودی به مزرعه بود. ارزیابی رابطه نفوذ مقیاس شده نشان داد که این رابطه برای سایر جوینچه‌های دارای بافت و شرایط هیدرولیکی متفاوت قابل استفاده خواهد بود و مقدار نفوذ را با دقت بسیار مناسبی تخمین می‌زند. مطالعات رسول‌زاده و سپاسخواه (۲۳) درباره مقیاس‌سازی نفوذ، برای تعیین ضرایب نفوذ دارای پیچیدگی‌های زیادی است و نیاز به داده‌های اولیه زیادی دارد. به همین دلیل ختری و اسمیت (۱۰)، یک روش برآورد ضرایب نفوذ با استفاده از یک نقطه پیشروی و یک منحنی نفوذ مدل (نمونه) پیشنهاد نمودند. آنها یک فاکتور مقیاس برای هر یک از مزارع تعریف کردند و پارامترهای معادله نفوذ کوستیاکوف-لوئیس را به دست آوردند. این روشی آسان برای استفاده و کاربرد در سطح مزرعه است که فقط به پیشروی در یک نقطه به علاوه شدت جریان و سطح مقطع جریان در ورودی شیاری نیاز دارد. روش مقیاس‌سازی ارائه شده به وسیله ختری و اسمیت (۱۰) برای تعیین زمان واقعی قطع جریان در آبیاری شیاری خودکار استفاده شد. در این روش با توجه به زمان رسیدن آب به وسط مزرعه و فرآیند مقیاس‌سازی پارامترهای نفوذ در آبیاری شیاری تعیین و پس از آن زمان قطع جریان بهینه تعیین شد (۱۱). نیو و همکاران (۱۸) با استفاده از فرآیند مقیاس‌سازی رابطه‌ای عمومی شبیه معادله کوستیاکوف برای نفوذ ارائه کردند. در این روش برای تعیین فاکتور مقیاس یک تابع انتقالی ارائه کردند که به درصد رس، درصد شن، چگالی ظاهری و درصد رطوبت اولیه بستگی داشت.

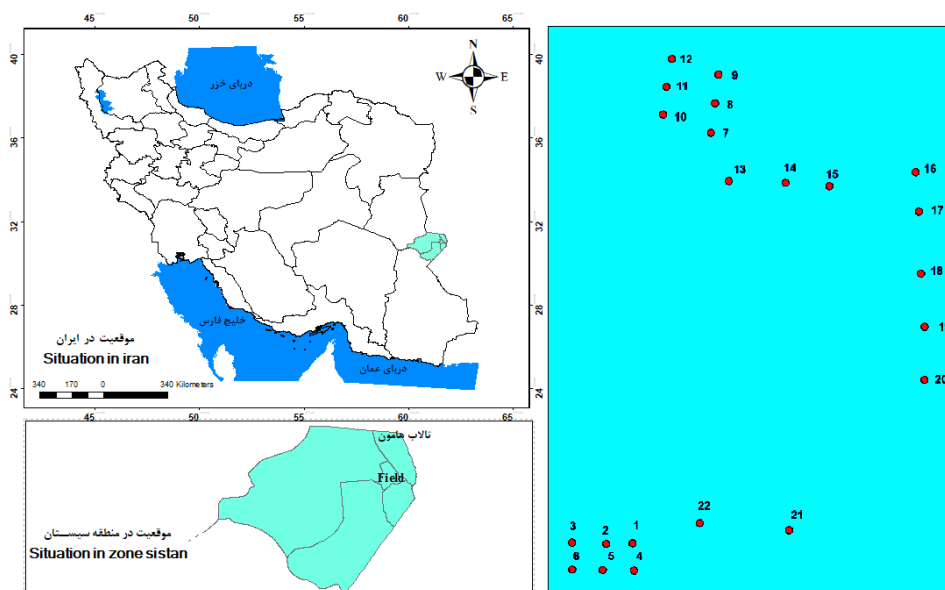
دسته سوم شامل مدل‌سازی تغییرات مکانی نفوذ در حوضه آبریز می‌باشد. شارما و همکاران (۲۸) از روش مقیاس‌سازی برای تعیین معادله نفوذ واحد در سطح حوضه استفاده نمودند و روشی را برای محاسبه پارامترهای معادله نفوذ دو جزئی فیلیپ ارائه دادند. ماچیوال و همکاران (۱۵) در تحقیقی با استفاده از استوانه مضاعف ۲۴ آزمایش

لومی_رسی، لومی_سیلتی، لومی_شنی، لومی_رسی_سیلتی و لومی_رسی_شنی بود. بیشترین درصد رس در خاک با بافت لومی_رسی_سیلتی با مقدار ۳۵/۶٪ و کمترین مقدار رس برابر با ۱۷/۴٪ در خاک با بافت لومی_شنی بود. بیشترین و کمترین مقدار سیلت به ترتیب بین ۵۲/۲٪ و ۱۸٪ در خاک‌های با بافت لومی_رسی_سیلتی و لومی_رسی_شنی است. و همچنین بیشترین و کمترین درصد شن به ترتیب ۵۸/۶٪ و ۱۴/۲۶٪ در خاک‌های با بافت لومی_شنی و لومی_رسی_سیلتی می‌باشد.

۲۲ مکان از منطقه به صورت تصادفی برای آزمایش‌های نفوذ انتخاب شد که مختصات محلی (UTM) هر نقطه در شکل ۱ نشان داده شده است. اندازه‌گیری‌ها در ماه ۱۳۹۷ انجام شد. نقاط مورد نظر در در سطح زمین‌های زراعی با پراکنندگی مناسب مورد آزمایش قرار گرفتند.

درصد ذرات تشکیل دهنده خاک (بافت خاک)

جدول ۱ نتایج مربوط به بافت خاک ۲۲ آزمایش نفوذ را نشان می‌دهد. بافت‌های خاک در منطقه مورد مطالعه لومی،



شکل ۱- موقعیت نقاط مورد مطالعه
Figure 1- Position of the study area

جدول ۱- مشخصات خاک‌های استفاده شده در این تحقیق

Table 1- the properties of used soils in the study

| بافت خاک Soil texture | تعداد Number | رس (درصد) Clay (%) | | شن (درصد) Sand (%) | | سیلت (درصد) Silt (%) | |
|---------------------------------|-----------------|-----------------------|--------------|-----------------------|--------------|-------------------------|--------------|
| | | حداکثر Max | حداقل Min | حداکثر Max | حداقل Min | حداکثر Max | حداقل Min |
| لوم Loam | 9 | 17.6 | 25.7 | 26.2 | 50.3 | 28 | 48 |
| لوم رسی Clay loam | 5 | 27.2 | 31.6 | 24.4 | 36.4 | 34 | 48 |
| سیلتی لوم Silty loam | 1 | 25.4 | 25.4 | 24.6 | 24.6 | 50 | 50 |
| لوم رس سیلتی Silty clay loam | 4 | 31.4 | 35.6 | 14.3 | 18.6 | 46 | 52 |
| لوم شن Sandy loam | 2 | 17.4 | 19.4 | 56.6 | 58.6 | 24 | 24 |
| لوم رس شن Sandy clay loam | 1 | 33.6 | 33.6 | 48.3 | 48.3 | 18 | 18 |

مدل فیلیپ

متوسط خصوصیات خاک و برای هر خاک عامل مقیاس دارای واحد یکسانی است. با استفاده از معادله‌های (۲) و (۳) عامل مقیاس بدون بعد α_S و α_A ، برای S و A و معادله‌های نفوذ مختلف با استفاده از معادله‌های زیر به دست آمد:

$$\alpha_{S_j} = \left(\frac{S_j}{\bar{S}}\right)^2 \quad (5)$$

$$\alpha_{A_j} = \left(\frac{A_j}{\bar{A}}\right)^{1/2} \quad (6)$$

در این رابطه \bar{S} متوسط ضریب جذب آب و \bar{A} متوسط ضریب انتقال است (۱، ۱۵ و ۲۸).

منحنی نفوذ تجمعی (I_t) می‌تواند با استفاده از (α_S) و (α_A) به وسیله معادله‌های زیر مقیاس شود (۲۸):

$$I^* = \alpha I \quad (7)$$

$$t^* = \alpha^3 t \quad (8)$$

در این رابطه‌ها، I^* و t^* به ترتیب نفوذ تجمعی و زمان مقیاس شده هستند و α فاکتور مقیاس است و می‌تواند هر یک از فاکتورهای مقیاس α_S ، α_A و میانگین‌های حسابی (α_m)، هندسی (α_G) و هارمونیک (α_H) باشد که براساس آن، نفوذ و زمان مقیاس‌بندی می‌شود.

اگر نفوذ را بتوان در هر مکان به طور مناسب با مدل دو جزئی فیلیپ تقریب زد (رابطه ۱) و شرایط محیط کاملاً متشابه باشد، خصوصیت نفوذ همه مکان‌ها در شکل مقیاس‌بندی شده باید به صورت رابطه (۹) توصیف شود:

$$I^* = \bar{S} t^{*1/2} + \bar{A} t^* \quad (9)$$

فاکتورهای مقیاس‌بندی همچنین با استفاده از بهینه‌سازی آماری محاسبه شده است. با استفاده از روابط (۷) و (۸)، فاکتور مقیاس‌بندی بهینه (α_{opt}) برای هر آزمایش نفوذ با حداقل کردن تفاضل مجموع مربعات خطا (SSE)، بین نفوذ مقیاس‌بندی شده (I^*) و نفوذ میانگین (\bar{I}) بر پایه \bar{S} و \bar{A} با رابطه (۱۰) محاسبه می‌شود:

$$SSE = \sum_{t_j} (I_{t_j}^* - \bar{I}_{t_j})^2 \quad (10)$$

که در آن، مجموع همه مقادیر t_j^* ، کل زمان آزمایش نفوذ را در برمی‌گیرد و اندیس j بازه‌های زمانی در هر آزمایش نفوذ را مشخص می‌کند.

روش پیشنهادی

در این تحقیق یک روش ساده و جدید برای مقیاس‌سازی معادله فیلیپ ارائه شد. در این روش، ابتدا پارامترهای معادله نفوذ میانگین که منحنی نفوذ مرجع (I_{Ref}) نامیده می‌شود مشخص می‌شود. چنانچه برای سایر نقاط آزمایش، عمق آب نفوذ کرده برای یک زمان

نتایج تحقیقات بسیاری از محققان نشان می‌دهد که مدل فیلیپ بهترین مدل تطبیقی نفوذ آب برای توصیف خصوصیات زمانی نفوذ برای هر خاک خاص است. این مدل به دلیل سهولت در تخمین پارامترها و اینکه می‌تواند زمان را به صورت تابع ضمنی از نفوذ تجمعی و بالعکس بیان کند، انتخاب شده است (۱۵). مدل نفوذ دوجزئی فیلیپ به صورت زیر بیان شده است (۲۲):

$$I = St^{0.5} + At \quad (1)$$

در این رابطه I کل نفوذ آب (mm)، S (ضریب جذب آب، $mm/min^{0.5}$) و A (ضریب انتقال، mm/min) پارامترهای نفوذ می‌باشد.

مروری بر روش‌های موجود مقیاس‌سازی معادله فیلیپ

هدف اصلی مقیاس‌سازی، تعیین رابطه بین خواص هیدرولیکی خاک در یک مکان مشخص با خاک مرجع با استفاده از عوامل مقیاس است (۱). مقیاس‌سازی به طور وسیع در بررسی تغییرات خصوصیات خاک و خصوصیات هیدرولیکی مورد استفاده قرار گرفته است (۱۹، ۳۵ و ۳۶). میلر و میلر (۱۷) برای تخمین تغییرپذیری خاک‌ها، نظریه محیط‌های متشابه را معرفی نمودند. آنها فرض کردند که ساختار میکروسکوپی دو خاکی که از نظر هندسی متشابه هستند، تنها در یک نسبت‌هایی از یک طول مشخصه فیزیکی فرق می‌کنند. بر اساس تحلیل بی‌بعد کردن، پارامترهای مدل دو جمله‌ای فیلیپ، S (ضریب جذب آب) و A (عامل انتقال) توسط (۲۱) و (۲۲) مقیاس شد به طوری که:

$$\frac{S_j}{\lambda_j^{1/2}} = \frac{S_r}{\lambda_r^{1/2}} \quad (2)$$

و

$$\frac{A_j}{\lambda_j^{1/2}} = \frac{A_r}{\lambda_r^{1/2}} \quad (3)$$

در این رابطه پارامتر λ طول مشخصه‌ای از خصوصیات خاک منطقه است و زیرنویس j شماره نقطه‌های مورد آزمایش است که در این پژوهش ۲۲ نقطه بودند و زیرنویس r شماره نقطه‌ای است که به عنوان مرجع در نظر گرفته شده است (متوسط خصوصیات آب و خاک). اگر از فرضیه محیط‌های متشابه درست استفاده شود، آنگاه λ_j در معادله ۲ و ۳ دارای مقادیر یکسانی خواهند شد. عامل مقیاس بدون بعد α به این صورت تعیین می‌شود که:

$$\alpha_j = \frac{\lambda_j}{\lambda_r} = \frac{\lambda_j}{\lambda} \quad (4)$$

در این رابطه $\bar{\lambda}$ طول مشخصه خاک مرجع با در نظر گرفتن

نتایج و بحث

تخمین پارامترهای مدل نفوذ

داده‌های نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده در نقاط مختلف به مدل فیلیپ برازش شد و با روش حداقل مربعات، پارامترهای مدل S و A به دست آمد. مقدار پارامتر ضریب جذب آب (S) $(\text{mm}/\text{min}^{0.5})$ بین $4/44$ و $9/44$ و مقدار پارامتر ضریب انتقال (A) $(\text{mm}/\text{min}^{0.5})$ بین $0/01$ و $0/15$ متغیر بود که به تغییرپذیری مکانی خصوصیات خاک در منطقه مورد مطالعه اشاره دارد. شکل ۲، رابطه بین ضریب جذب آب (S) و ضریب انتقال (A) را نشان می‌دهد. ضریب تبیین $R^2 = 0/09$ نشان‌دهنده‌ی رابطه ضعیف بین پارامتر (S) و (A) می‌باشد. بابایی و همکاران (۱) و مهرابی و سپاسخواه (۱۶) نشان دادند که رابطه معنی‌داری بین ضریب جذب و ضریب انتقال وجود ندارد. همچنین تالاسما (۳۰) رابطه بین ضریب جذب و هدایت هیدرولیکی اشباع ضعیف بیان کردند. در حالی‌که ماچپوال و همکاران (۱۵) و شمارا و همکاران (۲۸) تمایل به افزایش مقدار S با افزایش مقدار A را گزارش کرده‌اند.

مقیاس‌بندی پارامترهای مدل

با استفاده از داده‌های ۲۲ سری اندازه‌گیری مقادیر S و A در مکان‌های آزمایشی، مقدار پارامترهای منحنی مرجع (میانگین) محاسبه شد. منحنی‌های نفوذ با استفاده از روش‌های مختلف مقیاس‌بندی شدند. شکل ۳، منحنی نفوذ مقیاس‌شده را بر اساس فاکتورهای مقیاس F_{si} و $\alpha_{opt}, \alpha_H, \alpha_G, \alpha_m, \alpha_A, \alpha_S$ نشان می‌دهد. نقاط مقیاس‌بندی شده بر اساس α_S بیشتر در زیر منحنی میانگین قرار دارد، در حالی‌که مقیاس‌بندی بر اساس (α_A) ، رابطه معنی‌را نسبت به منحنی نفوذ میانگین نشان نمی‌دهد.

مشخص (t_S) (که در این تحقیق از عمق آب نفوذ کرده پس از ۴ ساعت استفاده شد) به دست آید، عامل مقیاس (Fs)، بدون بعد) برابر با عمق آب نفوذ کرده پس از زمان مشخص (t_S) در نوار مورد نظر به عمق آب نفوذ کرده پس از زمان مشخص در نوار مرجع خواهد بود:

$$F_{si} = \frac{I_i}{I_{Ref}} = \frac{S_i t_S^{0.5} + A_i t_S}{S_r t_S^{0.5} + A_r t_S} \quad (11)$$

در این رابطه F_{si} فاکتور مقیاس مربوط به هر واقع آبیاری، I_i ($i=1,2, \dots, n$) عمق آب نفوذ کرده پس از یک زمان مشخص (t_S) برای هر بار آبیاری (در این تحقیق برابر با ۲۴۰ دقیقه در نظر گرفته شد) و I_{Ref} عمق آب نفوذ کرده پس از زمان مشخص در نوار مرجع، S_r و A_r پارامترهای معادله نفوذ میانگین تحت عنوان منحنی مرجع هستند. در نتیجه، مقدار نفوذ مقیاس‌شده (I_s) برای هر یک از نقاط مورد آزمایش برابر است با:

$$I_s = F_s (S t^{0.5} + A t) \quad (12)$$

و همچنین پارامترهای نفوذ مقیاس‌شده $(S_{si}$ و $A_{si})$ برای هر نقطه (واقع آبیاری) به صورت زیر می‌باشد:

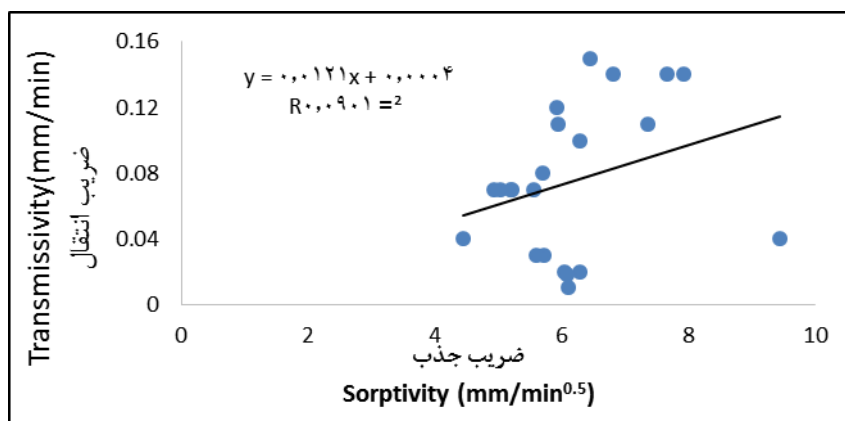
$$S_{si} = F_{si} S_r, A_{si} = F_{si} A_r \quad (13)$$

برای ارزیابی روش مقیاس‌سازی پیشنهاد شده در این تحقیق از ضریب تبیین (R^2) ، میانگین انحراف خطا (MBE) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) استفاده شد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_{reference} - Z_{scaled})^2}{n}} \quad (15)$$

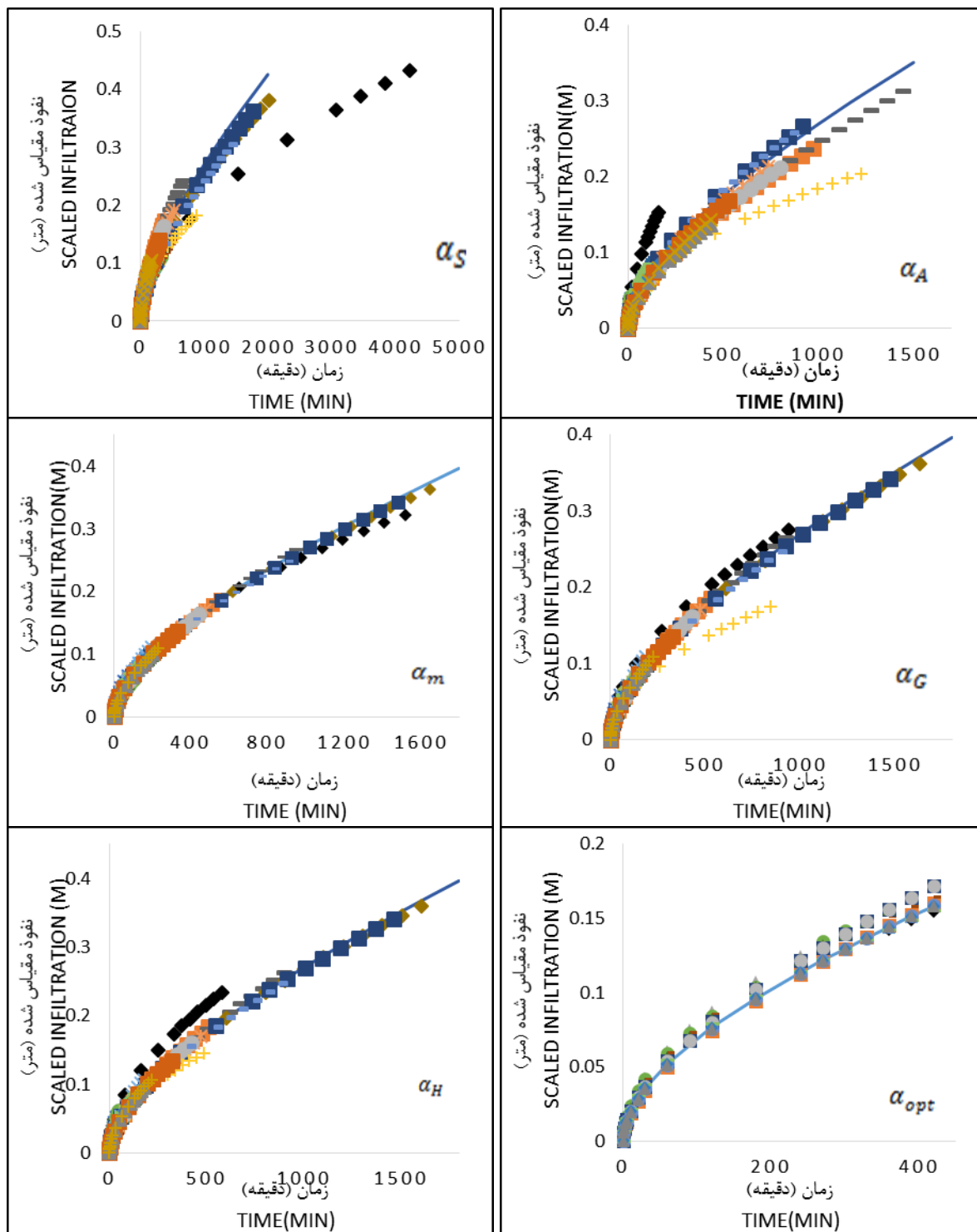
$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_{reference} - Z_{scaled}) \quad (16)$$

که در آن $Z_{reference}$ = مقدار نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده (نقطه مرجع)، Z_{scaled} = نفوذ تجمعی مقیاس‌شده و n تعداد داده‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۲- رابطه بین ضریب جذب و ضریب انتقال نقاط مورد مطالعه

Figure 2- Relation between sorptivity and transmissivity parameter in study area



شکل ۳- منحنی نفوذ مقیاس شده بر اساس فاکتورهای مقیاس مختلف برای ۲۲ نقطه مورد آزمایش

Figure 3- Infiltration curves of 22 sites scaled by different scaling factors

قرار گیرند (۱۵ و ۱۶). در تحقیقی دیگر برای خاک‌های کشاورزی رابطه خاصی در مورد نحوه قرارگیری منحنی‌های نفوذ مقیاس شده نسبت به منحنی مرجع به دست نیامد (۱).

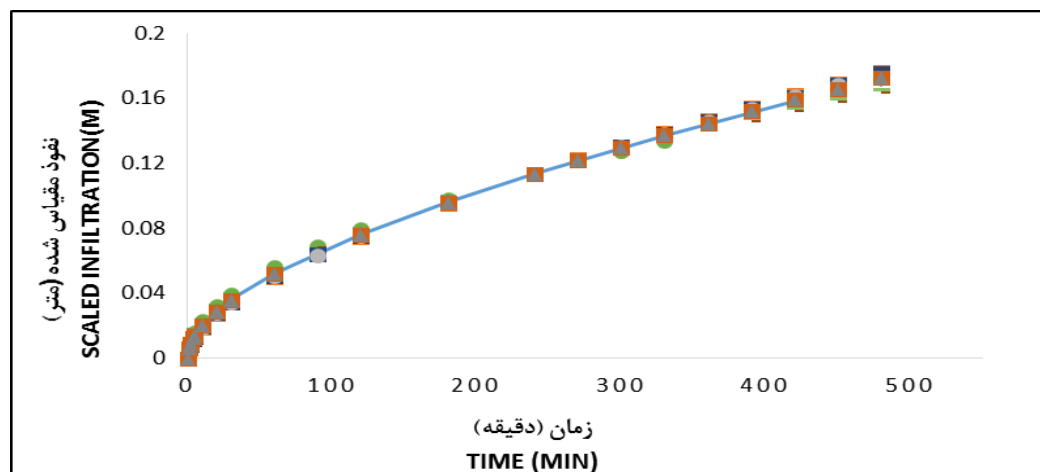
تحقیقات گذشته در این زمینه بیان می‌کند که مقیاس‌بندی توسط (α_S) ، سبب گردیده که منحنی‌های نفوذ اکثر در زیر منحنی مرجع و مقیاس‌بندی بر اساس α_A ، با کمی اختلاف در بالای منحنی میانگین

میانگین مقیاس کرده است. جدول ۲، نتایج شاخص‌های آماری را برای فاکتورهای مقیاس مختلف ارائه شده در این تحقیق نشان می‌دهد. مقادیر مثبت MBE نشان از بیش‌برآوردی و مقادیر منفی نشان از کم‌برآوردی نفوذ مقیاس شده نسبت به منحنی مرجع است. به استثنا روش ارائه شده در این تحقیق برای به دست آوردن فاکتور مقیاس (F_{Si}) در سایر موارد مقدار MBE مثبت بوده که نشان‌دهنده بزرگ‌تر بودن داده‌های نفوذ مقیاس شده نسبت به منحنی نفوذ میانگین (مرجع) است. در اکثر موارد مقدار R^2 نزدیک ۰/۹ و یا بزرگتر از ۰/۹ است. در تحقیقی دیگر نشان داده شده که مقدار R^2 در تمامی موارد بزرگتر از ۰/۹ است (۳). بهترین نتایج مربوط به فاکتور مقیاس F_{Si} با مقدار نزدیک به عدد یک ($R^2 = 0.9996$)، مقدار پائین RMSE (< 0.006) و مقدار $MBE = +0.0019$ است. نتایج نشان می‌دهد که روش ارائه شده در این تحقیق دارای برتری نسبت به روش‌های قبلی مقیاس‌سازی معادله فیلیپ دوجزیبی (۱، ۱۵ و ۲۸) است.

شکل ۳ نشان می‌دهد که داده‌های مقیاس‌بندی شده بر اساس α_A و α_S و سایر فاکتورهای مقیاس برازش و یکنواختی بهتر را نشان می‌دهد و پراکندگی در اطراف منحنی میانگین را نسبت به هر دو کاهش داده است. همچنین نسبت به α_G و α_H داده‌ها را بهتر مقیاس‌سازی کرده است. در تحقیق بابایی و همکاران (۱)، α_H بهتر از α_m و α_G فرآیند مقیاس‌سازی را انجام داده بود.

مقیاس‌سازی با استفاده از فاکتور مقیاس F_S (روش پیشنهادی)

شکل ۴، مقیاس داده‌ها را با استفاده از فاکتور مقیاس F_S نشان می‌دهد. در شکل ۵ فاکتور مقیاس بر اساس t_s برابر با ۲۴۰ دقیقه به دست آمده است. شکل ۴ نشان می‌دهد که این روش نسبت به بقیه روش‌های مقیاس‌سازی، داده‌ها را با کمترین خطا نسبت به منحنی



شکل ۴- منحنی نفوذ مقیاس شده بر حسب فاکتور مقیاس F_S

Figure 4- Scaled infiltration curve based on scaling factor F_S

جدول ۲- نتایج شاخص‌های آماری بر اساس فاکتورهای مقیاس مختلف

Table 2- Results of statistical indices based on different scale factors

| فاکتور مقیاس Scaling factor | RMSE | MBE | R^2 |
|--------------------------------|-------|----------|-------|
| α_A | 0.043 | +0.00029 | 0.858 |
| α_S | 0.064 | - 0.0071 | 0.872 |
| $\alpha_{S,A}^G$ | 0.049 | - 0.0041 | 0.932 |
| $\alpha_{S,A}^G$ | 0.047 | - 0.0017 | 0.905 |
| $\alpha_{S,A}^H$ | 0.046 | + 0.0033 | 0.927 |
| α_{opt} | 0.005 | - 0.0011 | 0.992 |
| F_S | 0.006 | + 0.0019 | 0.999 |

همخوانی دارد (۱۵، ۱۶ و ۲۸). بیشترین ضریب تغییرات مربوط به فاکتور مقیاس بر اساس ضریب جذب (α_S) است. در پژوهش‌های گذشته نیز بیشترین مقدار ضریب تغییرات مربوط به فاکتور مقیاس ضریب جذب آب بود (۱۵، ۱۶ و ۲۸). کمترین ضریب تغییرات فاکتور مقیاس مربوط به روش ارائه شده در این تحقیق (F_{Si}) و روش بهینه سازی (α_{opt}) با مقدار برابر ۱۸٪ است. نتایج جدول ۴ نشان می‌دهد که به استثناء α_A در سایر موارد فاکتورهای مقیاس همبستگی خوبی با F_S دارند. بابایی و همکاران (۳) برای تعدادی از خاک‌های استان سمنان در ایران نشان دادند که کمترین ضریب همبستگی بین α_{opt} و α_A وجود دارد. بیشترین ضریب همبستگی F_S با α_{opt} با مقدار ۰/۹۶ و پس از آن با α_S و α_m دیده می‌شود.

تأثیر انتخاب منحنی نفوذ مرجع بر مقیاس‌سازی معادله نفوذ

یکی از مزیت‌های روش ارائه گردیده در این تحقیق (F_{Si}) نسبت به روش‌های به کار برده شده در گذشته اختیاری بودن انتخاب منحنی مرجع است. می‌توان هر یک از نقاط آزمایش را به عنوان منحنی مرجع در نظر گرفت. شکل ۵، منحنی نفوذ تجمعی مقیاس شده و زمان را بر اساس انتخاب نقاط ۱، ۷، ۱۵، ۱۸ و ۲۲ به عنوان منحنی مرجع نشان می‌دهد. انتخاب منحنی مرجع به گونه‌ای بوده که شامل منحنی‌های نفوذ متفاوت باشد. انتخاب منحنی مرجع به ترتیب شامل خاک‌های با بافت مختلف (سیلتی لومی، لومی شنی، لوم، لومی رسی و شنی و لومی رسی)، باشد. شکل ۵ نشان می‌دهد که هر یک از نقاط را می‌توان به عنوان منحنی مرجع انتخاب کرد و منحنی‌های نفوذ با دقت مناسبی نزدیک به منحنی مرجع شده‌اند. برای ارزیابی بهتر نتایج آماری مربوط به مقیاس‌سازی منحنی نفوذ بر اساس انتخاب نقاط مختلف به عنوان منحنی مرجع در در جدول ۴ نشان داده شده است.

مقدار پارامترهای آماری برای روش بهینه‌سازی برابر با ۰/۹۹۱۸، $R^2 = 0.9918$ ، RMSE برابر با ۰/۰۰۵ و MBE برابر با -۰/۰۰۱۱ است. فاکتور مقیاس بر اساس α_A (RMSE=0.043 و MBE=0.00029) دارای عملکردی بهتری نسبت به فاکتور مقیاس α_S (RMSE=0.064 و MBE=-0.0071) است که با تحقیقات بابایی و همکاران (۱) مطابقت دارد.

رابطه فاکتورهای مقیاس مختلف

جدول ۳ فاکتور مقیاس بر اساس $\alpha_S, \alpha_A, \alpha_m, \alpha_G, \alpha_H$ را برای ۲۲ نقطه مورد آزمایش و استفاده از منحنی میانگین به عنوان منحنی مرجع نشان می‌دهد. مقدار فاکتور مقیاس F_{Si} به استثناء نقاط ۷، ۱۰، ۱۱ و ۱۴ و مقدار α_{opt} به استثناء نقاط ۱۴، ۱۶ و ۱۹ در سایر نقاط موارد بین α_S و α_A قرار دارد. در نتیجه کاربرد α_H و α_m به عنوان فاکتور مقیاس در بسیاری از نقاط می‌تواند مفید باشد. همچنین نتایج جدول ۳ نشان می‌دهد که مقدار فاکتور مقیاس بهینه و F_{Si} بیشترین نزدیکی را دارد. بیشترین مقدار F_{Si} برابر با ۱/۴۴ و کمترین مقدار آن برابر با ۰/۷ است. مقادیر بیشینه و کمینه برای فاکتور مقیاس α_{opt} به ترتیب برابر با ۱/۳۷ و ۰/۶۵ است.

همچنین جدول ۳ خصوصیات آماری مختلف فاکتورهای مقیاس متفاوت و همچنین همبستگی آن‌ها با فاکتور مقیاس روش ارائه شده در این تحقیق بیان شده است. مقدار میانگین حسابی α_A و α_S در این تحقیق به ترتیب برابر با ۰/۹۳ و ۱/۰۳ به دست آمد. در تحقیقی در خاک‌های هند این مقادیر به ترتیب با ۰/۸۵۷ و ۱/۴۱ به دست آمد (۱۵). در تحقیقی دیگر میانگین حسابی α_A و α_S برابر با ۰/۹۴ و ۱/۲۴ به دست آمد (۲۸) که به خصوص با میانگین حسابی α_A در تحقیق حاضر همخوانی دارد. مقدار میانگین حسابی فاکتور مقیاس برای تمامی روش‌ها نزدیک به یکدیگر است که با تحقیقات قبلی

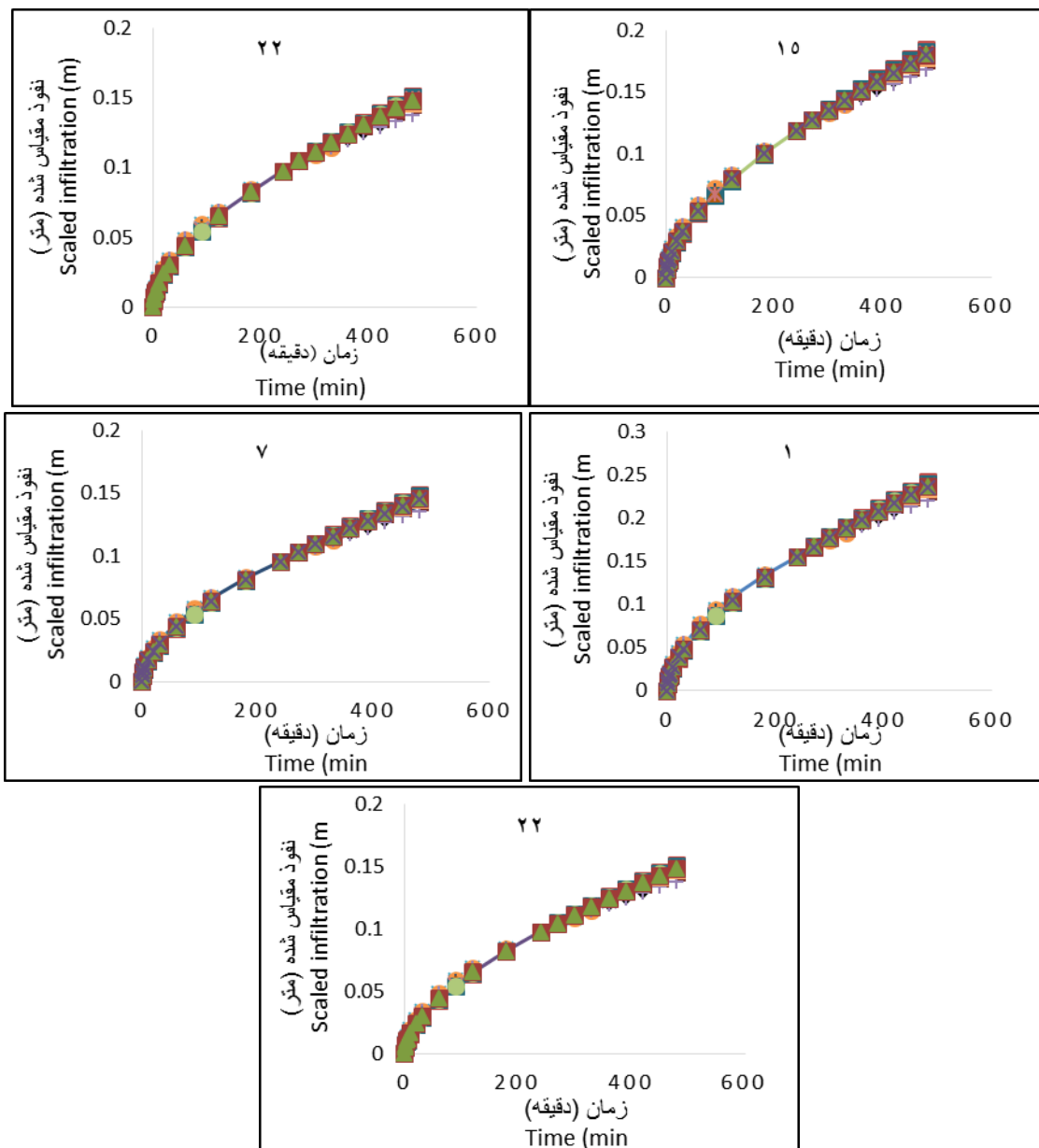
جدول ۳- خصوصیات آماری فاکتورهای مقیاس‌بندی و همبستگی آنها با فاکتور مقیاس‌بندی F_S

Table 3- Statistical characteristics of the scaling factors and their correlation with scaling factor F_S

| فاکتور مقیاس Scaling factor | میانگین Mean | انحراف معیار Standard deviation | ضریب تغییرات (%) Coefficient of variation | دامنه Range | ضریب همبستگی Correlation coefficient |
|--------------------------------|-----------------|------------------------------------|--|----------------|---|
| α_A | 0.93 | 0.32 | 35 | 0.51-2.34 | 0.44 |
| α_S | 1.03 | 0.40 | 38 | 0.51-1.41 | 0.93 |
| α_m | 0.99 | 0.29 | 29 | 0.62-1.53 | 0.91 |
| α_G | 0.95 | 0.28 | 29 | 0.59-1.50 | 0.87 |
| α_H | 0.92 | 0.28 | 29 | 0.53-1.49 | 0.80 |
| α_{opt} | 0.95 | 0.20 | 18 | 0.65-1.37 | 0.96 |
| F_S | 0.98 | 0.19 | 18 | 0.70-1.44 | - |

دهد. مقدار MBE به دست آمده از جدول ۲ برای منحنی میانگین به عنوان منحنی مرجع برابر با ۰/۰۰۱۹ بوده است. از آنجا که در جدول ۲ از منحنی میانگین استفاده کرده‌ایم در تعدادی از منحنی‌ها مقیاس- شده مقدار MBE مثبت و در تعدادی منفی بوده است در نتیجه همدیگر را خنثی می‌کنند در صورتی که در جدول ۴ چون منحنی میانگین به عنوان منحنی مرجع انتخاب نگردیده ممکن است مقدار MBE در یک جهت افزایش یافته باشد.

نتایج نشان می‌دهد که در تمامی موارد R^2 به عدد یک (>0.99) نزدیک است. مقدار RMSE دارای بیشترین مقدار برابر با ۰/۰۰۸۶ برای نوار مرجع ۱ و کمترین مقدار برابر با ۰/۰۰۵۰ برای نوار مرجع ۱۸ است. مقدار RMSE به دست آمده از منحنی میانگین به عنوان منحنی مرجع در جدول ۲ برابر با ۰/۰۰۰۶ بود که نشان‌دهنده این است که در بعضی موارد انتخاب منحنی نفوذ متفاوت از منحنی میانگین باعث کاهش خطا شده است. منفی بودن مقدار MBE در نقاط ۷ و ۱۵ نشان از کم‌برآوردی و در سایر نقاط بیش‌برآوردی را نشان می‌دهد.



شکل ۵- منحنی نفوذ مقیاس شده بر اساس منحنی مرجع مختلف
Figure 5- Scaled infiltration curve based on different reference curve

جدول ۴- نتایج شاخص‌های آماری بر اساس منحنی نفوذ مرجع مختلف
Table 4- The results of Statistical characteristics based on different reference curve

| منحنی مرجع Reference curve | RMSE | R ² | MBE |
|-------------------------------|--------|----------------|----------|
| 1 | 0.0086 | 0.9890 | + 0.0041 |
| 7 | 0.0050 | 0.9937 | - 0.0020 |
| 15 | 0.0058 | 0.9922 | - 0.0027 |
| 18 | 0.0050 | 0.9902 | + 0.0019 |
| 22 | 0.0052 | 0.9925 | + 0.0022 |

α_S در حالت خارج از مقیاس دارای دقت مناسبی نمی‌باشند. دقت روش‌های میانگین شامل α_m ، α_G و α_H در حالت خارج از مقیاس دقت روش‌های α_A و α_S بیشتر ولی دقت آنها از روش‌های F_S و α_{opt} کمتر است.

ارزیابی روش پیشنهادی با داده‌های موجود در منابع

به منظور ارزیابی روش پیشنهادی در این پژوهش با داده‌های بانک اطلاعاتی، از ۱۵ نمونه از خاک‌های مورد استفاده به وسیله مهرابی و سپاسخواه (۱۶) استفاده گردید. پارامترهای نفوذ این خاک‌ها در جدول ۵ مشخص شده است. از آنجا که انتخاب منحنی مرجع در روش پیشنهاد شده در این تحقیق اختیاری است منحنی نفوذ خاک شماره ۱۰ را به طور تصادفی به عنوان منحنی مرجع انتخاب شد. عامل مقیاس با استفاده از رابطه (۱۱) بدست آمده و در جدول ۵ بیان گردیده است.

به طور کلی نتایج شکل ۹ و جدول ۴ نشان می‌دهد که روش ارائه شده در این تحقیق وابسته به منحنی میانگین نقاط نبوده و هر یک از نقاط را می‌توان به عنوان منحنی مرجع انتخاب کرد.

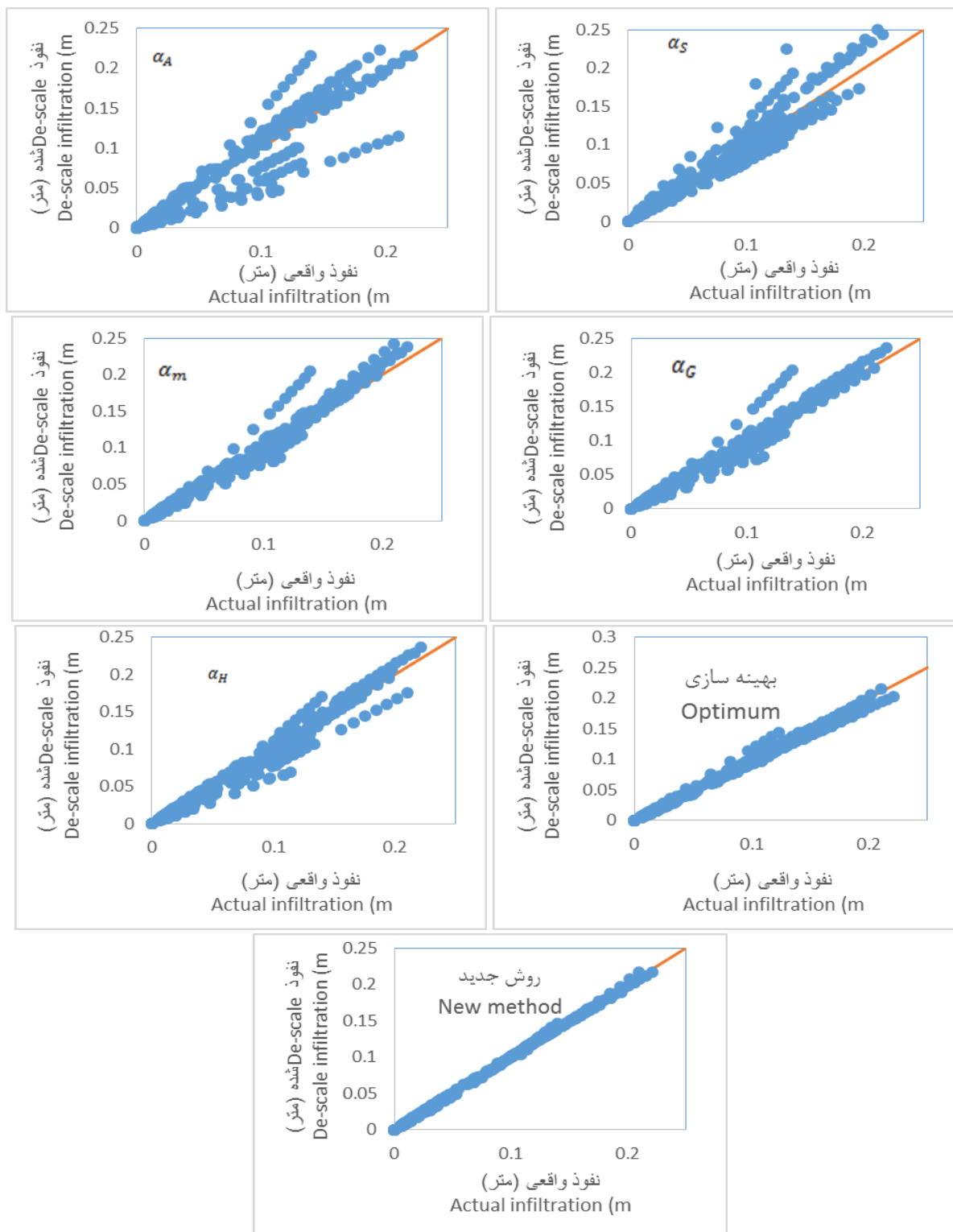
خارج کردن از مقیاس (de-scale)

برای ارزیابی جامع‌تر فرآیند مقیاس‌سازی، با استفاده از منحنی مرجع میانگین و فاکتورهای مقیاس، منحنی نفوذ تجمعی مقیاس شده ترسیم و با منحنی نفوذ واقعی مقایسه می‌گردد. شکل ۶ منحنی نفوذ تجمعی واقعی و منحنی نفوذ مقیاس شده به دست آمده از فرآیند de-scale را برای فاکتورهای مقیاس مختلف (α_S ، α_A ، α_m ، α_G ، α_H ، α_{opt} و F_S) نسبت به خط یک به یک نشان می‌دهد. نتایج شکل ۶ نشان می‌دهد که در حالت خارج کردن از حالت مقیاس بهترین نتایج مربوط به فاکتور مقیاس F_S است و در این روش اکثر داده‌ها بر خط یک به یک منطبق شده‌اند. دقت روش α_{opt} مناسب بوده و حدوداً داده‌های نزدیک خط یک به یک قرار گرفته‌اند. نتایج مربوط به α_A و

جدول ۵- پارامترهای معادله نفوذ و فاکتور مقیاس برای ۱۵ نمونه خاک داده‌های مهرابی و سپاسخواه

Table 5- Parameters and scaling factor of the infiltration for 15 soil samples of Mehrabi and Sepaskhah data

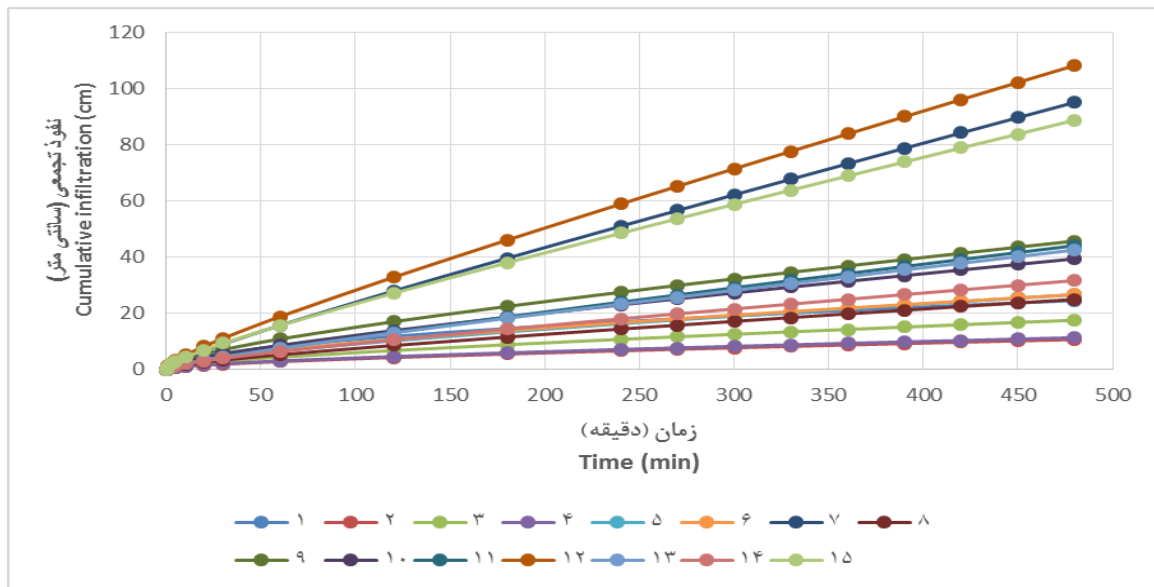
| شماره خاک Soil number | ضریب جذب $S(cm\ min^{-0.5})$ | ضریب انتقال $A(cm\ min^{-1})$ | فاکتور مقیاس (F_S) Scaling factor (F_S) |
|--------------------------|---------------------------------|----------------------------------|--|
| 1 | 1.038 | 0.004 | 0.737 |
| 2 | 0.289 | 0.009 | 0.288 |
| 3 | 0.429 | 0.017 | 0.465 |
| 4 | 0.319 | 0.009 | 0.308 |
| 5 | 0.648 | 0.026 | 0.707 |
| 6 | 0.736 | 0.022 | 0.725 |
| 7 | 0.755 | 0.164 | 2.717 |
| 8 | 0.418 | 0.033 | 0.625 |
| 9 | 1.017 | 0.049 | 1.195 |
| 10 | 0.727 | 0.049 | 1 |
| 11 | 0.417 | 0.073 | 1.042 |
| 12 | 1.049 | 0.178 | 2.561 |
| 13 | 0.424 | 0.069 | 1.012 |
| 14 | 0.483 | 0.044 | 0.783 |
| 15 | 0.903 | 0.144 | 2.109 |



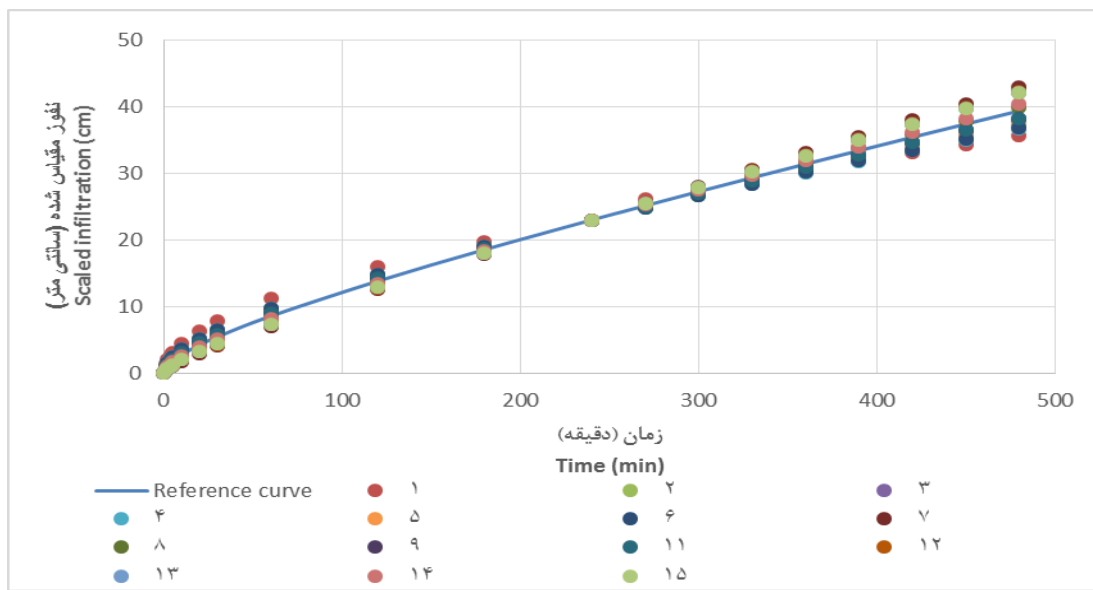
شکل ۶- مقایسه بین نفوذ واقعی و نفوذ de-scale شده بر اساس فاکتورهای مقیاس مختلف
 Figure 6- Comparison of between actual and de-scale infiltration curve by different scaling factor

شکل ۸ منحنی نفوذ تجمعی مقیاس شده ۱۵ نمونه خاک را با استفاده از روش ارائه شده در این تحقیق را نشان می‌دهد.

شکل ۷ منحنی نفوذ تجمعی برای ۱۵ نمونه خاک مورد استفاده قرار گرفت از تحقیق مهربابی و سپاسخواه (۱۶) را نشان می‌دهد.



شکل ۷- منحنی نفوذ تجمعی برای ۱۵ نمونه از داده‌های مهرابی و سپاسخواه
 Figure 7- Cumulative infiltration curves of 15 sites over Mehrafi and Sepaskhah data



شکل ۸- منحنی نفوذ مقیاس شده تجمعی برای ۱۵ نمونه از داده‌های تحقیق مهرابی و سپاسخواه
 Figure 8- Scaled cumulative infiltration curves of 15 sites over Mehrafi and Sepaskhah data

نتیجه‌گیری

اطلاع از خصوصیات نفوذپذیری خاک برای طراحی و مدیریت مطلوب روش‌های مختلف آبیاری ضروری است. تعیین تغییرپذیری مکانی فرآیند نفوذ در خاک با وجود دشواری زیاد، یکی از مهم‌ترین پیش‌نیازهای رسیدن به کشاورزی دقیق است. در این پژوهش یک روش جدید برای مقیاس‌سازی معادله فیلیپ دوجزبی ارائه گردیده و با روش‌های قبلی مقیاس‌سازی معادله فیلیپ دوجزبی بر اساس فاکتور

شکل ۸ نشان می‌دهد که روش ارائه شده در این تحقیق با دقت مناسبی ۱۵ منحنی نفوذ ارائه شده در تحقیق مهرابی و سپاسخواه (۱۳۹۲) را مقیاس کرده است. نتایج شکل ۸ نشان می‌دهد که روش ارائه شده در این تحقیق برای داده‌های مورد استفاده در سایر منابع نیز معتبر است.

روش‌های مقیاس‌سازی، روش α_{opt} دارای مقادیر مناسب‌تر بود. برخلاف روش‌های مقیاس‌سازی گذشته که منحنی مرجع برابر با منحنی میانگین پارامترهای نفوذ بود، در روش ارائه شده در این تحقیق منحنی مرجع اختیاری بود.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه زابل با کد پژوهانه UOZ-GR-9718-122 انجام شد که بدین وسیله از آن تشکر و قدردانی می‌گردد.

مقیاس مختلف شامل α_{opt} ، α_H ، α_G ، α_m ، α_A ، α_S مقایسه شد. برای ارزیابی از داده‌های اندازه‌گیری شده در ۲۲ نقطه از مزارع پراکنده در پردیس دانشگاه زابل استفاده شد. روش ارائه شده در این تحقیق برخلاف سایر روش‌های مقیاس‌سازی معادله فیلپ به پارامترهای فیزیکی معادله فیلپ شامل ضریب جذب آب (α_S) و ضریب انتقال (α_A) بستگی ندارد و پارامتر مقیاس (F_S) براساس مقدار نفوذ پس از زمان مشخص در نقاط مختلف به دست می‌آید. نتایج نشان داد که روش ارائه شده در این تحقیق به منظور به دست آوردن پارامتر مقیاس (F_S) دارای بهترین نتایج است. در میان سایر

منابع

- Babaei F., Zolfaghari A.S., Yazdani M.R., and Sadeghipour A. 2018. Spatial analysis of infiltration in agricultural lands in arid areas of Iran. *Catena* 170: 25–35.
- Bautista E., and Wallender W.W. 1985. Spatial variability of infiltration in furrows. *Transactions of the ASAE* 28: 1846–1851.
- Childs J., Wallender W.W., and Hopmans J.W. 1993. Spatial and seasonal variation of furrow infiltration. *Irrigation and Drainage Engineering* 119(1): 74-90.
- Duan R., Fedler C.B., and Borrelli J. 2011. Field evaluation of infiltration models in lawn soils. *Irrigation Science* 29: 379–389.
- Green W.H., and Ampt G.A. 1911. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. *Agriculture Science* 4(1): 1-24.
- Guzmán-Rojo D.P., Bautista E., Gonzalez-Trinidad J.G., and Bronson K.F. 2019. Variability of furrow infiltration and estimated infiltration parameters in a macroporous Soil. *Irrigation and Drainage Engineering* 145(2): 04018041.
- Haise H.R., Donnan W.W., Phelan J.T., Lawhon L.F., and Shockley D.G. 1956. The use of ring infiltrometers to determine the infiltration characteristics of irrigated soils. *Publ ARS41 USDA. Agricultural Research Service and Soil conservation Service* 26(6): 451-463.
- Holtan H.N. 1961. Concept for infiltration estimates in watershed engineering. *USDA-ARS Bull.* 41–51.
- Horton R.E. 1941. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. *Soil Science Society of America* 5(C): 399-417.
- Khatri K.L., and Smith R.J. 2006. Real-time prediction of soil infiltration characteristics for the management of furrow irrigation. *Irrigation Science* 25(1): 33-43.
- Koech R.K., Smith R.J., and Gillies M.H. 2014. A real-time optimisation system for automation of furrow irrigation. *Irrigation Science* 32(4): 319-327.
- Kostiakov A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity of studying it from the dynamic point of view for the purposes of amelioration. *Trans. Sixth Comm. International. Soil Science Society* 7-21.
- Kutilek M., and Nielsen D.R. 1994. *Soil hydrology: textbook for students of soil science, agriculture, forestry, geoecology, hydrology, geomorphology and other related disciplines.* Catena Verlag 370 pp.
- Kutilek M., Zayani K., Haverkamp R., Parlange J.Y., and Vachaud G. 1991. Scaling of Richards' equation under invariant flux boundary conditions. *Water Resource Research* 27: 2181–2185.
- Machiwal D., Jha M.K., and Mal B.C. 2006. Modelling infiltration and quantifying spatial soil variability in a wasteland of Kharagpur, India. *Biosystems Engineering* 95(4): 569-582.
- Mehrabi F., and Sepaskhah A.R. 2013. Spatial Variability of Infiltration Characteristics at Watershed Scale: a case study of Bajgah plain. *Journal of Agricultural Engineering Research* 14 (1): 13-32. (In Persian with English abstract)
- Miller E.E., and Miller R.D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics* 27(4): 324-332.
- Nie W.B., Li Y.B., Zhang F., Dong S.X., Wang H., and Ma X.Y. 2018. A Method for Determining the Discharge of Closed-End Furrow Irrigation Based on the Representative Value of Manning's Roughness and Field Mean Infiltration Parameters Estimated Using the PTF at Regional Scale. *Water* 10, 1825; doi:10.3390/w10121825.
- Nielsen D.R., Biggar J.W., and Erh K.T. 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia* 42: 215–259.

- 20- Oyonarte N.A., Mateos L., and Palomo M.J. 2002. Infiltration variability in furrow irrigation. *Irrigation and Drainage Engineering* 128(1): 26-33.
- 21- Philip J.R. 1969. *Theory of Infiltration*. Academic Press, New York Vol. 9, pp 215-295
- 22- Philip J.R. 1957. The theory of infiltration: 3. Moisture profiles and relation to experiment. *Soil Science* 84(2): 163-178.
- 23- Rasoulzadeh A., and Sepaskhah A.R. 2003. Scaled infiltration equations for furrow irrigation. *Biosystems Engineering* 86(3): 375-383.
- 24- 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. *Science Agriculture* 68: 582-591.
- 25- Sadeghi M., Ghahraman B., Warrick A.W., Tuller M., and Jones S.B. 2016. A critical evaluation of Miller and Miller similar media theory for application to natural soils. *Water Resources Research* 52(4): 1-18
- 26- Sadeghi M., Ghahraman B., Ziaei A.N., Davary K., and Reichardt K. 2012. Additional scaled solutions to Richards' equation for infiltration and drainage. *Soil and Tillage Research* 119: 60-69.
- 27- Schwankl L.J., Raghuwanshi N.S., and Wallender W.W. 2000. Furrow irrigation performance under spatially varying conditions. *Irrigation and drainage engineering* 126: 355-361.
- 28- Sharma M L., Gander G.A., Hunt C.G. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology* 45: 122-101.
- 29- Shahriari M., Delbari, M., Afrasiab P., Pahlavan-Rad M.R. 2019. Predicting regional spatial distribution of soil texture in floodplains using remote sensing data: A case of southeastern Iran. *Catena* 182: 1-12.
- 30- Talsma T. 1969. In situ measurement of sorptivity. *Soil Research* 7(3): 269-276.
- 31- Tsegaye T., and Hill R. L. 1998. Intensive tillage effects on spatial variability of soil physical properties. *Soil Science* 16(2): 143-154.
- 32- US Department of Agriculture, Natural Resources and Conservation Service. 1974. *National Engineering Handbook*. Section 15. Border Irrigation. National Technical Information Service, Washington, DC, Chapter 4.
- 33- Van Beek E., Bozorgy B., Vekerdy Z., and Meijer K. 2008. Limits to agricultural growth in the Sistan Closed Inland Delta, Iran. *Irrigation Drainage System* 22:131-143.
- 34- Warrick A.W. 1998. Spatial variability. In: *Environmental Soil Physics* (Hillel D, ed), pp 655-676. Academic Press, San Diego, CA.
- 35- Warrick A.W., and Nielsen D.R. 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: *Applications of Soil Physics* (Hillel D, ed), pp 319-344. Academic Press, New York.
- 36- Warrick A.W., Mullen G.J., and Nielsen D.R. 1977. Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept. *Water Resources Research* 13(2): 355-362.
- 37- Warrick A.W., and Hussen A.A. 1993. Scaling of Richards' equation for infiltration and drainage. *Soil Science Society of America* 57: 15-18.
- 38- Zapata, N., and Playán E. 2000. Elevation and infiltration in a level basin. I. Characterizing variability. *Irrigation Science* 19(4): 155-164.

Evaluation Different Methods of Scaling the Philip Equation

M.T. Poozan¹ - M.M. Chari^{2*} - P. Afrasiab³

Received: 11-09-2019

Accepted: 16-11-2019

Introduction: Infiltration is found to be the most important process that influences uniformity and efficiency of surface irrigation. Prediction of infiltration rate is a prerequisite for estimating the amount of water entering into the soil and its distribution. Since the infiltration properties are a function of time and space, a relatively large number of field measurements is needed to represent an average of farm conditions (Bautista and Wallender, 1985). In recent years, researchers have proposed methods to reduce the requirement of the regional and field data in order to describe water dynamic in the soil. One of these methods is scaling which at the first was presented by Miller and Miller (1956) and developed on the similar media theory in the soil and water sciences (Miller and Miller, 1956; Sadeghi et al., 2016). According to similar media theory, soils can be similar, provided that different soils can be placed on a reference curve with ratios of a physical characteristic length, called "scaling factor". The objective of the present study was scaling the Philip infiltration equation and analyzing the spatial variability of infiltration characteristics by using minimum field measurements. In this research, a new method was presented for scaling infiltration equation and compared with previous methods scaling including: based on sorptivity (α_S), transmissivity (α_A), the optimum scaling factors (α_{opt}) arithmetic, geometric and harmonic.

Materials and Methods: The basic assumption of scaling through this method was "the shape of the infiltration characteristics curve is almost constant despite the variations in the rate and depth of infiltration". The data required for infiltration scaling were a reference infiltration curve (whose parameters are known) and the depth of water infiltrated within a specified time period in other infiltration curves. In this method, first, equation infiltration parameters are specified for one infiltration curve, called the reference infiltration curve (I_{Ref}). If, for other infiltration equations, the depth of water infiltrated is obtained after the specified time (t_s) (for example, depth of infiltration water after 4 hours), the scale factor (F_s , dimensionless) is equal to the depth of water infiltrated after t_s in the reference infiltration equation to depth of infiltrated water after t_s even infiltration equation is as follows:

$$F_{si} = \frac{I_i}{I_{Ref}} = \frac{S_i t_s^{0.5} + A_i t_s}{S_r t_s^{0.5} + A_r t_s} \quad (1)$$

where I_i ($i=1,2, \dots, n$) is depth of infiltrated water after a given time (t_s) for each infiltration families and I_{Ref} is depth of infiltrated water after a given time in reference, and S_r and A_r are parameters of reference curve. In order to assess the proposed scaling method, root mean square error (RMSE), mean bias error (MBE) and coefficient of determination (R^2) were used for a totally 24 infiltration tests.

Results and Discussion: The parameters of this model (i.e. sorptivity S and transmissivity factor A) showed a wide variation among the study sites. The variation of these parameters showed no significant difference between sorptivity and transmissivity factors. In addition, Talsama et al. (1969) illustrated that there is a weak relationship between sorptivity and saturated hydraulic conductivity. Results showed that scaling achieved using α_A was better than that obtained using α_S . Mean curve was chosen as reference curve and scale curve was obtained by different methods. The results of statistical analysis showed that the proposed method had the best performance (RMSE=0.006, MBE=0.0019 and $R^2=0.9996$). In order to evaluate the effect of the reference curve selection on the results, the scaled cumulative infiltration curve based on different reference curves (different infiltration equation) was evaluated. The results showed that the selection of the reference infiltration curve is optional and each cumulative infiltration families can be selected as the reference curve. For defining the

1, 2 and 3- M.Sc. Student, Assistant Professor and Associate Professor, Water Engineering Department, Faculty of Water and Soil, University of Zabol, respectively.

(*- Corresponding Author Email: m.mahdi.chari@gmail.com)

DOI: 10.22067/jsw.v34i1.82567

relationship between F_s and α_{opt} , α_H , α_S , α_A , α_m , α_G data, a statistical analysis was performed. According to our results, F_s had the highest correlation with α_{opt} .

Conclusion: In this study, a new method for penetration scaling was presented. In this method, the infiltration curve can be obtained using the minimum information including a reference curve and the depth of infiltrated water after a given time. The selection of the reference infiltration curve is optional and each cumulative infiltration equation can be selected as the reference curve. In the light of the results of this research, it can be concluded that the proposed method in this study is promising to be used for surface irrigation management.

Keywords: Infiltration, Scaling, Sorptivity, Transmissivity