

مقیاس سازی و بررسی تغییرات مکانی و ویژگی‌های نفوذ آب به خاک در مقیاس حوضه آبریز مرغملک شهرکرد

محمد نادریان فر¹، بیژن قهرمان، سید عبدالکریم سجادی، احد فعالیان و جهانگرد محمدی

دانشجوی دوره دکتری گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد؛ Naderian.mohamad@yahoo.com

استاد گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد؛ bijangh@ferdowsi.um.ac.ir

دانشجویان دوره دکتری گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد؛ ahad.faalian@gmail.com

دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشگاه شهرکرد؛ jahan.mohammad@ymail.com

دریافت: 90/9/1 و پذیرش: 92/4/17

چکیده

نفوذ آب به خاک یکی از مهم‌ترین پارامترها در آبیاری و کشاورزی است. یکی از اطلاعات اساسی مورد نیاز برای طراحی یک سیستم آبیاری کارآمد، آگاهی از مشخصات نفوذ آب به خاک است. تعیین تغییرپذیری مکانی فرایند نفوذ در خاک علی‌رغم دشواری زیاد، یکی از مهم‌ترین پیش‌نیازهای نیل به کشاورزی دقیق است. هدف از پژوهش حاضر تحلیل تغییرات مکانی و ویژگی‌های نفوذ در حوضه آبریز شهرکرد می‌باشد. برای مقیاس‌سازی منحنی نفوذ از داده‌های 111 حلقه‌ی مضاعف با بار ثابت در حوضه مورد مطالعه استفاده شد. داده‌ها با چهار مدل نظری، گرین-آمپ، کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوئیس و فیلیپ، برازش داده شدند. بر اساس ضریب همبستگی پیرسون (R) و معیار دقت مدل (MAE)، مدل فیلیپ بهترین برازش را دارا بود. فراسنج‌های مدل فیلیپ (عامل انتقال و ضریب جذب) نشان‌دهنده تغییرات مختلفی در منطقه بودند. عامل مقیاس برای ضریب انتقال (α_A) و ضریب جذب (α_S) محاسبه شدند و پس از آن داده‌های نفوذ مشاهده شده مقیاس (Scale) شدند. همچنین بررسی نشان داد که خطای مدل نیم تغییرنمای داده‌های اندازه‌گیری شده α_A با اثر قطعه‌ای 0/0001 و دامنه تأثیر 0/793 کیلومتر برابر 0/073 درصد می‌باشد که نشان دهنده وجود همبستگی مکانی α_A در منطقه است. مقادیر ضریب همبستگی پیرسون و انحراف مدل بین نفوذ واقعی و نفوذ از مقیاس خارج شده (de-Scale) بر اساس α_A ، به ترتیب 0/944 و 0/426 بدست آمد.

واژه‌های کلیدی: معادلات نفوذ آب به خاک، همبستگی مکانی، عامل مقیاس، عامل انتقال

مقدمه

فیزیکی خاک از نظر کشاورزی نفوذ می‌باشد تحقیقاتی که در این زمینه انجام شده است. این تحقیقات از مدل‌های کاملاً تجربی (کوستیاکوف، 1932؛ هورتون، 1940 و هولتان، 1961) تا مدل‌های دارای مبنای فیزیکی (گرین-آمپ، 1911؛ فیلیپ، 1957) را شامل می‌گردند (ماچیوال و همکاران، 2006). یک بازیابی کلاسیک به همراه

پدیده‌ی نفوذ هم در کشاورزی فاریاب و هم در کشت دیم مسئله‌ای حیاتی است. از اطلاعات اساسی مورد نیاز برای طراحی یک سیستم آبیاری کارآمد، آگاهی از مشخصات نفوذ خاک است. میزان نفوذ آب به منطقه غیراشباع و میزان رواناب راه، سرعت نفوذ تعیین می‌کند (هیلل، 1998). با توجه به اینکه مهم‌ترین مشخصه

¹ نویسنده مسئول، آدرس: مشهد، دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد، گروه مهندسی آب

می‌باشد (کومگنا و ویتال 1993). تغییرپذیری مکانی خاک را با استفاده از تکنیک‌های زمین آماری متعدد (ایساک و شریواستوا، 1989؛ کرسی، 1991) و یا تکنیک‌های مونت‌کارلو نیز می‌توان برآورد نمود (واریک و همکاران 1977). البته بایستی اشاره کرد که در اکثر موارد استفاده از تکنیک‌های زمین آماری به دلیل نیاز به نقاط نمونه‌برداری زیاد، برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی با محدودیت مواجه بوده است.

برای تخمین تغییرپذیری خاک‌ها، میلر و میلر (1956) نظریه محیط‌های متشابه را معرفی نمودند. آن‌ها فرض کردند که ساختار میکروسکوپی دو خاکی که از نظر هندسی متشابه هستند، تنها در نسبت‌هایی از یک طول مشخصه فیزیکی فرق می‌کنند. بر پایه این نظریه، روش‌های مقیاس سازی (Scaling) توسعه یافتند که در آن‌ها توابع هیدرولیکی خاک‌های مختلف می‌توانند با نسبت‌هایی از یک طول مشخصه فیزیکی، تحت عنوان "عامل مقیاس"، بر روی هم واقع شوند و با یک منحنی نماینده تحت عنوان "منحنی مرجع" نمایش داده شوند (واریک و همکاران 1977).

برای سادگی کاربرد نظریه محیط‌های متشابه، واریک و همکاران (1977) بیان کردند که برای یافتن عامل‌های مقیاس نیازی به جستجوی یک طول مشخصه فیزیکی نیست. آن‌ها 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 بر روی منحنی مرجع واقع شود (کوتیلک و نیلسن، 1994) و و پن (1997) برای توصیف نفوذ سه بعدی متقارن از یک نفوذ سنج تک حلقه‌ای و جهت به دست آوردن یک معادله عمومی نفوذ، از روش مقیاس سازی استفاده کردند و تأثیرات شرایط خاک و ابعاد حلقه‌ی نفوذ سنج بر روی منحنی‌های نفوذ مقیاس شده را مورد ارزیابی قرار دادند. آن‌ها یک مدل عددی بر مبنای معادله ریچاردز در مختصات استوانه‌ای را برای شبیه‌سازی فرایند نفوذ در سه خاک نمونه ارائه دادند. با انتخاب مقادیر مناسب برای فاکتور مقیاس زمان و فاکتور مقیاس طول، منحنی‌های نفوذ سه خاک نمونه با شرایط هیدرولیکی متفاوت، به خوبی به یک منحنی بی بعد نفوذ مقیاس شدند. نتایج نشان داد که منحنی بی‌بعد نفوذ به بار ماندابی اعمال شده، قطر حلقه نفوذ سنج، عمق کارگذاری حلقه و شرایط اولیه‌ی خاک حساس نیست.

رسول‌زاده و سپاس‌خواه (2003) با اندازه‌گیری و محاسبه میدانی هشت معادله‌ی نفوذ در آبیاری جویچه-

مقایسه جامع مدل‌های مختلف نفوذ توسط فیلیپ (1969) و شوارتزندرابر و هیلل (1973) ارائه شده است. خلاصه مفیدی از مدل‌های تجربی گرین-آپت و مدل‌های معادله محور ریچاردز توسط راوی و ویلیامز (1998) تدوین شده است. همچنین، یک سری راه حل‌های متفاوتی برای تحلیل فرایند نفوذ توسط پارلانگ و همکاران (1985) و هاورکمپ و همکاران (1990) توسعه داده شد. تمامی معادلات نفوذ، تنها تقریبی از معادله‌ی ریچاردز به شمار می‌آیند و بنابراین مدل بهینه، علی-الاصول در مکان‌ها و شرایط مختلف متفاوت می‌باشد، لذا هیچ روش منحصر به فردی برای انتخاب روش بهینه به جز آزمون و خطا وجود ندارد.

تعیین تغییرپذیری مکانی فرایند نفوذ در خاک علی‌رغم دشواری زیاد، یکی از مهم‌ترین پیش نیازهای نیل به کشاورزی دقیق است. از طرفی جدی‌ترین مشکل مدل-سازی نفوذ در حوضه‌های آبریز، چگونگی بیان تغییرپذیری مکانی خاک است. مطالعات پیشین نشان داده است که اراضی کشاورزی از نظر فرایند نفوذ دارای تغییرات بسیار وسیعی می‌باشند (کیسلینگ و همکاران، 1977). طی سه دهه‌ی گذشته، پیشرفت‌های زیادی در تئوری آمار مکانی در راستای فهم بهتر تغییرپذیری مکانی خاک‌ها ایجاد شد. بررسی‌های مفیدی درباره تغییرپذیری خاک توسط بکت و وبستر (1971) و بوون (1993) انجام شدند تغییرات مکانی یکی از مؤلفه‌های مهم در درک تأثیر مدیریت خاک در نواحی با اقلیم‌های متفاوت است. از طرفی توزیع مکانی خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک بر رفتارهای هیدرولوژیکی، انتقال رسوب و آب به آب‌های سطحی و زیر سطحی مؤثر می‌باشد. سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک بیشترین تغییرات زمین آماری و آماری را در بین خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک دارند (بوش و وست، 1998؛ مالانتس و همکاران، 1996؛ سگای و هیل، 1998). تغییرپذیری خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی باید با توجه به تغییرات فرایندهای محیطی در مقیاس‌های مختلف مکانی و زمانی مورد نظر قرار گیرد (مک براتنی، 1998). روش‌های مختلفی از جمله طبقه‌بندی واحد نقشه‌های خاک شناسی (مولا و مک براتنی، 2002) و تعریف ضریب تغییرات (واریک و نیلسن، 1980؛ ویلدینگ، 1985؛ ژوری، 1986) برای غلبه بر مشکل تغییرات مقادیر اندازه-گیری شده در مزرعه وجود دارد. با این حال، مطالعات تجربی متعدد نشان داد که مشخصات هیدرولیکی خاک مخصوصاً پارامتر هدایت هیدرولیکی حتی در یک واحد مشخص نقشه خاک‌شناسی دارای تغییرات چشمگیر

شده و منحنی نفوذ de-Scale شده در منطقه مورد ارزیابی قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

تحقیق حاضر در حوضه آبریز مرغملک شهرکرد انجام شده است، که مساحت دشت آن 97 کیلومتر مربع می‌باشد. در منطقه مذکور کوه‌ها و تپه‌ها بیش از 50 درصد سطح حوضه را می‌پوشانند. مهم‌ترین شکل‌های اراضی منطقه، فلات و دشت‌های آبرفتی به همراه تعدادی تپه است. منطقه دارای کاربری‌های کشت دیم، مراتع و کشت آبی بوده ولی به دلیل کم بودن وسعت کشت‌های آبی و قرار نگرفتن نقاط نمونه‌برداری در آن، دو کاربری عمده کشت دیم و مراتع در نظر گرفته شدند. بارش متوسط سالانه 400 میلی‌متر که بیشتر در زمستان و بهار اتفاق می‌افتد. دمای متوسط سالانه در منطقه 23 درجه سانتی-گراد است (متقیان و همکاران، 1387).

نمونه‌برداری از خاک سطحی به صورت شبکه شبه منظم با فواصل 1 کیلومتری و از عمق 0-30 سانتی-متر انجام شد. تعداد کل نمونه‌ها 111 عدد و حداقل فاصله بین نمونه‌ها 150 متر بود.

اندازه‌گیری نفوذ و طرح مورد استفاده

در این تحقیق از داده‌های نفوذ که با استفاده از روش حلقه‌های مضاعف با بار ثابت از 111 نقطه در حوضه آبریز شهرکرد (73 نمونه در دشت‌های آبرفتی و 38 نمونه در فلات و تپه) بدست آمده است که توسط متقیان و همکاران (1387) برداشت شده؛ استفاده شد. نفوذپذیری خاک با استفاده از حلقه‌های مضاعف با قطر استوانه داخلی 30 سانتی‌متر و قطر استوانه خارجی 45 سانتی‌متر اندازه‌گیری گردید. موقعیت نمونه‌ها در شکل 1 نشان داده شده است.

بررسی جدول 1 نشان می‌دهد که میانگین داده-های سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع به ترتیب $4/31$ و $0/72 \text{ cmh}^{-1}$ است. سرعت نفوذ بیشترین ضریب تغییرات (72 درصد) را نشان داد. با توجه به شکل متفاوت اراضی (فلات و دشت‌های آبرفتی) تفاوت آماری معنی‌داری بین میانگین IR به دست آمد. میانگین IR برای فلات و تپه $5/18 \text{ cmh}^{-1}$ و دشت‌های آبرفتی $3/86 \text{ cmh}^{-1}$ حاصل شد (متقیان و همکاران، 1387). نتایج جدول 1 نشان داد که میانگین سیلت (44%) بیشترین و بعد از آن رس (37%) قرار دارد. این مقادیر تقریباً دو برابر میانگین شن (19%) می‌باشند.

ای برای شش سری خاک، یک معادله‌ی عمومی برای نفوذ بدست آوردند. سری‌های خاک مورد آزمایش شامل چهار بافت مختلف خاک با بازه‌ی تغییرات زیاد (از لوم شنی تا لوم رسی) بودند. با استفاده از تحلیل ابعادی، معادله‌ی مناسبی برای مقیاس طول مشخصه (فاکتور مقیاس) به دست آمد؛ که تابعی از محیط خیس شده، رطوبت اشباع و رطوبت اولیه‌ی خاک بود. با استفاده از فاکتور مقیاس، منحنی‌های نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده برای آبیاری جویچه‌ای مقیاس سازی شدند. نتایج نشان داد که با استفاده از فاکتور مقیاس به دست آمده از تحلیل ابعادی، منحنی‌های مختلف نفوذ را می‌توان در یک منحنی واحد ادغام نمود. صحت‌سنجی معادلات نفوذ مقیاس شده نشان داد که از این معادلات می‌توان برای جویچه‌های دیگری با خاک و شرایط هیدرولیکی متفاوت نیز استفاده کرد. همچنین کوزاک و همکاران (2006) نشان دادند که برای نفوذ در شرایط ایجاد ماندابی لحظه‌ای، بین پارامترهای تجربی معادله نفوذ کوستیاکوف-لوتیز و پارامترهای شاخص توزیع اندازه منافذ (λ) و هدایت هیدرولیکی اشباع (K_{sat}) ارتباط تجربی قوی وجود دارد. ایشان همچنین با توسعه معادله کوستیاکوف-لوتیز برای شرایط ماندابی غیر لحظه‌ای (مانند بارش باران) نشان دادند که بین پارامترهای جدید این معادله و λ و K_{sat} برای چهار شدت بارش مختلف ارتباط نسبتاً متوسطی برقرار است. این محققین ابراز کردند که از ارتباط این پارامترها می‌توان برای مقیاس‌سازی و تخمین مقدار نفوذ استفاده نمود. همچنین ماچیوال و همکاران (2006) به مدل‌سازی نفوذ و کمی کردن تغییرات مکانی خاک در منطقه Kharagpur هند پرداختند. به طور کلی بررسی‌ها نشان می‌دهد که مقیاس‌سازی نفوذ عمدتاً در مقیاس کوچک انجام شده و کمتر به مقیاس‌سازی معادله نفوذ در مقیاس حوضه آبریز پرداخته شده است. بنابراین هدف این مقاله پرداختن به محدوده‌ی مکانی بزرگ همچون حوضه آبریز و بررسی تغییرات مکانی عامل مقیاس است.

در این پژوهش ابتدا به بررسی انواع معادلات نفوذ از جمله گرین-آمپ، فیلیپ، کوستیاکوف و کوستیاکوف-لوتیز بر روی داده‌های برداشته شده از 111 حلقه مضاعف در دشت شهرکرد پرداخته شده و پس از مشخص شدن بهترین روش، به مقیاس‌سازی (Scaling) منحنی نفوذ در مقیاس حوضه پرداخته شد و پس از آن به بررسی وجود یا عدم وجود همبستگی مکانی عامل مقیاس پرداخته شد؛ و با استفاده از روش کریجینگ به میان‌یابی عامل مقیاس در نقاط مختلف حوضه پرداخته

$$i = i_c + \frac{b}{I} \quad (5)$$

که در آن:

$I_{(t)}$: نفوذ تجمعی می‌باشد و $i_{(t)}$: سرعت نفوذ بر حسب میلیمتر بر دقیقه است

معادله دو جمله‌ای فیلیپ

معادله دیگری که تا اندازه‌ای پیچیده می‌باشد معادله فیلیپ می‌باشد. این معادله به صورت زیر است:

$$I_{(t)} = St^{1/2} + At \quad (6)$$

و سرعت نفوذ برابر است با:

$$i_{(t)} = \frac{St^{-1/2}}{2} + A \quad (7)$$

که در آن A (mm/min) عامل انتقال بوده و بستگی به هدایت هیدرولیکی خاک دارد.

انتخاب بهترین مدل نفوذ

در این پژوهش جهت انتخاب بهترین مدل نفوذ از معیارهای ارزیابی ضریب دقت مدل (MAE) و ضریب همبستگی پیرسون (R) بین نفوذ واقعی بدست آمده از حلقه‌های مضاعف و نفوذ برآوردی بدست آمده از معادلات نفوذ استفاده شد.

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |(Z^*(x_i) - Z(x_i))|}{n} \quad (8)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i))}{n} \quad (9)$$

$$r_{xy} = \frac{cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (10)$$

که در آن‌ها: که n تعداد مشاهدات، cov و σ به ترتیب کوواریانس و واریانس بین متغیر x و y، $Z^*(x_i)$ و $Z(x_i)$ به ترتیب مقادیر برآورد شده و مشاهده شده متغیر x در نقطه i می‌باشد. ضریب همبستگی نشان می‌دهد که خط رگرسیون بین مقادیر پیش‌بینی شده و مشاهده شده تا چه میزان به حداکثر مقدار هماهنگی بین این دو سری مقدار نزدیک است و از 0 تا 1 تغییر می‌کند.

همچنین MAE و MBE نشان دهنده دقت مدل و انحراف مدل است و هرچه مقدار آن به صفر نزدیک‌تر باشد دقت مدل بیشتر خواهد بود.

نظریه‌ی مقیاس‌سازی

Scaling یا مقیاس‌سازی به طور وسیع در بررسی تغییرات خصوصیات خاک و خصوصیات هیدرولیکی مورد استفاده قرار گرفته است (نیلسون و همکاران، 1973؛ واریک، 1977 و 1980). برای تخمین تغییرپذیری خاک‌ها، میلر و میلر (1956)

تخمین فراسنج‌های مدل‌های نفوذ

در پژوهش حاضر، از چهار مدل مختلف کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوئیس، گرین-آپ و روش دو جمله‌ای فیلیپ استفاده شد. این چهار روش بر مبنای تحقیقات پرکاربردی که سایر محققین در گذشته استفاده کردند انتخاب شد (ماچیوال و همکاران، 2006). در این پژوهش، داده‌های سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی از 111 نقطه در حوضه آبریز شهرکرد بدست آمد و چهار مدل ذکر شده بر آن برازش داده شد. بهترین روش با استفاده از معیارهای ارزیابی ضریب همبستگی پیرسون (R) و معیار دقت مدل (MAE) بدست آمد. در ادامه به شرح مختصری از چهار روش مورد استفاده پرداخته می‌شود.

مدل کوستیاکوف

کوستیاکوف (1932) معادله زیر را برای سرعت نفوذ پیشنهاد کرد:

$$i_{(t)} = at^{-b} \quad (1)$$

که در آن:

$i_{(t)}$: سرعت نفوذ بر حسب میلیمتر بر دقیقه است. a، $a > 0$ و $0 < b < 1$ پارامترهای مدل کوستیاکوف هستند. همچنین نفوذ تجمعی با استفاده از رابطه 2 و بر حسب میلیمتر بدست می‌آید.

$$I_{(t)} = \frac{a}{1-b} t^{1-b} \quad (2)$$

نتایج تحقیقات نشان می‌دهد که فرآیند نفوذ در مدل کوستیاکوف برای زمان‌های کوتاه نسبت زمان‌های طولانی دارای دقت بیشتری است (فیلیپ، 1957 و پارلانگ و همکاران، 1985). ایرادی که بر این معادله وارد می‌شود آن است که اگر با مشتق‌گیری از آن بخواهیم سرعت نفوذ را بدست آوریم سرعت نفوذ نهایی صفر خواهد شد. بنابراین معادله کوستیاکوف فقط تا زمانی صحیح است که سرعت نفوذ از ضریب آنگذری اشباع خاک بیشتر نباشد. برای حل این مشکل اصلاحاتی روی آن معادله صورت گرفت که منجر به معادلات نفوذ دیگری از جمله کوستیاکوف-لوئیس و ... شد.

مدل کوستیاکوف-لوئیس

معادله کوستیاکوف-لوئیس به صورت زیر بدست می‌آید:

$$i_{(t)} = at^{-b} + i_b \quad (3)$$

و

$$I_{(t)} = \frac{a}{1-b} t^{1-b} + i_b t \quad (4)$$

که در آن:

i_b : سرعت نهایی نفوذ می‌باشد (mm/min)

مدل گرین آپ

منحنی نفوذ تجمعی (I_t) می‌تواند با استفاده از α_A ، α_S و یا بوسیله معادله‌های زیر مقیاس شود (شارما و همکاران، 1980):

$$I^* = \alpha I \quad (18)$$

$$t^* = \alpha^3 t \quad (19)$$

که در آن‌ها I^* و t^* به ترتیب نفوذ تجمعی و زمان مقیاس شده است.

نتایج و بحث

خصوصیات نفوذ در حوضه آبریز مرغملک شهر کرد

شکل 2 نشان‌دهنده تغییرات سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی در بعضی از نقاط منطقه مورد مطالعه می‌باشد. علت انتخاب این نقاط بسته به موقعیت قرارگیری نقاط در دشت‌های آبرفتی، فلات و تپه بودند. همان‌گونه که نشان داده شده است در بعضی نقاط افزایش یا کاهش ناگهانی در نفوذ را مشاهده می‌کنیم که علت آن درز و شکاف‌های موجود در خاک می‌باشد. با توجه به اینکه بعضی نمونه‌ها از مناطق فلات و تپه‌ای برداشت شده مشاهده می‌شود که دارای خصوصیات متفاوتی در میزان نفوذ است که بعضی از این نقاط پرت حذف گردید.

محاسبه فراسنج‌های مدل نفوذ

با رسم مقادیر واقعی سرعت نفوذ برابر نفوذ تجمعی، فراسنج‌های مدل نفوذ بدست می‌آید. به عنوان مثال در معادله گرین-آمپ با رسم مقادیر i در هر زمان بر مقادیر I/I در آن زمان و انجام رگرسیون خطی بین آن دو فراسنج، معادله‌ای بدست می‌آید که شیب خط معادله برابر b و عرض از مبدأ آن برابر i_0 خواهد بود.

انتخاب بهترین مدل نفوذ

پس از تخمین فراسنج‌های نفوذ به بررسی بهترین مدل پرداخته شد. برای ارزیابی معادلات نفوذ به بررسی ضریب همبستگی پیرسون (R) و MAE بین نقاط برآوردی بدست آمده از معادلات نفوذ و داده‌های نفوذ واقعی بدست آمده از حلقه‌های مضاعف پرداخته شد. همچنین از کلیه‌ی نقاط نمونه‌برداری برای ارزیابی استفاده شد که نتایج آن در جدول 2 ارائه شده است. نتایج معیارهای ارزیابی نشان می‌دهد، مدل فیلیپ دارای نتایج بهتری نسبت به سایر مدل‌ها می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد که مدل گرین آمپ و کوستیاکوف-لوئیس دارای نتایج عملکرد ضعیف‌تری می‌باشد؛ لذا در ادامه از مدل فیلیپ برای مقیاس‌سازی منحنی نفوذ استفاده شد.

ارزیابی عملکرد بهترین مدل نفوذ

قبل از استفاده از مدل دو جمله‌ای فیلیپ به عنوان بهترین معادله نفوذ برای کل منطقه، باید

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، فراسنج‌های مدل دو جمله-ای فیلیپ، S (ضریب جذب) و A (عامل انتقال) توسط فیلیپ (1957 و 1969) مقیاس شد به طوری که:

$$\frac{S_j}{\lambda_j^{1/2}} = \frac{S_r}{\lambda_r^{1/2}} \quad (11)$$

و

$$\frac{A_j}{\lambda_j^{1/2}} = \frac{A_r}{\lambda_r^{1/2}} \quad (12)$$

که در آن پارامتر λ طول مشخصه‌ای از خصوصیات خاک منطقه است و زیرنویس r شماره منطقه-های مورد آزمایش است که در این پژوهش 111 منطقه بود؛ و زیرنویس j شماره منطقه‌ای 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 11 و 12 دارای مقادیر یکسانی خواهند شد. عامل مقیاس بدون بعد α به این صورت تعیین می‌شود که:

$$\alpha_j = \frac{\lambda_j}{\lambda_r} = \frac{\lambda_j}{\lambda} \quad (13)$$

که در آن λ طول مشخصه خاک مرجع با در نظر گرفتن متوسط خصوصیات خاک و برای هر خاک عامل مقیاس دارای واحد یکسانی است.

با استفاده از معادله‌های (11) و (12) عامل مقیاس بدون بعد α_A و α_S برای S و A برای 111 نمونه خاک با استفاده از معادله‌های زیر بدست آمد:

$$\alpha_{S_j} = \left(\frac{S_j}{S}\right)^2 \quad (14)$$

$$\alpha_{A_j} = \left(\frac{A_j}{A}\right)^{1/2} \quad (15)$$

که متوسط ضریب جذب (\bar{S}) از معادله زیر بدست می‌آید

$$\bar{S} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n S_j \quad (16)$$

و متوسط ضریب انتقال (\bar{A}) از رابطه‌ی زیر بدست می‌آید:

$$\bar{A} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n A_j \quad (17)$$

فراسنج‌های S و A نشان داد که همبستگی ضعیفی بین S و A برقرار است. این نتیجه با نتایج تالسما (1980) مطابقت دارد به طوری که وی نیز گزارش کرد که بین S و A همبستگی ضعیفی وجود دارد. درحالی‌که ماچیوال و همکاران (2006) همبستگی قوی بین آن‌ها یافتند به طوری که ضریب همبستگی پیرسون بین S و A برابر 0/71 بدست آمد. از عوامل این همبستگی ضعیف در منطقه، می‌توان به تغییرات مکانی شدید در نقاط آبرفتی و تپه‌ای دشت اشاره کرد.

خصوصیات فراسنج‌های مدل مقیاس شده

از بین 111 نقطه، تعداد 106 نقطه انتخاب شد، که در آن‌ها مقادیر S و A بدست آمد. با استفاده از معادله‌های (14) و (15) مقادیر α_A و α_S محاسبه شدند و در ادامه نفوذ اندازه‌گیری شده (I) در زمان (t) با استفاده از معادله‌های (18) و (19) مقیاس شدند. شکل 6 نشان دهنده پراکندگی عامل مقیاس برای پارامتر S و A می‌باشد. با توجه به خط یک به یک نشان دهنده پراکندگی بیشتر نقاط به سمت عامل مقیاس S می‌باشد. بدین معنی که دامنه تغییرات عامل مقیاس S (از 0 تا 6) بیشتر از عامل مقیاس A (0 تا 2) است. مقایسه بین داده‌های نفوذ اندازه‌گیری شده (شکل 4) با داده‌های مقیاس شده (شکل‌های 7 و 8) نشان می‌دهد که پراکندگی نقاط در داده‌های مقیاس شده کمتر است.

این نتیجه در نمودار مقیاس شده نفوذ جمعی به خوبی مشهود است. به طوری که نفوذ مقیاس شده با α_A (شکل 8) دارای پراکنش کمتری نسبت به نفوذ مقیاس شده با α_S (شکل 7) می‌باشد. این نتایج با تحقیقات ماچیوال و همکاران (2006) نیز یکسان بود به طوری که آن‌ها گزارش کردند که مقیاس سازی بر اساس عامل مقیاس α_A بهتر از عامل مقیاس α_S انجام شده است.

جهت بررسی وجود یا عدم وجود همبستگی مکانی متغیرهای مورد مطالعه پس از برازش چند مدل واریوگرام و بررسی ظاهری آن‌ها مدل مناسب با توجه به نسبت $C_0/(C_0 + C)$ که باید کمتر از 0/5 باشد انتخاب شد. نسبت $C_0/(C_0 + C)$ معرف آن است که چه مقدار از کل تغییرپذیری را اثر قطعه‌ای توجیه می‌کند (عماری، 1377). در این رابطه پارامتر در این تحقیق پس از برازش چندین مدل نیم‌تغییرنما به داده‌های عامل مقیاس α_A ، بهترین مدل برازش داده شده مدل کروی تشخیص داده شد. همچنین جهت بررسی ناهمسانگردی، به بررسی تغییرات دامنه تأثیر (A_0) و سقف نیم‌تغییرنما (Sill) در جهات مختلف پرداخته شد و مشخص شد که مقادیر

خصوصیات و ویژگی‌های تغییرات مکانی ضرایب آن مشخص شود.

شارما و همکاران (1980) معیارهای عملکردی را پیشنهاد کردند، که براساس آن‌ها می‌توان مدل نفوذ دو جمله‌ای فیلیپ را به صورت معادلات بدون بعد زیر تبدیل نمود:

$$\beta = \tau^{1/2} + \tau \quad (20)$$

که در آن β و τ فراسنج‌های بدون بعد هستند که توسط معادله‌های زیر بدست می‌آیند:

$$\beta = AI/S^2 \quad (21)$$

$$\tau = A^2t/S^2 \quad (22)$$

که در آن: I, t, A, S به ترتیب زمان، نفوذ جمعی، ضریب انتقال و ضریب جذب می‌باشند.

اگر مدل دو جمله‌ای فیلیپ توصیفی خوب و کافی برای منطقه داشته باشد، آنگاه داده‌های نفوذ جمعی از تمام نقاط آزمایش شده به صورت یک نمودار واحد پیوسته بدون بعد [معادله (20)]، مانند شکل 3 بدست می‌آید. شکل 4 تغییرات نفوذ جمعی واقعی برای 111 نقطه را بیان می‌کند. خط پیوسته در شکل 4 نشان دهنده نمودار متوسط نفوذ کل برای تمام نقاط است. سپس همان داده‌های اصلی با استفاده از معادله‌های (21) و (22) به صورت منحنی بدون بعد همانند شکل 3 بدست آمدند. در شکل 3 واضح است که فراسنج‌های بدون بعد β و τ برای تمام آزمایش‌های نفوذ از یک منحنی منفرد مانند معادله (13) پیروی می‌کند. بنابراین مدل فیلیپ توصیف کاملی از فرآیند نفوذ در منطقه خواهد داشت.

فراسنج‌های مدل فیلیپ (S و A) ویژگی‌های کلی (Bulk properties) نامیده می‌شوند، زیرا اولاً آن‌ها در مقیاس و حجم بزرگی در مقایسه با نمونه‌های اصلی و دست نخورده کوچک که برای توصیف خواص هیدرولیکی استفاده می‌شود اندازه‌گیری می‌شوند و ثانیاً عوامل متعددی را از جمله خلل و فرج درشت، رطوبت اولیه، بافت و ساختمان خاک مؤثر بر فرآیند نفوذ را حفظ می‌کنند (شارما و همکاران، 1980).

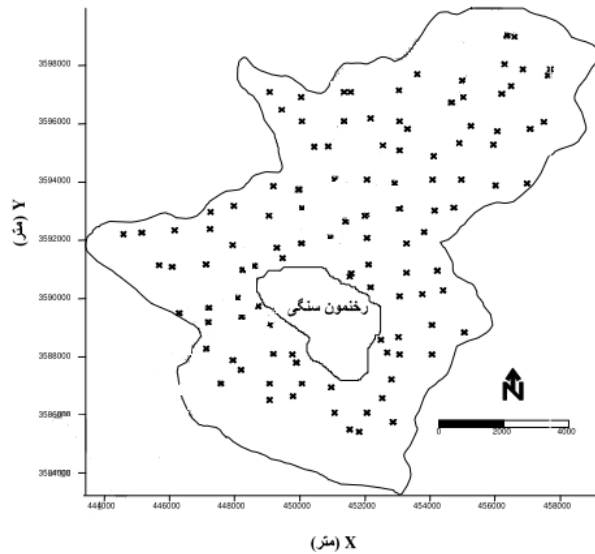
ویژگی فراسنج‌های مدل

هر دو پارامتر مدل فیلیپ (S و A) برای 111 نقطه برای تعیین معادله نفوذ بدست آمد و نقاطی که در آن‌ها فراسنج A منفی بود (کمتر از 5 درصد) حذف گردید. تغییرات توأم فراسنج‌های S و A در شکل 5 نشان داده شده است که پراکنش آن از الگوی مشخصی تبعیت نمی‌کند. این نتیجه با بررسی‌های ماچیوال و همکاران (2006) یکسان بود. نتایج همبستگی پیرسون بین

نتیجه‌گیری

یکی از اطلاعات اساسی مورد نیاز برای طراحی یک سیستم آبیاری کارآمد، آگاهی از مشخصات نفوذ خاک است. تعیین تغییرپذیری مکانی فرایند نفوذ در خاک علی‌رغم دشواری زیاد، یکی از مهم‌ترین پیش‌نیازهای نیل به کشاورزی دقیق است. هدف از پژوهش حاضر تحلیل ویژگی‌های نفوذ و مقیاس‌سازی معادله نفوذ در کلان مقیاس و حوضه آبریز و همچنین بررسی همبستگی مکانی عامل مقیاس و تخمین به وسیله روش کریجینگ می‌باشد؛ لذا از داده‌های 111 آزمایش حلقه مضاعف با بار ثابت، که در حوضه آبریز شهرکرد و در سال 1386 بدست آمده بود برای مقیاس‌سازی منحنی نفوذ استفاده شد. با استفاده از داده‌های نفوذ تجمعی، فراسنج‌های مدل‌های چهار روش گرین-آمپ، کوستیاکوف، کوستیاکوف-لویس، فیلیپ تعیین و با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون (R) و MAE بهترین مدل انتخاب شد. نتایج معیارهای عملکرد برای نقاط مختلف نشان داد که مدل فیلیپ دارای نتایج عملکرد بهتری نسبت به سایر مدل‌ها برای توصیف فرایند نفوذ است. فراسنج‌های مدل فیلیپ (عامل انتقال و ضریب جذب) نشان‌دهنده تغییرات مختلفی در منطقه بود. به طوری که نتایج نمودار پراکنش بین فراسنج‌های A و S در معادله فیلیپ نشان داد که این دو پارامتر روند خاصی تبعیت نمی‌کند. در ادامه عامل انتقال (A) بر اساس عامل مقیاس α_A و ضریب جذب (S) بر اساس عامل مقیاس α_S محاسبه شدند و پس از آن داده‌های نفوذ مشاهده شده مقیاس (Scale) شدند. نتایج نشان داد که عامل مقیاس α_A داده‌های نفوذ را بهتر مقیاس می‌کند. نتایج بررسی وجود یا عدم وجود همبستگی مکانی در منطقه نشان داد که خطای مدل نیم تغییرنمای داده‌های اندازه‌گیری شده α_A با اثر قطعه‌ای 0/0001 و دامنه تأثیر 0/793 کیلومتر برابر 0/073 درصد می‌باشد که نشان دهنده وجود همبستگی مکانی α_A در منطقه است. همچنین نتایج معیارهای عملکرد بین نفوذ تجمعی واقعی و de-Scale شده ضریب همبستگی پیرسون و میزان انحراف مدل (MBE) به ترتیب 0/944 و 0/426 می‌باشد و نشان می‌دهد که نفوذ به خوبی بر اساس عامل مقیاس α_A ، در دشت مقیاس شده است.

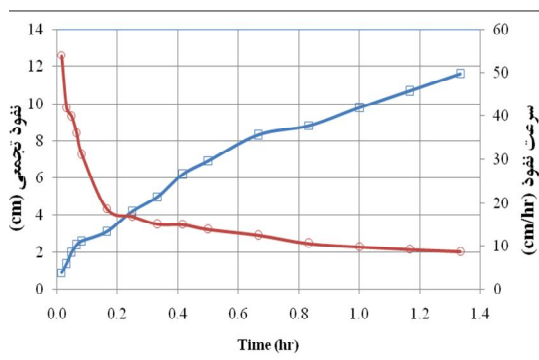
دامنه تأثیر و سقف در جهات مختلف یکسان هست و مشکل ناهمسانگردی در داده‌ها وجود ندارد. نتایج موجود در شکل 9 نشان می‌دهد، خطای مدل نیم تغییرنمای داده‌های اندازه‌گیری شده α_A با اثر قطعه‌ای 0/0001 و دامنه تأثیر 0/793 کیلومتر برابر 0/073 درصد می‌باشد که نشان دهنده وجود همبستگی مکانی α_A در منطقه است. در ادامه بر اساس روش اعتبارسنجی متقابل، هر بار یک نقطه مشاهده‌ای حذف شده ($S_{10}, S_{30}, S_{60}, S_{80}$) و برای آن از روی نقاط مجاور، مقداری برآورد می‌گردد. در شکل 10 مقادیر واقعی نفوذ تجمعی در برابر زمان و نفوذ از مقیاس خارج شده (de-Scale) شده در برابر زمان آن بر اساس عامل مقیاس α_A میان‌یابی شده بر اساس روش کریجینگ برای هر یک از نقاط ذکر شده ارائه شده است. برای نقاط S_{10} و S_{30} که در قسمت شمالی دشت قرار دارد و دارای بافت آبرفتی و سرعت نفوذ بالایی (متقیان و همکاران، 1387) است، مقدار MBE به ترتیب 2/6- و 0/3- بدست آمد. در این نقاط مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) به ترتیب برابر $0/64 \text{ cmh}^{-1}$ و $0/55 \text{ cmh}^{-1}$ می‌باشد. این نتایج برای نقاط S_{60} و S_{80} که در قسمت جنوبی واقع در فلات و تپه قرار داشت مخصوصاً نقطه S_{80} که در نقطه‌ای قرار دارد که نفوذپذیری و هدایت هیدرولیکی اشباع پایینی ($0/15 \text{ cmh}^{-1}$) دارد در نتیجه این امر منجر به خطای تخمین زیادی منجر شده است. به طوری که مقدار MBE برای نقطه S_{60} و S_{80} به ترتیب 6/8- و 15/2- بدست آمد. به طور کلی نفوذ آب در خاک در دشت مورد مطالعه و بخصوص بخش آبرفتی آن به خوبی بر اساس عامل مقیاس α_A ، مقیاس می‌شود. در ادامه جهت ارزیابی نتایج مقیاس شده منحنی نفوذ بر اساس عامل مقیاس α_A ، مقدار نفوذ تجمعی de-Scale شد، تا میزان عملکرد روش مقیاس‌سازی در منطقه مشخص شود. همان‌گونه که در شکل 11 نشان داده شده است با استفاده از عامل مقیاس مرجع α_A و با استفاده از معادلات (11) و (12) مقدار نفوذ تجمعی و زمان scale شده، de-Scale شده و دارای بعد سانتی‌متر و ساعت را به خود می‌گیرند. نتایج معیارهای عملکرد بین نفوذ تجمعی واقعی و de-Scale شده (شکل 12) نشان می‌دهد که ضریب تعیین برابر 0/89 ($R^2=0/89$) و میزان انحراف مدل (MBE) برابر 0/426 و نفوذ به خوبی بر اساس عامل مقیاس α_A ، مقیاس شده است.



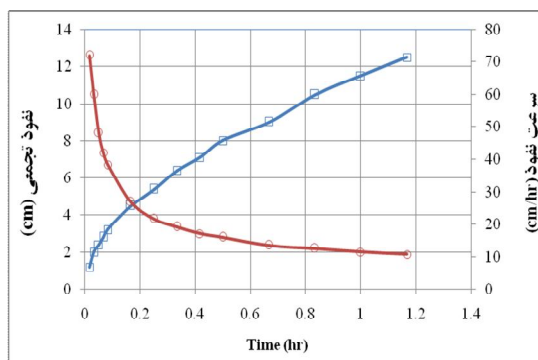
شکل 1- محل‌های نمونه‌برداری

جدول 1- خلاصه آماری داده‌های مربوط به متوسط سرعت نفوذ (IR)، هدایت هیدرولیکی اشباع (Ks) چگالی ظاهری (ρ_b) و توزیع اندازه ذرات خاک (متقیان و همکاران، 1387)

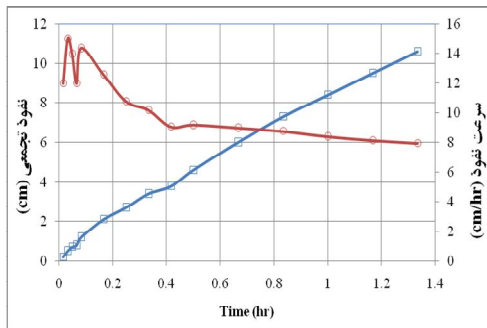
متغیر	واحد	حداقل	حداکثر	میانگین	میان	انحراف استاندارد	ضریب تغییرات (%)
IR	cmh^{-1}	۰/۳۷	۱۴/۱۲	۴/۳۱	۳/۴۰	۳/۱	۷۲
K_s	cmh^{-1}	۰/۱۲	۲/۳۵	۰/۷۲	۰/۵۹	۰/۵	۶۷
ρ_b	g.cm^{-3}	۰/۹۹	۱/۴۱	۱/۱۸	۱/۱۸	۰/۱	۸
رس	%	۲۴/۵	۵۱/۱	۳۷/۰	۳۷/۴	۵/۱	۱۴
سیلت	%	۲۸/۱	۵۵/۶	۴۴/۰	۴۴/۵	۶/۳	۱۵
شن	%	۱/۹	۳۶/۰	۱۸/۹	۱۹/۰	۸/۰	۴۲



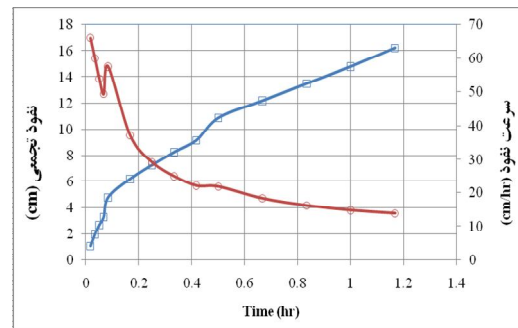
(ب)



(الف)



(د)



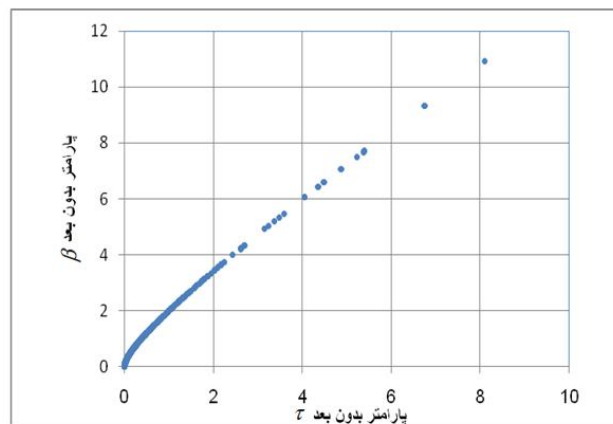
(ج)

شکل 2- سرعت نفوذ (منحنی‌های نزولی) و نفوذ تجمعی (منحنی‌های صعودی) برای نقاط الف S₂₀ (آبرفتی)، ب) S₄₀ (آبرفتی)، ج) S₇₀ (فلات)، و د) S₉₀ (تپه‌ای)،

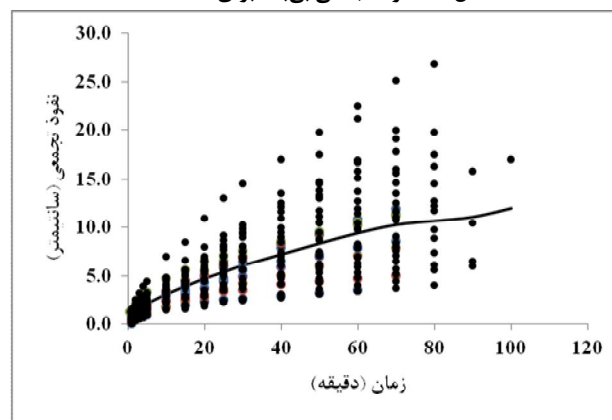
جدول 2- نتایج ارزیابی معادلات سرعت نفوذ بر اساس معیارهای R و MAE

معیار ارزیابی	فیلیپ	کوستیاکوف-لونیس	کوستیاکوف	گرین آمپ
R	0/84	0/42	0/80	0/74
MAE*	6/99	9/09	7/38	8/39

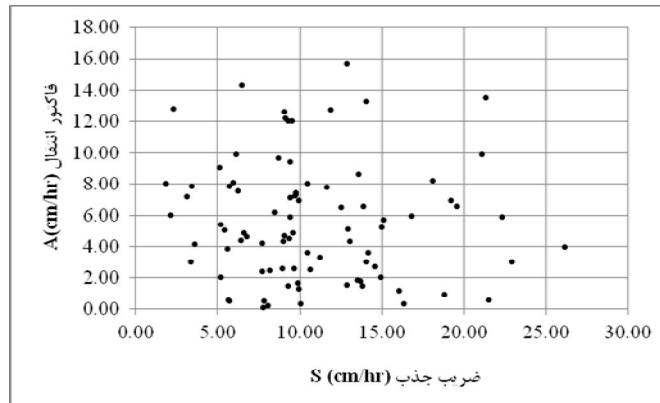
* MAE دارای بعد سانتی‌متر بر ساعت می‌باشد



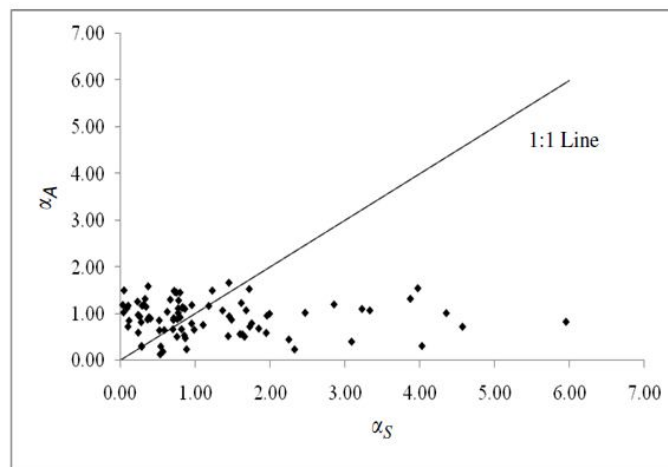
شکل 3- نفوذ تجمعی بی‌بعد برای 111 نقطه



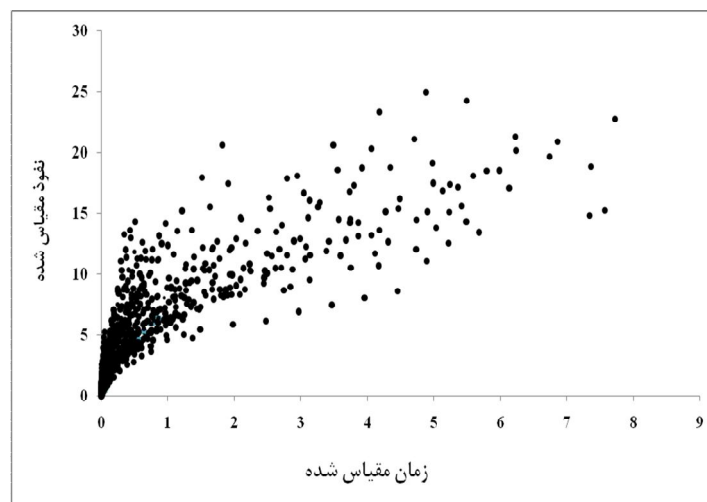
شکل 4- منحنی نفوذ تجمعی (—): متوسط منحنی نفوذ تجمعی،: منحنی‌های نفوذ تجمعی 111 نمونه خاک)



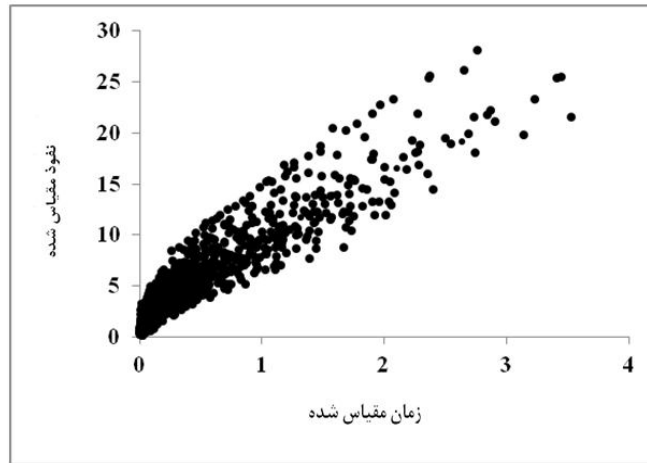
شکل 5- رابطه بین S و عامل انتقال A برای منطقه مورد مطالعه



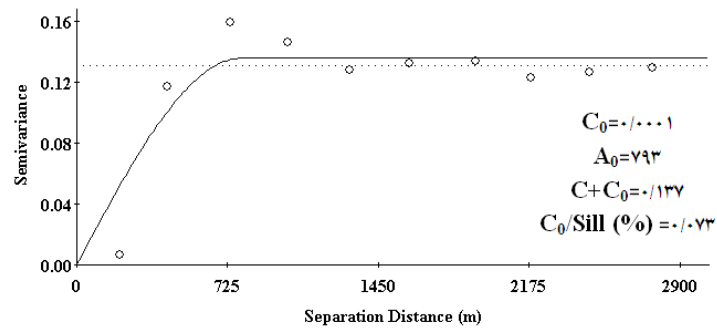
شکل 6- رابطه بین عامل مقیاس S و عامل مقیاس A برای نمونه‌های مورد مطالعه



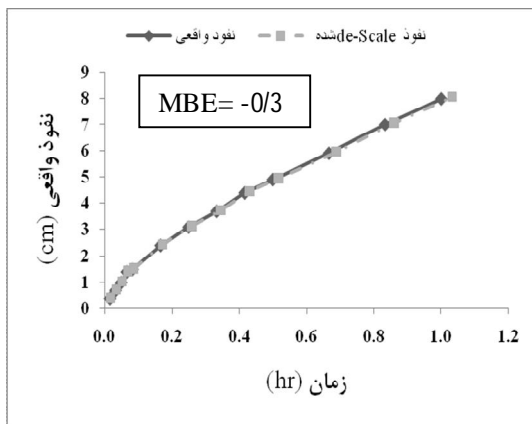
شکل 7- منحنی نفوذ تجمعی مقیاس شده با استفاده از عامل مقیاس $S (\alpha_S)$



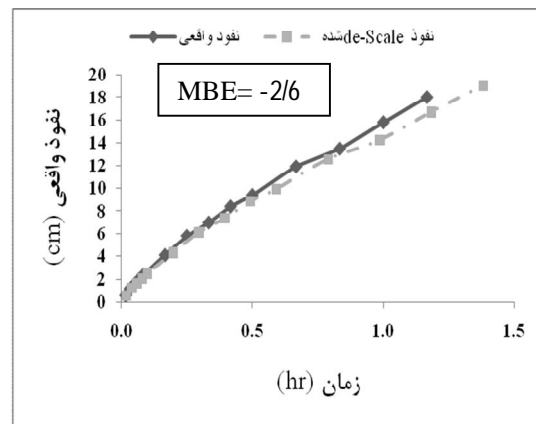
شکل 8- منحنی نفوذ تجمعی مقیاس شده با استفاده از عامل مقیاس A (α_A)



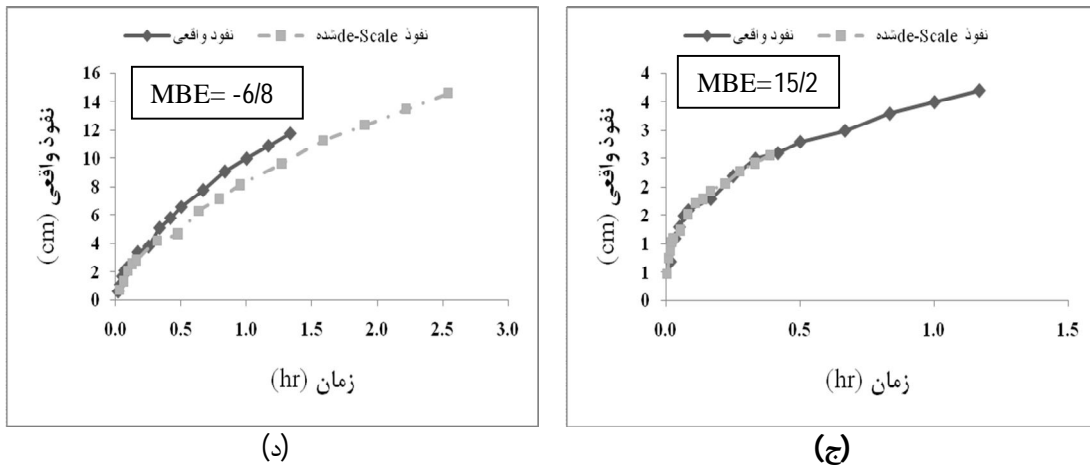
شکل 9- نیم تغییرنماهای نظری برازش داده شده بر عامل مقیاس α_A در مدل کروی (C_0 : اثر قطعه‌ای، A_0 : دامنه تأثیر، $C + C_0$: آستانه یا Sill)



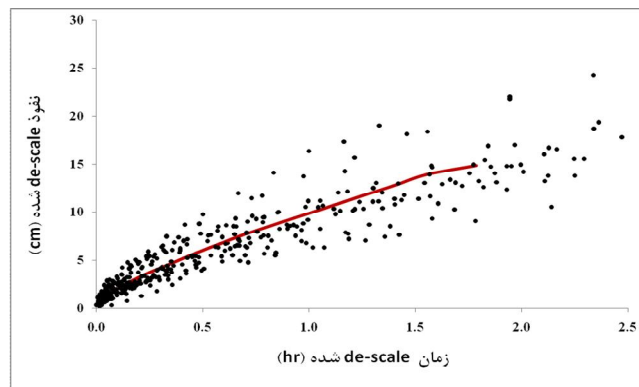
(ب)



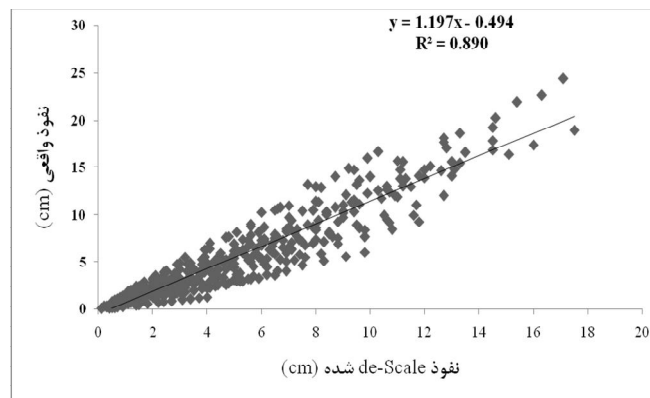
(الف)



شکل 10 - مقادیر نفوذ تجمعی واقعی در برابر نفوذ de-Scale شده در نقاط تخمینی بر اساس عامل مقیاس α_A (الف: S_{10} ، ب: S_{30} ، ج: S_{60} ، د: S_{80})



شکل 11 - منحنی نفوذ تجمعی de-Scale شده بر اساس عامل مقیاس مرجع α_A (—: منحنی نفوذ تجمعی متوسط،: منحنی‌های نفوذ de-Scale)



شکل 12 - خط رگرسیون بین منحنی نفوذ تجمعی واقعی و de-Scale شده

فهرست منابع:

۱. متقیان، ح. ر. کریمی، ا. و محمدی، ج. 1387. تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی برخی از ویژگی‌های فیزیکی و هیدرولیکی خاک در مقیاس حوزه آبخیز، مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). (2)22: 432-446
۲. عماری، پ. 1377. مطالعات اجمالی خاک‌شناسی و طبقه‌بندی اراضی منطقه بوکان استان آذربایجان غربی). نشریه شماره 1027. سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی مؤسسه آب و خاک. صفحه 76.
۳. هیلل، د. 1389. فیزیک خاک و محیط زیست، مترجم: بیژن قهرمان، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، شماره‌ی 572، 987 صفحه.
4. Becket, P.H.T. Webster, R. 1971. Soil variability: a review. *Soils and Fertilizer*, 34, 1–15
5. Beven, K. J. Henderson, D.E. Reeves, A.D. 1993. Dispersion parameters for undisturbed partially saturated soil. *Journal of Hydrology*, 143, 19–43
6. Bosch, D.D. and West, L.T. 1998. Hydraulic conductivity variability for two sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 90-98.
7. Comegna, V. Vitale, C. 1993. Space–time analysis of water status in a volcanic Vesuvian soil. *Geoderma*, 60: 135–158
8. Cressie, N. 1991. *Statistics for Spatial Data*. Wiley Interscience, NY
9. Green, W.H. 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
10. Haverkamp, R. Parlange, J.Y. Starr, J.L. Schmitz, G. Fuentes, C. 1990. Infiltration under ponded conditions: 3, a predictive equation. *Soil Science*, 149: 292–300.
11. Holtan, H.N. 1961. A concept for infiltration estimates in watershed engineering. *USDA-ARS*, pp 41–51
12. Horton, R.E. 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 5: 399–417.
13. Isaaks, E.H. Srivastava, R.M. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York
14. Jury, W.A. 1986. Spatial variability of soil properties. In: *Vadose Zone Modeling of Organic Pollutants* (Hern S C; Melancon, eds). Lewis Publishers, Chelsea, MI
15. Keisling, T.C. Davidson, J.M. Weeks, D.L. Morrison, R.D. 1977. Precision with which selected soil parameters can be estimated. *Soil Science*, 124: 241–248
16. Kostiakov, A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for the purposes of amelioration. *Transactions of the Sixth Congress of International Society of Soil Science*, Moscow. Russian Part A, 17–21 pp.
17. Kozak, J. Liwang, M. Saseendran, S.A. 2006. Scaling Infiltration and Other Soil Water Processes Across Diverse Soil textural Classes Using the Lewis-Kostiakov Equation, *The ASA-CSSA-SSSA International Annual Meetings* (November 12-16, 2006) Indianapolis
18. Kutilek, M. Nielsen, D.R. 1994. *Soil Hydrology*. Catena, Germany.
19. Machiwal, D. Madan, K. Jha. Mal, B.C. 2006. Modelling Infiltration and quantifying Spatial Soil Variability in a Wasteland of Kharagpur, India. *Biosystems Engineering*. 95(4): 569–582
20. Mallants, D. Mohanty, D.B.P. Feyen, J. 1996. Spatial variability of hydraulic properties in a multilayered soil profile. *Soil Sci.* 161(3): 167-181.
21. McBratney, A.B. 1998. Some considerations on methods for spatially aggregating and disaggregating soil information. *Nutrient Cycling Agroecosystem*, 50: 51-62.
22. Miller, E.E. Miller, R.D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27: 324–332.

23. Mulla, D.J. McBratney, A.B. 2002. Soil spatial variability. In: Soil Physics Companion (Warrick A W, ed), pp 343–373. CRC Press, Florida
24. Nielsen, D.R. Biggar, J.W. Erh, K.T.1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42: 215–259.
25. Parlange J -Y; Haverkamp R; Touma J (1985). Infiltration under ponded conditions—1: optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Science*, 139, 305–311
26. Philip J R (1957). The theory of infiltration—3: moisture profiles and relation to experiment. *Soil Science*, 84,163–178
27. Philip J R (1969). *Theory of Infiltration*. Academic Press, New York Vol. 9, pp 215–295
28. Ravi V; Williams J R (1998). Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models, Vol. I. United States Environmental Protection Agency, EPA/600/R-97/128a, 26pp
29. Rasoulzadeh A; Sepaskhah A R (2003). Scaled Infiltration Equations for Furrow Irrigation, *Biosystems Engineering*, 86 (3): 375-383
30. Swartzendruber D; Hillel D (1973). The physics of infiltration. In: *Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems* (Hadas A, ed), pp 315–324. Springer-Verlag, Berlin
31. Sharma M L; Gander G A; Hunt C G (1980). Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology*, 45, 122-101
32. Talsma T (1980). In situ measurement of sorptivity. *Australian Journal of Soil Research*, 7, 269–276
33. Tsegaye, T. and Hill, R. L. 1998. Intensive tillage effects on spatial variability of soil physical properties. *Soil Sci.* 16(2): 143-154.
34. Warrick A W; Mullen G J; Nielsen D R (1977a). Prediction of the soil-water flux based upon field-measured soil-water properties. *Soil Science Society of America Journal*, 41, 4–19
35. Warrick A W; Mullen G J; Nielsen D R (1977b). Scaling field measured soil hydraulic properties using similar-media concept. *Water Resources Research*, 13, 355–362
36. Warrick A W; 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
37. Wilding L P (1985). Spatial Variability: its documentation, accommodation and implication to soil surveys. In: *Soil Spatial Variability* (Nielsen D R; Bouma J, eds), pp 166–194. Pudoc, Wageningen, the Netherlands
38. Wu L; Pan L (1997). A Generalized Solution to Infiltration from Single-Ring Infiltrimeters by Scaling, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:1318-1322