

ارزیابی مدل‌های نفوذ آب در خاک‌های با بافت مختلف تحت مقادیر متفاوت محتوای رطوبت اولیه

علی‌رضا واعظی^{۱*}، مهران بهتری^۲ و مجید فرومدی^۳

۱. استاد، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان

۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان

۳. دانشجوی دکتری، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان

(تاریخ دریافت ۱۳۹۷/۱۰/۲۰؛ تاریخ تصویب ۱۳۹۸/۰۳/۱۳)

چکیده

مدل‌های نفوذ آب کارکرد زیادی در پیش‌بینی رواناب در زمین‌های شیب‌دار دارند. دقت مدل‌ها در کنار نوع خاک به شرایط رطوبت اولیه وابسته است. پژوهش حاضر در سه نوع بافت خاک (لوم، لوم شنی و لوم رس‌شنی) با چهار سطح رطوبت اولیه هر یک در سه تکرار در دامنه‌ای با شیب ۷ درصد در قالب طرح کاملاً تصادفی اجرا شد. در مجموع، ۳۶ کرت آزمایشی شامل ۱۲ کرت برای هر خاک به ابعاد ۸۰ سانتی‌متر × ۶۰ سانتی‌متر در دامنه احداث شد. ابتدا خاک داخل کرت‌ها با آب آبیاری اشباع شده و در فواصل زمانی یک، چهار، هفت و ۱۰ روز پس از اشباع‌سازی، رطوبت جرمی خاک‌ها تعیین شد. سرعت نفوذ آب به خاک به روش استوانه مضاعف در هر کرت اندازه‌گیری شد. مدل‌های کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوتیس، هورتون، حفاظت خاک آمریکا، گرین آمپت و فیلیپ بر داده‌های نفوذ برازش و دقت آنها با برخی شاخص‌های آماری ارزیابی شد. نتایج نشان داد سرعت نفوذ آب در خاک‌ها با تغییر مقدار رطوبت اولیه به شدت تغییر می‌یابد. این تغییرات در خاک لوم شنی و در مراحل اولیه نفوذ بارزتر بود. تغییرات زیادی از نظر سرعت نفوذ نهایی در خاک‌ها تحت تأثیر رطوبت اولیه رخ نداد و کمترین مقدار در خاک لوم رس‌شنی (۱/۹۰ میلی‌متر بر ساعت) و بیشترین مقدار در خاک لوم (۳/۷۵ میلی‌متر بر ساعت) مشاهده شد. هورتون مناسب‌ترین مدل توصیف‌کننده تغییرات زمانی نفوذ آب به خاک در سطوح مختلف رطوبتی بود، به طوری که بیشترین ضریب تبیین ($R^2=0.99$) و کمترین مقدار ریشه میانگین مربعات خطا ($RMSE=0.23 \text{ mm.h}^{-1}$) و شاخص آکاییک ($AIC=0.27$) را نشان داد. مدل گرین-آمپت به شرایط متفاوت رطوبتی خاک حساس بود و ضعیف‌ترین برازش را بر داده‌های نفوذ نشان داد. از این رو، می‌توان از مدل هورتون برای بررسی تغییرات نفوذ آب به خاک تحت شرایط مختلف رطوبتی استفاده کرد.

کلیدواژگان: استوانه مضاعف، تغییرات زمانی، رطوبت خاک، زمین شیب‌دار، سرعت نفوذ.

مقدمه

نفوذپذیری خاک بیان‌کننده چگونگی رفتار خاک در برابر بارش رسیده به سطح آن است [۱]. نفوذ، تعیین‌کننده سرنوشت آب رسیده به سطح خاک بوده و اصلی‌ترین پارامتر در تعیین مقدار تلفات بارش است. به همین دلیل، کمی کردن پدیده نفوذ آب به خاک در مدیریت حوضه‌های آبخیز اهمیت بسیار زیادی دارد. نفوذپذیری یکی از ویژگی‌های خاک است که تحت تأثیر عوامل مختلفی مانند بافت خاک، پوشش گیاهی، ساختمان خاک، فشردگی، میزان لاشبرگ گیاهی، ریشه‌دوانی و هوموس، شیب سطح زمین، رطوبت اولیه و دمای آب و خاک قرار دارد [۱]. تهیه و اجرای طرح‌های توسعه‌ای و برنامه‌ریزی‌های مربوط به حفاظت خاک و مدیریت کمی و کیفی منابع آب نیازمند درک کامل و کمی‌سازی دقیق فرایند نفوذ به عنوان یکی از اجزای مهم و تأثیرگذار چرخه هیدرولوژیکی است [۲]. همچنین، فرایند نفوذ وظیفه انتقال مقداری از بارش به سیستم خاک برای دسترسی ریشه گیاه را نیز به عهده دارد. از آنجا که سرعت نفوذ آب در خاک، زمان تداوم آبیاری برای ذخیره کردن مقدار مشخصی آب درون خاک را تعیین می‌کند، اهمیت زیادی دارد. در حقیقت، نفوذ آب به خاک یکی از پارامترهای حساس هیدرولیکی مؤثر بر آبیاری سطحی و از مشکل‌ترین پارامترهایی است که باید برآورد شود [۳]. کاهش سرعت نفوذ، دلیل اصلی ایجاد رواناب و فرسایش خاک است؛ چرا که میزان نفوذ نشان می‌دهد چه مقدار از آب وارد منطقه غیراشباع خاک شده است و چه مقدار از آن به رواناب تبدیل شده و موجب فرسایش می‌شود [۴]. تعیین حجم رواناب به‌وجودآمده از بارندگی به منظور پیش‌بینی و پیشگیری از وقوع سیلاب، فرسایش خاک و انتقال آلاینده‌ها اهمیت زیادی دارد که به طور مستقیم به پدیده نفوذ آب در خاک وابسته است [۵].

رطوبت اولیه خاک عبارت است از: مقدار رطوبت خاک قبل از بارندگی که برای تخمین رواناب تولیدی استفاده می‌شود. تأثیر رطوبت اولیه خاک در تولید رواناب، ناشی از متفاوت بودن شدت نفوذ خاک در میزان رطوبت‌های مختلف خاک است [۶]. مقدار رطوبت اولیه خاک وابسته به شدت بارش اولیه، مدت زمان بارش، خصوصیات خاک، پارامترهای اقلیمی همچون سرعت تبخیر و تعرق و فاصله بین رخدادهاست [۶]. شرایط رطوبتی خاک یکی از

خصوصیات مهم مکانی است که تأثیر معناداری بر حرکت آب در خاک‌ها می‌گذارد [۷]. هر چه خاک رطوبت بیشتری داشته باشد، نفوذپذیری اولیه آن کمتر خواهد بود و سریع‌تر به سرعت نهایی (ثابت) می‌رسد [۴]. تغییر در رطوبت اولیه خاک می‌تواند نسبت بارش به نفوذپذیری و رواناب (زمان و مدت)، رسوب و هدررفت شیمیایی را که وابسته به خصوصیات خاک، روش و سرعت خیس‌شدگی و خصوصیات شیمیایی و آلودگی خاک است، افزایش یا کاهش دهد [۷].

تأثیر محتوای رطوبتی اولیه خاک بر ویژگی‌های فیزیکی خاک به‌ویژه نفوذپذیری آن در برخی پژوهش‌ها توجه شده است. لی و همکاران [۸] تأثیر بارش - رواناب و پویایی رطوبت خاک را در حوضه واپه‌ریخ در آلمان بررسی کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد در منطقه غیراشباع با افزایش رطوبت اولیه در خاک لوم سیلتی با شدت بارش ثابت ۲۰ میلی‌متر بر ساعت، سرعت نفوذ کاهش یافت. وی و همکاران [۹] تأثیر رطوبت اولیه خاک بر رواناب و فرسایش خاک، تحت سیستم‌های کشت نواری با پنج نوع کاربری اراضی را در چین بررسی کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد رابطه بین ضریب رواناب و پتانسیل رطوبت اولیه خاک با فصل متغیر است. تولید رواناب و هدررفت خاک به شدت وابسته به رطوبت اولیه خاک بود. ورمانگ و همکاران [۱۰] تأثیر مقدار رطوبت اولیه خاک بر پایداری خاکدانه و فرسایش را در بلژیک بررسی کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد سرعت نفوذ با مقدار باران تجمعی تفاوت معناداری بین رطوبت اولیه ۰/۰۴ و ۰/۱۲ داشت. لی یو و همکاران [۱۱] اثر شدت بارش و رطوبت اولیه بر نفوذپذیری را در خاک لوم‌رسی در چین بررسی کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد تفاوت معناداری از نظر هدررفت خاک در سطوح مختلف رطوبتی وجود دارد.

دقت معادلات نفوذ آب به خاک بسته به ویژگی‌های خاک و شرایط نیم‌رخشی آن تغییر می‌کند. جوادی و همکاران [۱۳] در پژوهشی به برآورد ضرایب معادلات مختلف نفوذ در شرایط مختلف کیفیت آب آبیاری روی سطح خاک پرداختند.

ارزیابی کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد معادله کوستیاکوف-لوئیس بهترین مدل شبیه‌سازی نفوذ در خاک‌های با بافت لوم شنی است.

به طور کلی، می‌توان گفت که رطوبت اولیه خاک از عوامل مهم فیزیکی است که در اغلب فرایندها از جمله نفوذپذیری، رواناب و فرسایش خاک نقش اساسی ایفا می‌کند [۱۲]. اثر رطوبت اولیه خاک بر نفوذپذیری موضوع مهمی است که در تحقیقات پیشین تا حدی به آن پرداخته شده است. با این وجود، تأثیر رطوبت اولیه خاک بر دقت معادلات نفوذ آب به خاک به صورت کمی و دقیق در خاک‌های با بافت متفاوت بررسی نشده است. این موضوع برای پیش‌بینی زمان وقوع رواناب در دامنه‌ها به‌ویژه در منطقه نیمه‌خشک اهمیت دارد. از این رو، پژوهش حاضر به منظور ارزیابی معادلات نفوذ آب در خاک‌های با بافت مختلف تحت شرایط متفاوت رطوبتی در منطقه نیمه‌خشک انجام گرفت.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعه شده

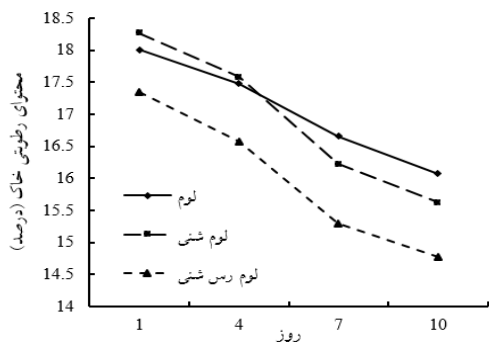
برای اجرای آزمایش دامنه‌ای با شیب ۷ درصد که این شیب بخش وسیعی از منطقه مطالعاتی را شامل می‌شد و در آن نشانه‌هایی از تفاوت بافتی (تغییر رنگ خاک) در عرض زمین وجود داشت، انتخاب شد. نمونه برداری خاک و تجزیه آن به روش هیدرومتری [۲۰] در آزمایشگاه نشان داد سه خاک با بافت مختلف شامل لوم، لوم شنی و لوم رس شنی در سطح دامنه قابل تمایز است. دامنه مطالعاتی در شمال غرب زنجان بین $35^{\circ}25'45''$ تا $37^{\circ}15'24''$ عرض شمالی و $47^{\circ}1'12''$ تا $49^{\circ}52'31''$ طول شرقی قرار داشت. کاربری زمین در دامنه یادشده، بکر با پوشش گیاهی ضعیف است. این منطقه دمای حداقل حدود 30° - و دمای حداکثر آن 40° درجه سانتی‌گراد در دوره آماری ۱۰ ساله (۱۳۸۶-۱۳۹۶) دارد. متوسط بارندگی در دوره آماری ۳۳ ساله (۱۳۵۲-۱۳۸۵) حدود ۳۰۹ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه 17° درجه سانتی‌گراد است. این منطقه براساس روش دومارتن اقلیم نیمه‌خشک دارد. میانگین ارتفاع منطقه حدود ۱۵۰۰ متر از سطح دریاست [۱۲]. آزمایش در سه خاک در چهار سطح رطوبتی در سه تکرار با مجموع ۳۶ واحد آزمایشی ($4 \times 3 \times 3$) در قالب طرح کاملاً تصادفی اجرا شد (شکل ۱).

نتایج تحقیق آنها نشان داد معادلات در حالت کم‌آبایی مقدار نفوذ را با دقت بهتری برآورد می‌کنند. همچنین، معادله هورتون مناسب‌ترین و کوستیاکوف ضعیف‌ترین معادله برای بیان شدت نفوذ آب به خاک است. ثامنی و همکاران [۱۴] کارایی معادلات نفوذ فیلپ، کوستیاکوف-لوئیس، کوستیاکوف، هورتون و حفاظت خاک آمریکا با کاربرد آب شور و سدیمی در دو خاک لوم رسی و لوم شنی را ارزیابی کردند. نتایج مطالعه آنها نشان داد معادله کوستیاکوف-لوئیس و حفاظت خاک آمریکا به ترتیب بهترین و ضعیف‌ترین معادله در خاک‌های مطالعه شده و تیمارهای کیفیت آب استفاده شده شناخته شدند. بیات ورکشی و همکاران [۱۵] در پژوهشی کارایی مدل‌های مختلف آماری و تجربی در برآورد نفوذ آب به خاک در دو خاک شخم‌خورده و شخم‌نخورده را بررسی کردند. مقایسه مقدار نفوذ برآوردی از هر یک از مدل‌ها (کوستیاکوف-لوئیس، کوستیاکوف، هورتون و حفاظت خاک آمریکا) با مقادیر واقعی نشان داد ریشه میانگین مربعات خطای نرمال در خاک شخم‌خورده و شخم‌نخورده به ترتیب $21/53$ و $6/45$ درصد بود. رئوف و صدائی‌آذر [۱۶] در پژوهشی به ارزیابی برخی مدل‌های نفوذ آب به خاک (کوستیاکوف-لوئیس، گرین-آمیت و فیلپ) در سه کاربری زمین (جنگل، مرتع و کشاورزی) پرداختند. نتایج پژوهش آنها نشان داد برای کاربری جنگل، مدل کوستیاکوف-لوئیس، برای کاربری مرتع مدل گرین-آمیت و برای کشاورزی مدل فیلپ با توجه بهترین مدل برای کمی کردن سرعت نفوذ آب است. سیهاج و همکاران [۱۷] در پژوهشی به برآورد و مقایسه سه مدل کوستیاکوف، کوستیاکوف اصلاح‌شده و SCS در منطقه‌ای در هند پرداختند. آنها برای تعیین بهترین مدل نفوذ از حداکثر خطای مطلق (MAE) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) استفاده کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد مدل کوستیاکوف اصلاح‌شده کمترین مقدار خطا را در مقایسه با دو مدل دیگر در منطقه مطالعاتی داشت. سعدی‌خانی و سهرابی [۱۸] در پژوهشی تأثیر کاربری زمین بر کارایی برخی مدل‌های نفوذ را بررسی کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد برآوردهای نفوذ تجمعی توسط مدل کوستیاکوف-لوئیس روند پایدارتری داشته و در هر سه کاربری زمین بهترین عملکرد را دارد. خزیمه نژاد و همکاران [۱۹] در پژوهشی معادلات نفوذ در خاک‌های با بافت لوم شنی را بررسی و

پایداری خاکدانه براساس میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار در آب به روش الک تر [۲۲] برای مدت یک دقیقه [۲۳] تعیین شد. هدایت هیدرولیکی اشباع در نمونه‌های خاک دست‌نخورده در ستونی از خاک به ارتفاع ۸ و قطر ۷ سانتی‌متر به روش بار ثابت [۲۴] تعیین شد. در نمونه‌های خاک گذرانده از الک ۲ میلی‌متر، ماده آلی به روش واکنش و بلاک [۲۵]، کربنات کلسیم معادل خاک به روش خنثی‌سازی با استفاده از اسید کلریدریک نرمال [۲۴] و گچ $(CaSO_4 \cdot 2H_2O)$ به روش استون [۲۴] تعیین شدند.

اعمال تیمارهای رطوبتی اولیه

برای اعمال سطوح رطوبتی به خاک، ابتدا خاک داخل کرت‌ها از آب اشباع شد. برای این کار، مجاری خروجی کرت‌ها مسدود شد و سپس خاک داخل کرت‌ها به روش ثقلی از آب اشباع شدند. عمل اشباع‌سازی خاک توسط یک آبپاش روی گونی نخی پهن‌شده روی خاک انجام گرفت تا کمترین تخریب در ساختمان خاک انجام گیرد. پس از اشباع‌سازی، برای کاهش تبخیر از سطح خاک [۱۱] سطح کرت‌ها با پلاستیک سیاه پوشانده شد. در چهار مرحله زمانی (یک، چهار، هفت و ۱۰ روز پس از اشباع‌سازی)، نمونه‌هایی از خاک داخل کرت‌ها با استوانه فلزی برداشت شد و رطوبت جرمی خاک‌ها قبل از اعمال باران شبیه‌سازی شده اندازه‌گیری شد و به عنوان محتوای رطوبتی اولیه هر خاک در نظر گرفته شد. بر این اساس، محتوای رطوبت اولیه (جرمی) در سه خاک لوم، لوم شنی و لوم رس‌شنی در فاصله زمانی یک، چهار، هفت و ۱۰ روز پس از اشباع‌سازی به صورت شکل ۳ بود. علت انتخاب این چهار فاصله زمانی، رسیدن بافت‌های مختلف به رطوبت‌های ظرفیت مزرعه و نقطه پژمردگی دائم بود که تا پایان روز دهم این شرایط رخ داد.



شکل ۳. تغییرات محتوای رطوبتی خاک طی روزهای پس از اشباع‌سازی در سه خاک با بافت مختلف



شکل ۱. تصویری از محل انجام آزمایش‌ها و کرت آزمایش شده

احداث کرت‌های آزمایشی

تعداد ۳۶ کرت به ابعاد ۸۰ سانتی‌متر \times ۶۰ سانتی‌متر و عمق ۲۵ سانتی‌متر در راستای شیب احداث شدند [۱۲]. برای مسدود کردن کرت‌های آزمایشی از صفحات گالوانیزه با ضخامت ۰/۵ میلی‌متر به عرض ۳۰ و طول ۹۰ سانتی‌متر استفاده شد (شکل ۲). کرت‌ها با فواصل ۵۰ سانتی‌متر از هم در امتداد شیب احداث شدند. آزمایش‌های صحرایی در اوایل تابستان زمانی که احتمال وقوع باران‌های طبیعی کمترین بود، انجام گرفت.



شکل ۲. نمونه‌ای از کرت‌های آزمایش شده

تعیین ویژگی‌های خاک

علاوه بر اندازه‌گیری توزیع اندازه ذرات خاک و تعیین بافت خاک، سایر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در نمونه‌های خاک (دست‌نخورده و دست‌خورده) اندازه‌گیری شدند. درصد سنگریزه (۲ تا ۸ میلی‌متر) به روش وزنی چگالی ظاهری خاک در نمونه‌های خاک دست‌نخورده که با استفاده از سیلندر فلزی به قطر ۵ سانتی‌متر و ارتفاع ۴/۹ سانتی‌متر [۲۱] برداشت شده بود، از نسبت جرم نمونه خشک‌شده در آن به حجم سیلندر تعیین شد.

زمان از شروع بارندگی بر حسب ساعت و k ثابت هورتون است که بستگی به کاربری اراضی و جنبش خاک دارد. مدل هورتون ساده‌ترین و کاربردی‌ترین معادله نفوذ است.

گرین و آمپت در سال ۱۹۱۱، معادله‌ای برای نفوذ آب به خاک در شرایط یکنواخت براساس معادله ریچاردز [۲۱] ارائه دادند. شدت نفوذ لحظه‌ای براساس معادله گرین و آمپت به صورت رابطه ۴ قابل محاسبه است:

$$I = K(H_0 + S_w + L) / L \quad (4)$$

که در آن: K ضریب هدایت هیدرولیکی خاک، H_0 ارتفاع آب انباشته شده در سطح خاک، S_w پتانسیل آب خاک در جبهه رطوبتی، L فاصله سطح خاک تا جبهه رطوبتی و I شدت نفوذ است [۹]. در پژوهش حاضر از مدل بازنگری شده گرین-آمپت استفاده شد. این مدل در سال ۱۹۸۰ توسط Hachum و Alfara به صورت رابطه ۵ اصلاح شد [۲۱]:

$$I = \frac{A}{i} + B \quad (5)$$

که در آن: I سرعت نفوذ، i نفوذ تجمعی و A و B ضرایبی هستند که از آزمایش نفوذ به دست می‌آیند.

کارشناسان دفتر حفاظت خاک آمریکا (SCS) در سال ۱۹۸۹ براساس مدل کوستیاکوف آزمایش‌های زیادی در مزارع انجام دادند که در نهایت به روشی در محاسبه نفوذ منجر شد که به مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا معروف است. شدت نفوذ آب براساس این مدل از رابطه ۶ به دست آمد:

$$i(t) = at^b + c \quad (6)$$

که در آن: a می‌تواند بر حسب اینچ یا سانتی‌متر (بسته به اینکه i بر حسب اینچ یا سانتی‌متر بیان شود) توصیف شود. ضرایب a و b تابعی از شماره منحنی نفوذ است که از جدول استاندارد SCS استخراج می‌شود [۲۸].

فیلیپ در سال ۱۹۵۷ معادله ریچاردز را برای جریان غیراشباع به صورت سری توابع توانی حل کرد. شدت نفوذ لحظه‌ای آب براساس این مدل از رابطه ۷ به دست آمد:

$$i(t) = \frac{1}{2} S t^{-1/2} + K \quad (7)$$

که در آن: K ضریب ثابت و تابع هدایت هیدرولیکی خاک بوده و S ضریب جذبی خاک نام دارد. ضرایب K و S از طریق برازش نمودار به داده‌های مشاهداتی به دست می‌آیند [۲۹].

تعیین نفوذپذیری خاک به روش استوانه مضاعف

برای انجام آزمایش نفوذ از دو استوانه فلزی به ترتیب با قطر ۲۵ و ۴۵ سانتی‌متر به صورت متحدالمرکز در خاک‌ها استفاده شد. حلقه‌ها تا عمق ۱۰ سانتی‌متر در خاک فرو برده شدند. افت سطح آب در استوانه داخلی در زمان‌های مختلف (۳۰، ۴۰، ۵، ۱، ۲، ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۵، ۶۰، ۹۰، ۱۲۰ و ۱۵۰ دقیقه) تعیین شد. با تعیین مقدار افت سطح آب در واحد زمان، شدت نفوذ لحظه‌ای آب به خاک به دست آمد.

استخراج معادلات نفوذ آب

مدل کوستیاکوف، هورتون، گرین-آمپت، دفتر حفاظت خاک آمریکا و فیلیپ برای پیش‌بینی سرعت نفوذ آب به خاک استفاده شدند. به طور کلی، مدل‌های نفوذ آب به خاک در دو گروه: شامل مدل‌های با اساس فیزیکی (فیلیپ) و مدل‌های تجربی (سایر مدل‌ها) قرار می‌گیرند [۲۶]. کوستیاکوف در سال ۱۹۳۲ رابطه تجربی (رابطه ۱) [۲۲] را برای تعیین مقدار نفوذ تجمعی پیشنهاد کرد. مشتق رابطه یادشده به صورت رابطه ۲ [۱۵] بیان شد که برای محاسبه شدت نفوذ لحظه‌ای استفاده شد [۲۷].

$$i(t) = ct^{-a} \quad (1)$$

$$I = \frac{c}{1-a} t^{1-a} \quad (2)$$

که در آن: c و a ضرایب مختلفی برای خاک‌های مختلف بوده و مقدار c و a به ترتیب بزرگ‌تر از صفر و بین صفر تا یک است و به روش تجربی تعیین می‌شود، t زمان و i مقدار نفوذ در زمان t و I نفوذ تجمعی است.

هورتون در سال ۱۹۴۰ پس از بررسی‌های فراوان درباره چگونگی نفوذ آب در خاک به این نتیجه رسید که ظرفیت نفوذ خاک با افزایش زمان به شدت و تقریباً به صورت توانی نسبت به زمان کاهش می‌یابد؛ به طوری که در ابتدای بارندگی ظرفیت آن حداکثر f_0 و در نهایت به مقدار ثابت f_c می‌رسد. شدت نفوذ لحظه‌ای براساس معادله هورتون به صورت رابطه ۳ محاسبه شد.

$$f_t = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (3)$$

که در آن: f_t نفوذ در زمان t از شروع بارندگی بر حسب میلی‌متر بر ساعت، f_c شدت نفوذ نهایی بر حسب میلی‌متر بر ساعت، f_0 شدت نفوذ اولیه بر حسب میلی‌متر بر ساعت و t

است و نشان می‌دهد حساسیت زیادی خاک به تخریب ساختمان بر اثر بارندگی دارد [۳۱]. ضعف پوشش گیاهی و برگشت ناچیز بقایای گیاهی، عامل اصلی کمبود ماده آلی و کاهش میزان تشکیل و پایداری خاکدانه‌هاست. در ضمن، وجود مقدار زیادی از نمک‌های قابل حل در آب مانند گچ، شرایط را برای فروریختن خاکدانه‌ها بر اثر جذب آب فراهم می‌آورد [۳۲]. وقوع این پدیده، عامل اصلی کاهش نفوذ آب به خاک هنگام بارندگی است. بررسی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌ها (از ۰/۵۰ تا ۰/۸۵ سانتی‌متر بر ساعت) نیز نشان‌دهنده ضعف قابلیت نفوذ آب به خاک است.

منحنی‌های نفوذ آب به خاک

شکل ۴ منحنی‌های سرعت نفوذ آب به خاک را در سه خاک لوم، لوم شنی و لوم رس‌شنی در چهار سطح رطوبت اولیه نشان می‌دهد. خاک لوم شنی بیشترین مقدار سرعت نفوذ اولیه را در بین خاک‌ها داشت. تغییرات زیادی از نظر سرعت نفوذ نهایی در خاک‌ها تحت تأثیر رطوبت اولیه رخ نداد و کمترین مقدار در خاک لوم رس‌شنی (۱/۹۰) و بیشترین مقدار در خاک لوم (۳/۷۵ میلی‌متر بر ساعت) مشاهده شد. داگادو و نیمبالکار [۳۳] با بررسی نفوذپذیری در خاک‌های رسی شخم‌نخورده، رسی شخم‌خورده و خاک شنی بیان کردند که سرعت نفوذ در هر خاک و با شرایط متفاوت گوناگون است و به ترتیب برابر ۱/۶، ۱/۲ و ۸/۵۳ سانتی‌متر بر ساعت است. لیو و همکاران [۱۱] نشان دادند در روش استوانه مضاعف به دلیل اضافه کردن آب به سطح خاک درون رینگ‌ها و ثابت نگه داشتن ارتفاع آب، تخریب خاکدانه‌ها افزایش یافته و مقدار نفوذ اولیه کمتر تخمین زده می‌شود، بنابراین این روش در رطوبت اولیه زیاد تخمین‌های نادرست دارد.

جدول ۱. ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مطالعه‌شده

بافت خاک			ویژگی‌های خاک
لوم رس‌شنی	لوم شنی	لوم	
۵۷/۳۵	۶۲/۹۵	۳۶/۶۴	شن (درصد)
۱۹/۴۹	۲۲/۷۷	۴۲/۴۹	سیلت (درصد)
۲۳/۱۵	۱۴/۲۸	۲۰/۸۷	رس (درصد)
۲۳/۱۰	۲۶/۰۵	۲۴/۰۲	سنگریزه (درصد)
۱/۲۵	۱/۴۵	۱/۳۲	چگالی ظاهری (گرم بر سانتی‌متر مکعب)
۲/۴۲	۱/۹۱	۲/۰۸	پایداری خاکدانه (میلی‌متر)
۰/۵۰	۰/۸۵	۰/۷۹	هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتی‌متر بر ساعت)
۰/۶۳	۰/۷۴	۰/۹۴	ماده آلی (درصد)
۱۳/۵۵	۱۲/۲۶	۱۳/۸۵	آهک (درصد)
۱۵/۳۶	۱۱/۹۶	۱۵/۰۹	گچ (درصد)

ارزیابی معادلات نفوذ آب

برای ارزیابی معادلات نفوذ، ابتدا نرمال بودن توزیع آماری داده‌ها با رسم نمودار هیستوگرام و تحلیل چولگی و کشیدگی داده‌ها بررسی شد. برای بررسی دقت عملکرد مدل‌های نفوذ از دو آماره ریشه میانگین مربعات خطا و شاخص آکاییک (Akaike index) استفاده شد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{n}} \quad (8)$$

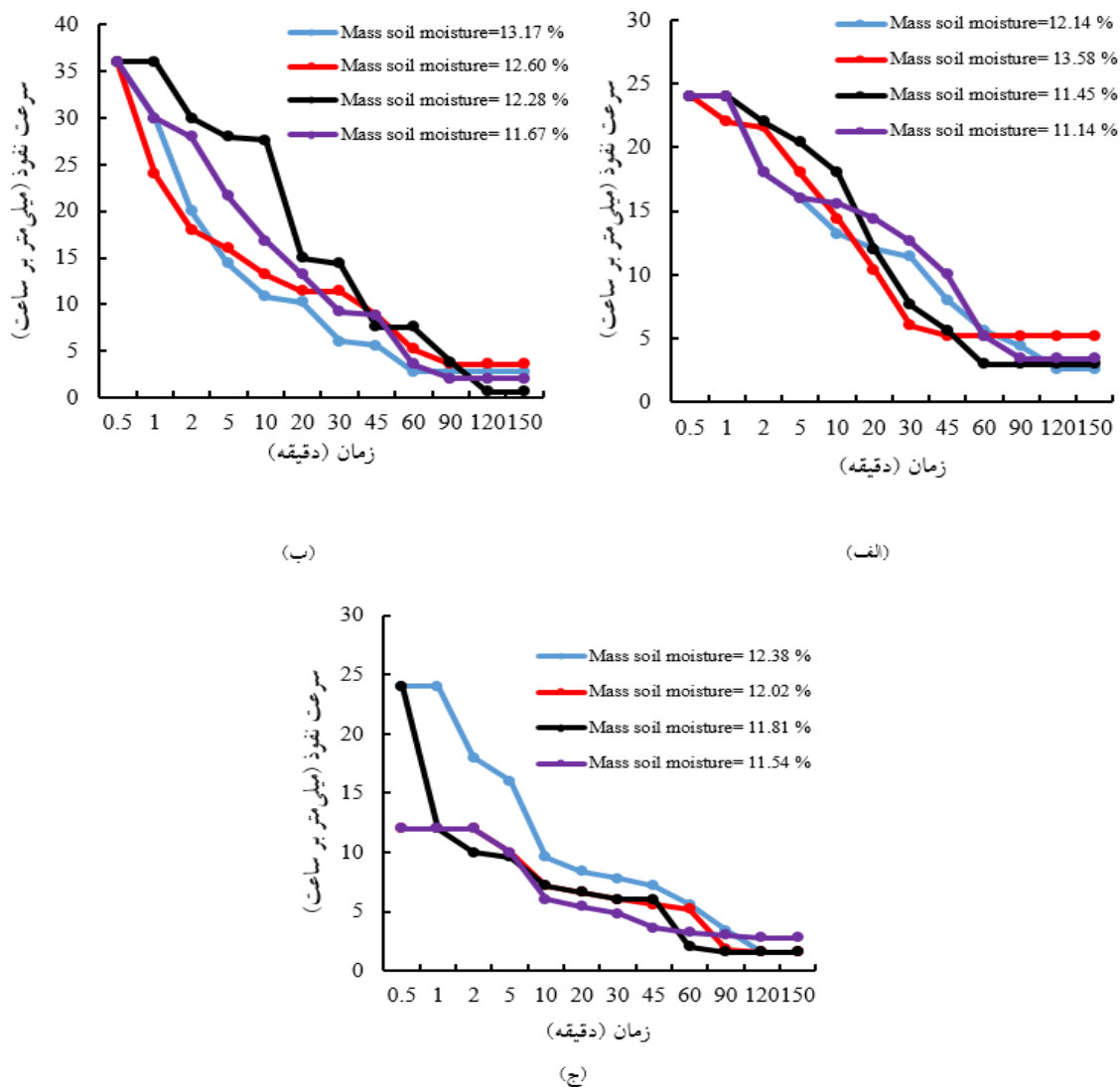
$$AIC = N \{ \ln(\tau\pi) + \ln[SSE / (N - p)] + 1 \} + p \quad (9)$$

که در آن: P_i مقدار برآوردشده، O_i مقدار مشاهده شده و n تعداد اندازه‌گیری نفوذ، N تعداد داده مشاهده‌ای، p تعداد پارامترهای مدل، SSE مجموع مربعات خطاست [۳۰]. ضریب تبیین (R^2) نیز از برازش خطی بر داده‌های مقدار برآوردی نفوذ در برابر مقدار مشاهده‌ای محاسبه شد. برای انجام تحلیل داده‌ها از نرم‌افزار SPSS (نسخه ۲۰)، انجام مقایسات میانگین از آزمون چنددامنه‌ای دانکن و برای رسم نمودارها از نرم‌افزار Excel (نسخه ۲۰۱۳) استفاده شد.

نتایج

ویژگی خاک‌های دامنه مطالعه‌شده

ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های بررسی‌شده در جدول ۱ ارائه شده است. خاک‌ها محتوای بسیار اندک ماده آلی (کمتر از یک درصد) دارند و به دلیل وجود درصد زیادی از آهک (۱۲-۱۴ درصد) و گچ (۱۲-۱۶ درصد) در گروه خاک‌های آهکی-گچی [۸] قرار می‌گیرند. پایداری خاکدانه‌ها در آب برای مدت یک دقیقه بسیار کم (۱/۹ تا ۲/۱ میلی‌متر)



شکل ۴. منحنی‌های سرعت نفوذ آب به خاک در خاک لوم (الف)، لوم شنی (ب) و لوم رس‌شنی (ج) در شرایط متفاوت رطوبت اولیه

ارائه مدل‌های نفوذ برای شرایط متفاوت رطوبت اولیه جدول ۲ برازش معادلات نفوذ کوستیاکوف، کوستیاکوف-لوئیس، هورتون، حفاظت خاک آمریکا، گرین و آمپت و فیلیپ بر داده‌های نفوذ آب را به ترتیب در خاک لوم، لوم شنی و لوم رس‌شنی را با رطوبت‌های اولیه متفاوت به دست آمده از نرم‌افزار MATLAB (نسخه ۷/۶) را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج، مدل کوستیاکوف با مدل کوستیاکوف-لوئیس به دلیل تخمین صفر برای ثابت k در مدل کوستیاکوف-لوئیس، این مدل تفاوتی با مدل کوستیاکوف نداشت. مدل هورتون مناسب‌ترین مدل توصیف‌کننده تغییرات زمانی نفوذ آب به خاک در سطوح مختلف رطوبتی بود، به طوری که بیشترین R^2 (۰/۹۹) و

کمترین مقدار RMSE (۰/۲۳ میلی‌متر بر ساعت) و AIC (۰/۲۷) را نشان داد. مدل گرین-آمپت ضعیف‌ترین برازش را بر داده‌های نفوذ نشان داد و کمترین مقدار R^2 (۰/۵۷) و بیشترین مقدار RMSE (۱/۱۴ میلی‌متر بر ساعت) و AIC (۳۷/۴۷) را نشان داد. به اعتقاد سی [۳۰] طبیعت تغییرپذیر فرایند نفوذ آب به خاک می‌تواند به تفاوت رفتار نفوذ در سه خاک با شرایط فیزیکی مشابه منجر شود. بنابراین، انتظار می‌رود تغییرپذیری الگوی نفوذ آب به خاک در خاک‌های مشابه متفاوت باشد، به گونه‌ای که تغییرپذیری فرایند نفوذ سبب می‌شود تا یک مدل نفوذ در سه خاک عملکرد متفاوتی داشته باشند.

جدول ۲. برازش مدل‌های نفوذ بر داده‌های سرعت نفوذ آب برای هر سه بافت در رطوبت‌های اولیه مختلف

بافت	رطوبت اولیه (%)	کوستیاکوف R ²	کوستیاکوف-لونیس R ²	هورتون R ²	SCS R ²	گرین-آمپت R ²	فیلیپ R ²	R ²
چ	13.58	i=0.92t ^{-0.48}	i=0.91t ^{-0.46} +0	i=0.56+17.1e ^{-0.03t}	i=0.92t ^{-0.48}	i=10.9+ $\frac{8.1}{t}$	i=0.95t ^{-0.5} +0	0.97
	12.14	i=0.54t ^{-0.44}	i=0.53t ^{-0.44} +0	i=0.14+16.3e ^{-0.02t}	i=0.54t ^{-0.44}	i=5.5+ $\frac{13.7}{t}$	i=0.56t ^{-0.5} +0.01	0.98
	11.45	i=0.36t ^{-0.26}	i=0.36t ^{-0.56} +0	i=0+18.3e ^{-0.02t}	i=0.36t ^{-0.26}	i=11+ $\frac{4.2}{t}$	i=0.74t ^{-0.5} +0.12	0.94
ب	11.14	i=0.38t ^{-0.22}	i=0.38t ^{-0.22} +0	i=0.16+19.1e ^{-0.02t}	i=0.38t ^{-0.22}	i=10.9+ $\frac{3.4}{t}$	i=0.25t ^{-0.5} +0.13	0.98
	13.17	i=0.44t ^{-0.34}	i=0.43t ^{-0.34} +0	i=0.23+11.7e ^{-0.02t}	i=0.44t ^{-0.34}	i=4.1+ $\frac{21.5}{t}$	i=0.46t ^{-0.5} +0.03	0.97
	12.60	i=0.36t ^{-0.24}	i=0.37t ^{-0.24} +0	i=0.12+15.5e ^{-0.03t}	i=0.36t ^{-0.24}	i=8.06+ $\frac{2.6}{t}$	i=0.25t ^{-0.5} +0.11	0.99
ا	12.28	i=0.82t ^{-0.53}	i=0.82t ^{-0.52} +0	i=0.14+15.7e ^{-0.02t}	i=0.82t ^{-0.53}	i=8.8+ $\frac{9.6}{t}$	i=0.67t ^{-0.5} +0	0.96
	11.67	i=0.75t ^{-0.49}	i=0.75t ^{-0.48} +0	i=0.2+18.6e ^{-0.03t}	i=0.75t ^{-0.49}	i=10.5+ $\frac{9.2}{t}$	i=0.76t ^{-0.5} +0	0.96
	12.38	i=0.41t ^{-0.43}	i=0.4t ^{-0.44} +0	i=0+15.2e ^{-0.02t}	i=0.41t ^{-0.43}	i=6.5+ $\frac{10.7}{t}$	i=0.43t ^{-0.5} +0.01	0.97
ب	12.02	i=0.28t ^{-0.40}	i=0.29t ^{-0.40} +0	i=0.1+14.2e ^{-0.01t}	i=0.28t ^{-0.40}	i=5.5+ $\frac{10.2}{t}$	i=0.29t ^{-0.5} +0.01	0.97
	11.81	i=0.22t ^{-0.42}	i=0.22t ^{-0.43} +0	i=0.05+16.1e ^{-0.01t}	i=0.22t ^{-0.42}	i=2.9+ $\frac{9.1}{t}$	i=0.73t ^{-0.5} +0.008	0.98
	11.54	i=0.21t ^{-0.29}	i=0.22t ^{-0.3} +0	i=0.11+14.2e ^{-0.03t}	i=0.21t ^{-0.29}	i=5.3+ $\frac{10.3}{t}$	i=0.13t ^{-0.5} +0.03	0.99

مناسب‌ترین مدل در بین بقیه مدل‌های استفاده شده بود. در کل، با در نظر گرفتن سه پارامتر ضریب تبیین (R²)، میانگین ریشه مربعات خطا (RMSE) و شاخص آکاییک (AIC) مدل هورتون مناسب‌ترین مدل در هر سه خاک لوم، لوم شنی و لوم رس‌شنی بود. بررسی شوکلا و همکاران [۳۶] در خاک‌هایی با شش کاربری مختلف نشان داد مدل هورتون نسبت به مدل‌های کوستیاکوف و فیلیپ مناسب‌ترین برازش به داده‌های اندازه‌گیری شده توسط استوانه مضاعف را دارد. دشتکی و همکاران [۳۷] نیز با بررسی ریشه میانگین مربعات خطا در چهار مدل کوستیاکوف، هورتون، کوستیاکوف اصلاح شده (مزینسیو) و فیلیپ در شش نوع بافت خاک مختلف بیان کردند که مدل هورتون نسبت به دو مدل کوستیاکوف و فیلیپ کارایی بیشتری دارد. حقیقی و همکاران [۳۸] با استفاده از روش استوانه مضاعف و با به‌کارگیری ضریب تبیین و ریشه میانگین مربعات خطا برای بررسی دقت مدل‌های نفوذ در حوضه طالقان، مدل هورتون را نسبت به بقیه مدل‌ها مناسب‌تر دانستند. در کل، باید گفت که بررسی پژوهش‌های صورت‌گرفته بیان‌کننده آن است که پژوهشگران مختلف در مقایسه و ارزیابی عملکرد مدل‌های نفوذ به نتایج متفاوتی دست یافته‌اند. یکی از دلایل این امر طبیعت تغییرپذیر فرایند نفوذ آب به خاک است. به گونه‌ای که این عامل سبب می‌شود تا حتی یک مدل نفوذ در دو خاک که به لحاظ ویژگی‌های فیزیکی بسیار مشابه با یکدیگرند عملکرد متفاوت داشته باشند. همچنین، بسته به شیوه اندازه‌گیری نفوذ، شرایط اولیه و شرایط مرزی جریان آب در خاک، نتایج برازش مدل‌ها متفاوت خواهد بود؛

با مقایسه ضریب تبیین (R²) به‌دست‌آمده برای مدل‌های نفوذ می‌توان گفت که معادلات تجربی برازش بهتری برای داده‌های روش بار ثابت نسبت به معادلات فیزیکی از خود نشان دادند. به این دلیل که شاید نتایج به‌دست‌آمده در معادلات تجربی بر پایه آزمایش‌های مزرعه‌ای بوده و هیچ پیش‌فرضی در مورد آنها به کار نرفته باشد. مدل‌های فیزیکی برخی محدودیت‌ها شامل ایجاد شرایط مرزی و اولیه برای حل معادله ریچاردز و نیز همگن فرض کردن محیط خاک دارد که سازگاری کافی را با شرایط طبیعی ندارد، در حالی که در پی‌ریزی مدل‌های تجربی این‌گونه محدودیت‌ها اعمال نمی‌شود. ذوالفقاری و همکاران [۳۴] با بررسی هفت مدل نفوذپذیری بیان کردند که از میان مدل‌های سه‌پارامتری، مدل کوستیاکوف-لونیس ضریب تبیین بیشتری (۰/۹۹۸) نسبت به مدل هورتون (۰/۹۹۶) داشت. در میان مدل‌های دوپارامتری نیز مدل کوستیاکوف ضریب تبیین بیشتری (۰/۹۹۷) نسبت به مدل فیلیپ (۰/۹۹۲) داشت. نشاط و پاره‌کار [۳۵] نیز با بررسی سرعت نفوذ در خاک‌های مختلف با مدل کوستیاکوف، گرین-آمپت، هورتون و SCS بیان کردند که مدل کوستیاکوف مناسب‌ترین مدل برای برآورد نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ در کلیه شرایط است.

دقت مدل‌های نفوذ

جدول ۳ ارزیابی اعتبار (دقت) مدل‌های نفوذ کوستیاکوف، کوستیاکوف-لونیس، هورتون، حفاظت خاک آمریکا، گرین-آمپت و فیلیپ را در سه خاک لوم، لوم شنی و لوم رس‌شنی نشان داده است. بر این اساس، در هر سه خاک از نظر میانگین ریشه مربعات خطا و شاخص آکاییک، مدل هورتون

که هر یک از آماره‌های ارزیابی یک مدل بیان‌کننده جنبه خاصی از عملکرد آن است؛ بنابراین استفاده صرف از یک آماره ارزیابی ممکن است به تنهایی برای ارزیابی عملکرد یک مدل مناسب نباشد.

بنابراین یکی از دلایل تفاوت در نتایج به دست آمده را می‌توان به این امر نسبت داد. دیگر دلیل تفاوت در نتایج پژوهش‌های صورت گرفته، استفاده از آماره‌های متفاوت به منظور ارزیابی و مقایسه عملکرد مدل‌های نفوذ است. از آنجا

جدول ۳. اعتبار مدل‌های نفوذ آب در خاک‌های مختلف

خاک لوم رس شنی		خاک لوم شنی		خاک لوم		
شاخص	ریشه میانگین مربعات خطا	شاخص	ریشه میانگین مربعات خطا	شاخص	ریشه میانگین مربعات خطا	مدل نفوذ
آکاییک		آکاییک		آکاییک		
۲۱/۵۰	۰/۷۰	۲۷/۹۰	۰/۹۱	۲۸/۶۰	۰/۹۶	کوستیاکوف
۲۰/۱۰	۰/۵۹	۲۵/۶۰	۰/۸۰	۲۷/۳۰	۰/۸۳	کوستیاکوف- لویی
-۵/۶۶	۰/۱۹	-۳/۸۰	۰/۱۷	۶/۲۰	۰/۳۵	هورتون
۲۱/۵۰	۰/۷۰	۲۷/۹۰	۰/۹۱	۲۸/۶۰	۰/۹۶	حفاظت خاک آمریکا
۳۲/۲۰	۰/۹۸	۳۷/۸۰	۱/۲۵	۴۲/۴۰	۱/۲۰	گرین و آمپت
۲۱/۷۰	۰/۵۱	۲۲/۳۰	۰/۶۷	۲۴/۹۰	۰/۷۱	فیلیپ

تحت تأثیر رطوبت اولیه نشان داد و از این رو، به عنوان مناسب‌ترین مدل برای بررسی تغییرات نفوذ در شرایط مختلف رطوبتی خاک پیشنهاد می‌شود.

منابع

- [1]. Wang XP, Cui Y, Pan YX, Li XR, Yu Z, Young MH. Effects of rainfall characteristics on infiltration and redistribution patterns in vegetation-stabilized desert ecosystems. *Journal of Hydrology*. 2008; 358(1-2):134-43.
- [2]. Lassabatere L, Angulo-Jaramillo R, Goutaland D, Letellier L, Gaudet JP, Winiarski T, Delolme C. Effect of the settlement of sediments on water infiltration in two urban infiltration basins. *Geoderma*. 2010; 156(3-4):316-25.
- [3]. Corradini C. Soil moisture in the development of hydrological processes and its determination at different spatial scales. *Journal of Hydrology*. 2014; 516:1-5.
- [4]. Hillel D. *Introduction to environmental soil Physics*. Elsevier Academic Press. 2004; 93-126.
- [5]. Gaines J.M. Water potential. *Nature*. 2016; 531. 7594 S1: 54-S54.
- [6]. Jain MK, Kothyari UC, Raju KG. A GIS based distributed rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*. 2004; 299(1-2):107-35.
- [7]. Sande L, Chu X. Laboratory experiments on the effect of microtopography on soil-water movement: Spatial variability in wetting front movement. *Applied and Environmental Soil Science*. 2012; 12-20.

بحث و نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر نشان داد با گذشت زمان سرعت نفوذ در تمامی بافت‌ها و سطوح رطوبتی مطالعه شده کاهش می‌یابد. شدت این تغییرات در زمان‌های اولیه نفوذ بارزتر است. همچنین، میزان تغییرات بسته به بافت خاک متفاوت بوده و در میان خاک‌های بررسی شده، تأثیر رطوبت اولیه بر تغییرات نفوذ آب، در خاک لوم شنی بارزتر است. مدل‌های مختلف نفوذ بر داده‌های نفوذ آب به خاک برازش داده شدند و دقت آنها با آماره‌های ضریب تبیین (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و شاخص آکاییک (AIC) بیان شد. بر این اساس، مدل گرین- آمپت کمترین دقت را در پیش‌بینی تغییرات زمانی نفوذ آب تحت تأثیر مقادیر مختلف رطوبتی نشان داد، به طوری که کمترین مقدار R^2 (۰/۵۷) و بیشترین مقدار RMSE (۱/۱۴ میلی‌متر بر ساعت) و AIC (۳۷/۴۷) در این خاک مشاهده شد. این مدل بیشترین حساسیت را به تغییر محتوای رطوبتی اولیه نشان داد. در مقابل، مدل هورتون مناسب‌ترین مدل برازش شده بر داده‌های نفوذ بود، به طوری که بیشترین R^2 (۰/۹۹) و کمترین مقدار RMSE (۰/۲۳ میلی‌متر بر ساعت) و AIC (۰/۲۷) را نشان داد. به طور کلی، پژوهش حاضر نشان داد رطوبت اولیه خاک عامل مهمی در تغییر سرعت نفوذ آب به خاک است و موجب می‌شود دقت معادلات نفوذ تغییر پیدا کند. در میان مدل‌های بررسی شده، هورتون کمترین حساسیت را به تغییرات نفوذ

- [8]. Lee H, Zehe E, Sivapalan M. Predictions of rainfall-runoff response and soil moisture dynamics in a microscale catchment using the CREW model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 2006; 3(4):1667-743.
- [9]. Wei L, Zhang B, Wang M. Effects of antecedent soil moisture on runoff and soil erosion in alley cropping systems. *Agricultural water management*. 2007; 94(1-3):54-62.
- [10]. Vermang J, Demeyer V, Cornelis WM, Gabriels D. Aggregate stability and erosion response to antecedent water content of a loess soil. *Soil Science Society of America Journal*. 2009 May 1; 73(3):718-26.
- [11]. Liu H, Lei TW, Zhao J, Yuan CP, Fan YT, Qu LQ. Effects of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions using the run off-on-out method. *Journal of Hydrology*. 2011; 396(1-2):24-32.
- [12]. Behtari M, Vaezi A.R. The effect of initial moisture on runoff generation and soil loss in different soil textures under simulated rainfall condition. *Iranian Journal of Watershed Management Science*. 2018; 11(39): 12-21. [In Persian]
- [13]. Javadi A, Mostafazade B, Shayannejad M, Masaddeghi M.R. Evaluation of infiltration equations considering irrigation water quality, initial soil moisture, and constant water head. *Journal of Water Research in Agriculture*. 2017; 31(3): 469-482. [In Persian]
- [14]. Sameni A, Pakju M, Musavi A.A, Kamkar Haghighi A.A. Evaluation of some infiltration equations under application of saline and sodic waters. *Journal of Water Research in Agriculture*. 2015; 28(2): 395-408. [In Persian]
- [15]. Bayat Varkeshi M, Zare Abyane H, Ghadami Firouzabadi A, Karimi V. Optimization of infiltration models coefficients in fields of Haraz extension and technology development center. *Journal of Watershed Management Research*. 2018; 8(16): 90-99. [In Persian]
- [16]. Raof M, Sedaeazar Z. Evaluation of some soil water infiltration models in different land uses. *Iran of Water research Journal*. 2016; 10(2): 27-36. [In Persian]
- [17]. Sihag P, Tiwari NK, Ranjan S. Estimation and inter-comparison of infiltration models. *Water Science*. 2017; 31(1):34-43.
- [18]. Sadikhani M.R, Sohrabi A. Effect of land use on the performance of selected soil water infiltration models. *Journal of Soil Management and Sustainable Production*. 2017; 7(1): 127-138. [In Persian]
- [19]. Khozaymehnezhad H, Nofaresti A.M, Sarvariyan S.M, Basirat J. Investigation and evaluation of infiltration equations in soils with sandy loam texture. 9th Irrigation Seminar and Reduction of Evaporation. 2008; 1-8. [In Persian]
- [20]. Gee GW, Bauder JW. Particle-size analysis 1. *Soil Science Society of America, American Society of Agronomy*; 1986.
- [21]. Blake GR, Hartge KH. Bulk Density 1. *Methods of Soil Analysis: Part 1- Physical and Mineralogical Methods*. 1986 Jan (methodsofsoilan1): 363-75.
- [22]. Angers DA, Mehuys GR. Aggregate stability to water. *Soil sampling and methods of analysis*. 1993:651-7.
- [23]. Ulrich U, Dietrich A, Fohrer N. Herbicide transport via surface runoff during intermittent artificial rainfall: a laboratory plot scale study. *Catena*. 2013; 101:38-49.
- [24]. Page A.L. Method of soil analysis. Part 2: chemical and microbiological properties. *Soil Science Society of American Madison, Wisconsin, USA*. 1982.
- [25]. Walkley A, Black IA. Determination of organic matter in the soil by chromic acid digestion. *Soil Sci*. 1947; 63:251-64.
- [26]. Larsson M, Eliasson S. The influence of land-use change, root abundance and macropores on saturated infiltration rate-a field study on Western Java, Indonesia.
- [27]. Delleur JW. *The handbook of groundwater engineering*. CRC press; 2010.
- [28]. Loáiciga HA, Huang A. Ponding analysis with Green-and-Ampt infiltration. *Journal of Hydrologic Engineering*. 2007; 12(1):109-12.
- [29]. Philip JR. The theory of infiltration: 3. Moisture profiles and relation to experiment. *Soil Science*. 1957; 84(2):163-78.
- [30]. Sy NL. Modelling the infiltration process with a multi-layer perceptron artificial neural network. *Hydrological sciences journal*. 2006; 51(1):3-20.
- [31]. Mamedov AI, Levy GJ, Shainberg I, Letey J. Wetting rate, sodicity, and soil texture effects on infiltration rate and runoff. *Soil Research*. 2001; 39(6):1293-305.
- [32]. Vaezi AR, Hasanzadeh H, Cerdà A. Developing an erodibility triangle for soil

- textures in semi-arid regions, NW Iran. *Catena*. 2016; 142:221-32.
- [33]. Dagadu JS, Nimbalkar PT. Infiltration studies of different soils under different soil conditions and comparison of infiltration models with field data. *International Journal of Advanced Engineering Technology*. 2012; 3(2):154-7.
- [34]. Zolfaghari AA, Mirzaee S, Gorji M. Comparison of different models for estimating cumulative infiltration. *Int. J. Soil Sci*. 2012; 7(3):108-15.
- [35]. Neshat A, Parehkar M. The comparison of methods for determining the vertical infiltration rate. *Journal of Agriculture Science Natural Resource*. 2007; 14(3): 12-22. [In Persian]
- [36]. Shukla MK, Lal R, Unkefer P. Experimental evaluation of infiltration models for different land use and soil management systems. *Soil Science*. 2003; 168(3):178-91.
- [37]. Dashtaki SG, Homae M, Mahdian MH, Kouchakzadeh M. Site-dependence performance of infiltration models. *Water resources management*. 2009; 23(13):2777-90.
- [38]. Haghghi F, Gorji M, Shorafa M, Sarmadian F, Mohammadi MH. Evaluation of some infiltration models and hydraulic parameters. *Spanish Journal of Agricultural Research*. 2010; 8(1):210-7.