

برآورد سرعت نهایی نفوذ آب در خاک با استفاده از معادله‌های نفوذ و توابع انتقالی

سمیرا واحدی^۱، امید بهمنی^{۲*}، حمید زارع ابیانه^۳ و محمد عباسی^۴

چکیده

تعیین دقت و کارایی روش‌های موجود در برآورد میزان سرعت نفوذ آب در خاک نیازمند شناخت عملکرد هر معادله و محدودیت‌های آن است. در این پژوهش عملکرد و کارایی معادله‌های فیزیکی گرین‌آمپت و فیلپ و معادله‌های تجربی هورتون، هولتان و کوستیاکوف و توابع انتقالی در برآورد سرعت نهایی نفوذ آب در بخشی از خاک‌های حاشیه رودخانه قزل‌اوزن در استان زنجان ارزیابی شد. داده‌های نفوذپذیری خاک از طریق روش استوانه‌های مضاعف اندازه‌گیری شد. برای ایجاد توابع انتقالی از داده‌های فیزیکی و شیمیایی زودیافت خاک در قالب سه گروه ساختار اطلاعاتی ورودی با دو روش رگرسیون چندمتغیره خطی معمولی و ریح استفاده شد. معادله گرین‌آمپت با خطای کمتر ($RMSE=1/89$ (cm/h)، $MAE=1/37$) و ضریب تعیین ($R^2=0/95$) بالاتری نسبت به سایر معادله‌های فیزیکی، تجربی و توابع انتقالی سرعت نهایی نفوذ را برآورد کرد. نتایج حاصله نشان داد که روش رگرسیونی ریح با حذف خطای هم‌راستایی بین پارامترهای زودیافت سبب کاهش خطای برآورد نسبت به رگرسیون معمولی شده است. با استفاده از نتایج آزمون T مشخص شد که بین معادله‌های تجربی، فیزیکی و توابع انتقالی متشکل از کلیه پارامترهای زودیافت فیزیکی و شیمیایی تفاوت معنی‌دار وجود نداشت ($P \geq 0/05$) و تفاوت عمده این معادله‌ها در دسترسی به اطلاعات مورد نیاز و تعیین میزان خطای برآورد نفوذ است.

واژه‌های کلیدی: رگرسیون چندمتغیره خطی، رگرسیون ریح، معادله‌های فیزیکی، معادله‌های تجربی.

ارجاع: واحدی س. بهمنی ا. زارع ابیانه ح. و عباسی م. ۱۳۹۴. برآورد سرعت نهایی نفوذ آب در خاک با استفاده از معادله‌های نفوذ و توابع انتقالی. مجله پژوهش آب ایران. ۱۹: ۹-۱۹.

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رشته آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان.

۲- استادیار گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان.

۳- دانشیار گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان.

۴- کارشناس ارشد بخش خاک و آب مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان زنجان.

* نویسنده مسئول: omid_bahmani@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۱/۱۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۲/۲۳

مقدمه

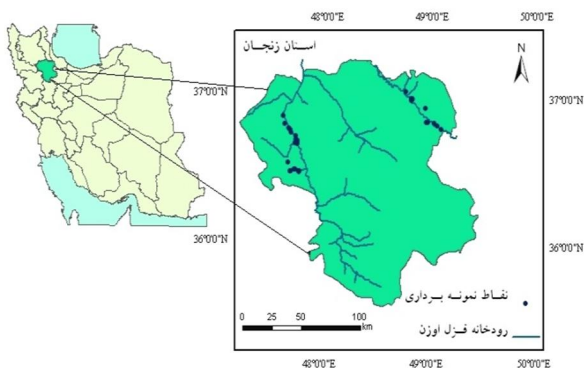
سرعت نفوذ آب در خاک از جمله مؤلفه‌های مهم فیزیکی و هیدرولیکی خاک است که نقش بسزایی در تخمین پدیده‌های هیدرولوژیکی و محاسبات مهندسی مرتبط با خاک داشته و از اصول پایه در طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی است. در راستای اهمیت این فرایند، در چند دهه اخیر تلاش شده روش‌های مناسبی برای برآورد آن به کار گرفته شود که نیاز به اندازه‌گیری‌های صحرائی نداشته باشد (میشرا، ۲۰۰۳ و راتول و همکاران، ۱۹۷۶). معادله‌های فیزیکی و تجربی از جمله روش‌های ارائه شده برای کمی‌سازی فرآیند نفوذ هستند. معادله‌های فیزیکی بیشتر نیازمند حل معادلات عددی و داده‌های مختلف آزمایشگاهی هستند که از معادله‌های این گروه می‌توان به معادله گرین‌آمپت^۱ و معادله فیلیپ^۲ اشاره کرد. از طرف دیگر معادله‌های تجربی متأثر از ویژگی‌های خاک سطحی و اطلاعات منحنی سرعت نفوذ- زمان است. معادله‌های هورتون^۳، هولتان^۴ و کوستیاکوف^۵ از مهم‌ترین معادله‌های این گروهند. پژوهش‌های زیادی در زمینه ارزیابی و مقایسه عملکرد معادله‌های نفوذ انجام شده است (شاکلا و همکاران، ۲۰۰۳؛ پرچی عراقی و همکاران، ۱۳۸۹؛ کلمنس، ۲۰۰۹ و حقیقی و همکاران، ۲۰۱۰). آیداک و همکاران (۱۹۸۰) در پژوهشی به مقایسه معادله گرین‌آمپت و هولتان پرداختند. نتایج آن‌ها بیانگر رضایت‌بخش بودن هر دو معادله در برآورد نفوذ تجمعی بود. تورنر (۲۰۰۶) معادله‌های فیلیپ، گرین‌آمپت، هورتون و هولتان را در برآورد سرعت نفوذ با نتایج نفوذ اندازه‌گیری شده مبتنی بر باران مصنوعی ارزیابی کرد. یافته‌های وی نشان داد معادله گرین‌آمپت و هولتان بهترین برآورد و معادله هورتون در بین این روش‌ها دارای عملکرد پایین‌تری است. مرادی باصری و همکاران (۱۳۹۰) در پژوهش خود برای برآورد فرآیند نفوذ آب در خاک‌های ورته‌سول و غیرورته‌سول از معادله‌های هورتون، کوستیاکوف، کوستیاکوف لوییس و SCS استفاده کردند. آن‌ها برتری معادله هورتون ($RMSE=0.0783 \text{ (cm.h}^{-1}\text{)}$) را در شرایط رطوبت اولیه زیاد گزارش کردند. بررسی

یافته‌های سایر پژوهش‌ها بیانگر تفاوت در نتایج عملکرد معادله‌ها در شرایط متفاوت و حتی در برخی مواقع شرایط مشابه است (نشاط و پاره‌کار، ۱۳۸۶؛ راتول و همکاران، ۱۹۷۶ و اینس، ۱۹۸۰). به نظر می‌رسد وجود تفاوت در عملکرد معادله‌ها ناشی از وابستگی نفوذ آب در خاک به شرایط محیطی و نیز میزان دقت روش‌های مختلف اندازه‌گیری است (کورادینی و همکاران، ۲۰۱۱؛ چادری و همکاران، ۲۰۰۶ و دبورا و همکاران، ۲۰۰۱). علاوه بر معادله‌های بالا، می‌توان با استفاده از پارامترهای زودیافت موجود خاک، سرعت نفوذ آب به خاک را با به کارگیری توابع انتقالی^۶ (PTFs) پیش‌بینی کرد. توابع انتقالی از طریق ایجاد معادلات ساده بین پارامترهای زودیافت که اندازه‌گیری آن‌ها نیاز به زمان و هزینه کمی دارد، پارامترهای دیربافت خاک را معادله‌سازی و برآورد می‌کنند (مک‌براتی و همکاران، ۲۰۰۲ و گیمنز و همکاران، ۱۹۹۷). رگرسیون‌های چندمتغیره خطی یکی از روش‌های آماری برای برازش توابع انتقالی است. پژوهش‌های مختلفی برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک از طریق توابع انتقالی انجام شده است (راتول و پاچپسکی، ۲۰۰۲ و راگاوندرا و همکاران، ۲۰۰۷). پرچی عراقی و همکاران (۱۳۸۹) با استفاده از معادله‌های رگرسیون معمولی به برآورد نفوذ تجمعی آب به خاک در خاک‌های آهکی و زمان‌های مختلف پرداختند. نتایج پژوهش ایشان نشان داد با افزایش زمان آزمایش و نزدیک شدن به میزان نفوذ نهایی، کارایی معادله‌ها نیز افزایش می‌یابد. قربانی دشتکی و همایی (۱۳۸۶) با به کارگیری توابع انتقالی حاصل از رگرسیون چندمتغیره برخی از پارامترهای معادله‌های فیزیکی و تجربی نفوذ را برآورد کردند. وجود هم خطی بین پارامترهای مورد استفاده در مدل‌های رگرسیون خطی چندمتغیره، سبب ایجاد هم‌راستایی خطی و کاهش کارایی این مدل‌ها می‌شود. برای افزایش کارایی توابع انتقالی و کاهش تأثیر پدیده هم‌خطی می‌توان آن‌ها را با مدل‌های رگرسیونی ریح^۷ توسعه داد (نتر و همکاران، ۱۹۹۶). در پژوهش‌های مرتبط با مسائل آب و خاک کمتر به بحث هم‌راستایی توابع رگرسیونی پرداخته شده است. در همین راستا در این پژوهش با بهره‌گیری از مبانی نظری و تحلیل داده‌های

1- Green and Ampt
2- Philip
3- Horton
4- Holtan
5- Kostiaikov

6- Pede-Transfer Functions (PTF)
7- Ridge regression

بعدی دسته‌بندی و با انجام آزمون‌های شاپیرو ویلک^۹ نسبت به نرمال بودن و همگنی آن‌ها اطمینان حاصل شد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی و محل نمونه‌برداری

معادله‌های تجربی و فیزیکی زیادی برای بیان عمل پیچیده نفوذ در شرایط صحرایی ایجاد شده است. در این پژوهش تلاش شده تا کارآیی برخی از معادله‌های معتبر و کاربردی در برآورد سرعت نفوذ آب تعیین شود.

- **معادله کوستیاکف**، معادله تجربی برای تخمین نفوذ است که بر پایه معادله توان‌دار منحنی حاصل از تغییرات نفوذ تجمعی و زمان به دست می‌آید (کوستیاکف، ۱۹۳۲). با مشتق‌گیری از این معادله، می‌توان سرعت نفوذ را محاسبه کرد (معادلات (۱) و (۲))

$$F = at^b \quad (1)$$

$$I(t) = at^{-\beta} \quad (2)$$

در معادله (۱) a و b ضرایب‌های ثابت هستند. مقدار ضریب b بین صفر و یک است. در معادله (۲) ضرایب a و β به ترتیب برابر با $a = ab$ و $\beta = 1 - b$ هستند، همچنین F میزان نفوذ تجمعی بر حسب سانتی‌متر و $I(t)$ سرعت نفوذ در لحظه t بر حسب سانتی‌متر بر ساعت است.

- **معادله هورتون** در سال ۱۹۳۸ بر مبنای این مطلب که تغییرات سرعت نفوذ در زمان‌های مختلف به حالت تابع نمایی و کاهشی است، تهیه شد (هورتون، ۱۹۴۰). معادله (۳) بیانگر معادله نهایی هورتون است:

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

که در آن I سرعت نفوذ در زمان t از شروع بارندگی یا انجام آزمایش، f_c سرعت نهایی نفوذ، f_0 سرعت اولیه نفوذ

جمع‌آوری شده از بررسی‌های میدانی، معادلات بین عوامل مؤثر بر سرعت نفوذ آب به خاک تبیین شد و میزان کارآمدی برخی از معادله‌های فیزیکی و تجربی در مقایسه با توابع انتقالی حاصل از رگرسیون معمولی و رگرسیون ریح در برآورد سرعت نهایی نفوذ آب به خاک‌های حاشیه رودخانه قزل اوزن (منطقه طارم و ماهنشان) در استان زنجان ارزیابی شد.

مواد و روش‌ها

نمونه خاک‌های تهیه شده در این پژوهش، متعلق به برخی از باغات حاشیه رودخانه قزل اوزن در شهرستان ماهنشان و طارم استان زنجان بود (شکل ۱). سرعت نفوذ آب به خاک به روش استوانه‌های مضاعف در ۳۰ نقطه و با ۳ تکرار انجام شد. فاصله‌های اندازه‌گیری در شروع آزمایش به طور معمول در حدود ۵ تا ۱۰ دقیقه بود که بعد از به طور تقریبی یک ساعت اندازه‌گیری، فاصله‌های اندازه‌گیری به ۳۰ تا ۶۰ دقیقه افزایش یافت. مدت کل انجام آزمایش براساس نوع خاک از ۲/۵ تا ۴ ساعت متغیر بود. محل نمونه‌برداری با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی و مدنظر قرار دادن یکنواختی بافت خاک و نوع کاربری اراضی انتخاب شد و برخی از پارامترهای تأثیرگذار و زودیافت خاک برای هر یک از نمونه‌ها اندازه‌گیری شد. درصد ذرات بافت خاک به روش هیدرومتری تعیین شد. درصد رطوبت اولیه و رطوبت اشباع^۱ (SP) خاک به روش وزنی و درصد رطوبت در مکش ۳۳ کیلو پاسکال (FC) از محفظه فشار^۲ به دست آمدند. هدایت هیدرولیکی^۳ اشباع (K_s) به روش آزمایشگاهی بار ثابت^۴ و هدایت الکتریکی عصاره اشباع^۵ (EC_e) با دستگاه EC متر قرائت شد. همچنین برخی خصوصیات دیگر خاک مانند ماده آلی^۶ (OC)، به روش والکلی و بلک، نسبت جذب سدیم^۷ (SAR) به صورت محاسباتی، جرم مخصوص ظاهری^۸ (BD) به روش سیلندر اندازه‌گیری شدند. تمامی داده‌های در نظر گرفته شده به‌عنوان داده‌های پایه در بانک اطلاعاتی ایجاد شده در محیط نرم‌افزاری SPSS برای استفاده‌های

1- Saturation Percentage (SP)

2- Pressure plates

3- Hydraulic conductivity

4- Constant head

5- Electrical conductivity exchange

6- Organic carbon

7- Sodium absorption ratio

8- Bulk density

9- Shapiro-Wilk

$$I = Gi \cdot a \cdot S_a^n + f_c \quad (4)$$

در معادله (۴)، I سرعت نفوذ در زمان t از شروع بارندگی یا انجام آزمایش، f_c سرعت نهایی نفوذ، Gi شاخص رشد گیاه که به طور معمول ۰/۶۹ در نظر گرفته می‌شود. a شاخصی از میزان خلل و فرج سطحی خاک و وضعیت تراکم ریشه‌های گیاهان در سطح مورد بررسی است (جدول ۱). پارامتر S_a بیانگر تخلخلی از خاک است که خالی از آب بوده و می‌تواند آب نفوذ یافته را در خود جای دهد. n توان ثابتی است که بستگی به نوع خاک دارد و به طور معمول عدد ۱/۳۸۷ در نظر گرفته می‌شود.

در زمان صفر، t زمان از شروع آزمایش و k ضریب ثابتی که بستگی به خصوصیات خاک و پوشش گیاهی دارد. ضریب k، معادل شیب خط برازش شده بین t و $\ln(I-f_c)$ در نظر گرفته می‌شود.

- معادله هولتان توسط مرکز تحقیقات آمریکا (USDA) ارائه شد (هولتان، ۱۹۶۱). از این معادله که یکی از معادله‌های تجربی است، می‌توان در مناطقی که اطلاع دقیقی از پارامترهای دیرپافت فیزیکی وجود ندارد، استفاده کرد. در این معادله اطلاعات زودپافت خاک از قبیل جنس خاک و نوع پوشش سطح خاک در برآورد سرعت نفوذ استفاده می‌شوند (معادله (۴)).

جدول ۱- ضریب a بر حسب پوشش گیاهی (تورنر، ۲۰۰۶)

پوشش خاک	غلات	کلش غلات	کلش مراتع	آیش	ردیفی	مراتع موقت	مراتع دائمی	جنگل
شرایط نامناسب	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۴۰	۰/۸۰	۰/۸۰
شرایط مناسب	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۶۰	۱/۰۰	۱/۰۰

در این معادله I سرعت نفوذ آب در خاک در لحظه S، t پارامتر جذب سطحی^۱ خاک و متأثر از پتانسیل مکشی خاک است و C متغیری برای بیان کشش سطحی خاک است. براساس نتایج سایر بررسی‌ها در یک بازه زمانی طولانی می‌توان پارامتر C را درصدی از ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع در نظر گرفت (تالسم، ۱۹۶۹). همچنین در یک ستون افقی از خاک، مقدار کشش سطحی معادل صفر فرض شده و ضریب جذب سطحی S از طریق برازش بهترین خط بین شدت نفوذ و $t^{-1/5}$ به دست می‌آید.

برای ایجاد توابع انتقالی از سه گروه پارامترهای فیزیکی و شیمیایی خاک استفاده شد. انتخاب این پارامترها با بررسی میزان ضریب‌های همبستگی و نتایج پژوهش‌های پیشین انجام شد (پرچی عراقی، ۱۳۸۹ و قربانی دشتکی، ۱۳۸۶). بر این اساس پارامترهای گروه اول شامل نسبت ذرات بافت خاک (رس، سیلت و شن)، وزن مخصوص ظاهری، درصد اشباع خاک و رطوبت ظرفیت زراعی و گروه دوم بر مبنای هدایت الکتریکی، نسبت جذب سدیم و کربن آلی و در نهایت گروه سوم مجموع پارامترهای گروه اول و دوم انتخاب شد. در این پژوهش محاسبات مربوط به تعیین ضریب‌های توابع انتقالی از طریق دو روش رگرسیون معمولی و رگرسیون ریح انجام شد. رگرسیون

- گرین‌آمپت در سال ۱۹۱۱ در شرایط بارندگی یکنواخت و با در نظر گرفتن رفتار لوله‌های موئین خاک معادله (۵) را ارائه داد:

$$I = K \left(1 + \frac{H_0 + S_w}{L} \right) \quad (5)$$

در این معادله I سرعت نفوذ بر حسب سانتی‌متر بر ساعت، K ضریب هدایت هیدرولیکی خاک، H_0 ارتفاع آب انباشته شده در سطح خاک، S_w پتانسیل ماتریک جبهه رطوبت خاک، L فاصله سطح خاک تا جبهه رطوبت است. معادله (۶) معادله ساده شده معادله اصلی گرین‌آمپت است که به دلیل پیچیده بودن تعیین پارامترهای آن استفاده می‌شود (میشرا، ۲۰۰۳). در معادله (۶)، f سرعت نفوذ، F مقدار نفوذ تجمعی و A و B ضریب‌های هستند که از طریق نتایج آزمایش نفوذ تجمعی به دست می‌آید.

$$f = \frac{A}{F} + B \quad (6)$$

- معادله فیلیپ یکی از معادلات فیزیکی است که بر پایه معادله ریچاردز (۱۹۳۱) برای جریان سیال در خلل و فرج متوسط خاک معرفی شده است (معادله (۷)) (فیلیپ، ۱۹۵۷).

$$I = \frac{S}{2} t^{(-0.5)} + C \quad (7)$$

در معادله (۱۰)، R^2 ضریب تعیین و n تعداد مشاهدات است. همچنین پس از برآورد ضریب‌های رگرسیون ریح، نمودار حاصل از مقادیر برآوردی و k های مختلف (بین صفر و یک) رسم شد و کمترین مقدار k که در آن ضریب‌های برآوردی به حالت پایدار رسیده‌اند، برای تعیین k مناسب استفاده شد. برای دستیابی به مقدار k مناسب در معادلات رگرسیون ریح، علاوه بر مقایسه ضریب‌های VIF پارامترها، از شکل ۲ که بیانگر تغییرات ضرایب مدل رگرسیونی ریح در مقابل مقادیر مختلف k است، نیز استفاده شد. در نهایت k مناسب با مقدار ۰/۰۵ انتخاب شد. محاسبات مربوط به رگرسیون ریح در محیط نرم‌افزار آماری NCSS (هینتز، ۲۰۰۷) (www.NCSS.com) انجام شد.

برای ارزیابی دقت مدل‌ها و میزان خطای بین داده‌های برآورد شده و اندازه‌گیری شده از آماره‌های مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین مطلق خطا (MAE) استفاده شد (معادلات (۱۱) و (۱۲)). هرچه مقادیر این آماره‌ها به صفر نزدیک‌تر باشد مدل با خطای کمتری سرعت نفوذ را برآورد کرده است. همچنین برای مقایسه نتایج حاصل از برآورد مدل‌ها با مقادیر اندازه‌گیری شده از نظر کم یا بیش برآوردی از آماره میانگین خطا^۲ (ME) و خطای نسبی^۳ (RE) براساس معادلات (۱۳) و (۱۴) استفاده شد. ارزیابی کارایی مدل‌ها با توجه به ضریب کارایی^۴ (EF) انجام شد (معادله (۱۵)). هرچه مقدار این ضریب به یک نزدیک‌تر باشد مدل دارای کارایی بالاتری است.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [I_{i(est)} - I_{i(model)}]^2} \quad (11)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |I_{i(est)} - I_{i(model)}|}{n} \quad (12)$$

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n I_{i(est)} - I_{i(model)}}{n} \quad (13)$$

$$RE = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{I_{i(est)} - I_{i(model)}}{I_{i(est)}}}{n} \times 100 \quad (14)$$

چندمتغیره خطی از طریق ایجاد رابطه خطی بین متغیرهای مستقل به پیش‌بینی مقدار پارامترهای وابسته می‌پردازد (معادله (۸)).

$$I = a_0 + a_1 X_{i1} + a_2 X_{i2} + \dots + a_m X_{im} + \varepsilon \quad (8)$$

$$i = 1, \dots, n$$

در معادله بالا X_{1, \dots, X_m} متغیرهای مستقل ورودی، a_1, \dots, a_m ضریب‌های مدل رگرسیونی که از روش کمترین مربعات به دست می‌آید، ε مقدار خطا و n تعداد مشاهدات است. روش‌های مختلفی برای ورود پارامترها در معادلات وجود دارد که در این پژوهش از روش همزمان^۱ استفاده شد.

اگر معادله هم‌خطی بین متغیرهای وابسته برقرار باشد، خطای مدل و واریانس ضریب‌های رگرسیونی حاصل افزایش یافته و قدرمطلق برآوردهای کمترین مربعات به نسبت بزرگ و ناپایدار می‌شود (نتر و همکاران، ۱۹۹۶). رگرسیون ریح که در سال ۱۹۷۰ معرفی شد روشی برای کاهش خطای هم‌خطی پارامترها است (هورل و کنارد، ۱۹۷۰). در این روش با صرف‌نظر از فرض ناریب بودن ضریب‌ها (a)، برای آن‌ها مقدار کمی اریبی در نظر گرفته می‌شود (رضایی و سلطانی، ۱۳۸۳). ضریب‌های جدید، با حل معادلات خطی که در آن‌ها همبستگی بین متغیرها در نسبت $1/1+k$ ضرب شده به دست می‌آیند (معادله (۹)). به طور معمول مقدار k را بین صفر و یک در نظر می‌گیرند. افزایش میزان k سبب افزایش میزان اریبی می‌شود (دبوشو، ۲۰۰۸).

$$(1+k)a_1 + r_{12}a_2 + \dots + r_{1m}a_m = r_{1R}$$

$$r_{12}a_1 + (1+k)a_2 + \dots + r_{2m}a_m = r_{2R} \quad (9)$$

$$r_{1m}a_1 + r_{2m}a_2 + \dots + (1+k)a_m = r_{mR}$$

در معادلات بالا، r_{ij} و r_{iR} به ترتیب ضریب همبستگی بین متغیر مستقل و متغیر تابع R و متغیرهای مستقل i و j است. یکی از معیارهای تشخیص هم‌راستایی بین متغیرها، استفاده از معیار تورم واریانس (VIF) است (نتر و همکاران، ۱۹۹۶). این معیار میزان افزایش واریانس ضریب‌های حاصل را نسبت به حالت عدم وجود معادله خطی بین متغیرها از طریق معادله (۱۰) نشان می‌دهد.

$$(VIF)_i = \frac{1}{1 - R^2} \quad i = 1, \dots, n \quad (10)$$

2- Mean Error (ME)
3 -Relative Error (RE)
4- Modeling Efficiency (ME)

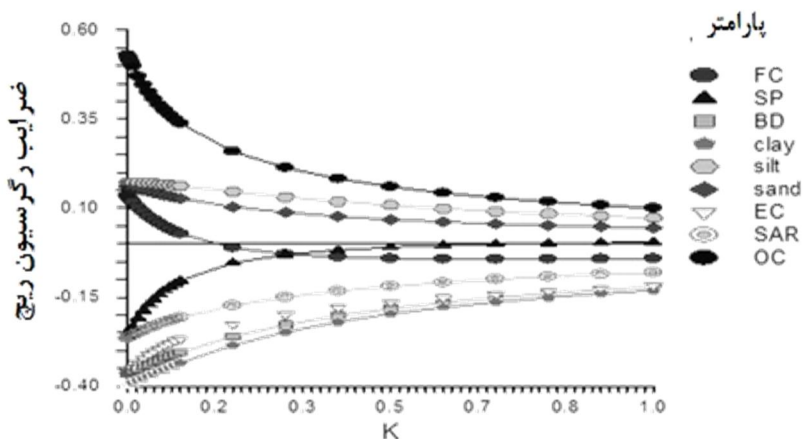
1- Simultaneous

اندازه‌گیری شده، I_{model} سرعت نهایی نفوذ حاصل از مدل‌ها است. همچنین در تحلیل دقت نتایج مدل‌ها و پیشنهاد مدل بهینه علاوه بر محاسبه آماره‌های خطاسنجی از تحلیل آزمون T و معنی‌داری اختلافات آن‌ها در سطح پنج درصد استفاده شد.

$EF=$

$$EF = \frac{\left(\sum_{i=1}^n (I_{i(es)} - I_{i(mean)})^2 \right) - \left(\sum_{i=1}^n (I_{i(es)} - I_{i(mod)})^2 \right)}{\sum_{i=1}^n (I_{i(es)} - I_{i(mean)})^2} \quad (15)$$

در معادلات بالا، n تعداد داده‌ها، $I_{i(test)}$ مقدار سرعت نهایی نفوذ اندازه‌گیری شده، I_{mean} میانگین سرعت نهایی نفوذ



شکل ۲- تغییرات ضریب‌های مختلف رگرسیون ریح در مقابل مقادیر مختلف k

معادله کوستیاکوف، هولتان و هورتون و دو معادله فیزیکی فیلیپ و گرین‌آپت برای برآورد سرعت نهایی نفوذ استفاده شد. با مقایسه نتایج آماره‌های ارزیابی این معادله‌ها با یکدیگر براساس جدول ۳، معادله هولتان در مقایسه با معادله هورتون و کوستیاکوف دارای عملکرد بهتری در بیشتر آماره‌ها است.

معادله هولتان با، $RMSE=2/58$ و $MAE=1/75$ کمترین خطا را در برآورد سرعت نفوذ آب در خاک از بین معادله‌های تجربی نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده داشت. تورنر (۲۰۰۶) در پژوهش خود برتری معادله هولتان را نسبت به سایر معادله‌های تجربی با $RMSE$ برابر با $0/17$ سانتی‌متر بر ساعت نشان داد. معادله هولتان چون از پارامترهای مربوط به خصوصیات خاک‌شناسی و اطلاعات مربوط به پوشش گیاهی سطح خاک و کاربری اراضی استفاده می‌کند تأثیرپذیری سرعت نفوذ از این خصوصیات را بیشتر نشان می‌دهد. معادله‌های فیزیکی مورد استفاده در این پژوهش دو معادله فیلیپ و گرین‌آپت است. با توجه به نتایج آماره‌های ارزیابی موجود در جدول ۳ معادله گرین‌آپت با خطای کمتری، نسبت به معادله فیلیپ، سرعت نفوذ را برآورد کرده است. این نتایج با نتایج میشر (۲۰۰۳) و تورنر (۲۰۰۶) هم‌هنگی دارد. در

نتایج و بحث

نتایج آمار توصیفی داده‌های نرمال شده برخی از پارامترهای خاک منطقه مورد بررسی و نتایج آزمایش استوانه‌های مضاعف در جدول ۲ ارائه شده است. با بررسی میزان اختلاف بین حداکثر و حداقل پارامترهای اندازه‌گیری شده در جدول ۲، بیشترین و کمترین دامنه تغییرات به ترتیب متعلق به سرعت نفوذ در ابتدای زمان با $84/00$ سانتی‌متر بر ساعت و جرم مخصوص ظاهری با $0/81$ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. معیارهای ضریب تغییرات و انحراف معیار بیانگر میزان پراکندگی پارامترهاست. بیشترین مقدار انحراف معیار در پارامتر سرعت نفوذ در ابتدای زمان با $0/249$ درصد و کمترین مقدار در پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با $0/031$ درصد مشاهده شد. ضریب تغییرات به عنوان معیاری بدون بعد، برای مقایسه تغییرات عوامل مورد اندازه‌گیری کاربرد دارد و در این راستا بیشترین ضریب تغییرات متعلق به پارامتر سرعت نهایی نفوذ به مقدار $0/92$ است. همچنین بافت غالب لایه سطحی خاک نقاط نمونه‌برداری از نوع لومی و لوم-رسی بود.

است (مرادی باصری، ۱۳۹۰). برای رفع این مشکل با در نظر گرفتن یک سوم هدایت هیدرولیکی اشباع معادل ضریب C در این معادله می‌توان تا حد خوبی دقت برآورد را افزایش داد (فیلیپ، ۱۹۵۷ و تالاسما، ۱۹۶۹).

پژوهش آن‌ها نیز معادله گرین‌آمپت عملکرد بهتری نسبت به معادله فیلیپ داشته است. معادله فیلیپ در برآورد سرعت نفوذ در بافت‌های سنگین که میزان سرعت نفوذ اندازه‌گیری شده در آن‌ها پایین بود عملکرد مناسبی نداشت که این نتیجه در پژوهشی دیگر نیز تأیید شده

جدول ۲- خلاصه آماری داده‌های مورد استفاده در روش معادله‌های نفوذ و توابع انتقالی

پارامتر	نماد	واحد	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	ضریب تغییرات
رس	C	درصد	۴/۰۰	۴۴/۰۰	۲۳/۰۸	۱۱/۸۴	۰/۵۱
لای	Si	درصد	۱۵/۰۰	۵۳/۰۰	۳۷/۴۲	۹/۸۳	۰/۲۶
شن	S	درصد	۱۲/۰۰	۷۷/۰۰	۳۹/۵۰	۱۸/۶۱	۰/۴۷
جرم مخصوص ظاهری	BD	Gr/cm ³	۱/۱۲	۱/۹۳	۱/۴۷	۰/۱۹	۰/۱۳
درصد اشباع خاک	SP	درصد	۲۷/۳۰	۶۳/۴۰	۴۱/۳۸	۹/۵	۰/۲۳
هدایت الکتریکی عصاره اشباع	EC _e	ds/m ¹	۲/۹۰	۴/۵۰	۳/۵۴	۰/۵۲	۰/۱۵
نسبت جذب سدیم	SAR	---	۳/۲۲	۸/۴۷	۵/۸۱	۱/۵۶	۰/۲۷
کربن آلی	OC	درصد	۰/۳۱	۱/۵۳	۰/۸۴	۰/۳۴	۰/۴۰
رطوبت ظرفیت زراعی	FC	Kpa	۱۱/۹۱	۳۴/۷۴	۲۴/۲۶	۶/۹۲	۰/۲۸
سرعت نفوذ در ابتدای زمان	f ₀	cm/h	۱۸/۰۰	۱۰۲/۰۰	۵۱/۰۰	۲۴/۹۰	۰/۴۹
سرعت نهایی نفوذ	f _c	cm/h ¹	۰/۶۰	۲۳/۴۰	۷/۰۵	۶/۵۲	۰/۹۲
هدایت هیدرولیکی اشباع	K _s	cm/h	۰/۰۵	۱/۳۶	۰/۵۹	۰/۳۱	۰/۵۳

برای تعیین توابع انتقالی، پارامترهای زودبافت تأثیرگذار بر فرآیند نفوذ آب به خاک در سه گروه تقسیم بندی شدند. از دو روش رگرسیون چندمتغیره خطی معمولی و ریح برای طراحی توابع انتقالی استفاده شد. نتایج حاصل از ارزیابی معادلات با آماره‌های خطاسنجی و ضرایب مدل‌ها در جدول ۴ گزارش شده است. با قرار دادن ضریب‌های حاصل در فرم کلی مدل‌های رگرسیونی، توابع انتقالی تشکیل شدند.

جدول ۳- معیارهای ارزیابی معادله‌های تجربی، فیزیکی با مقادیر اندازه‌گیری شده سرعت نهایی نفوذ (cm/h)

معادله	RMSE(cm/h)	MAE(cm/h)	RE
هورتون	۳/۷۴	۲/۳۱	-۳۷/۵۷
هولتان	۲/۵۸	۱/۷۵	-۳۸/۲۷
کوستیاکوف	۳/۲۷	۲/۵۲	-۴۳/۱۸
فیلیپ	۲/۸۳	۲/۱۹	۳۹/۳۶
گرین‌آمپت	۱/۸۹	۱/۳۷	۲۰/۷۸

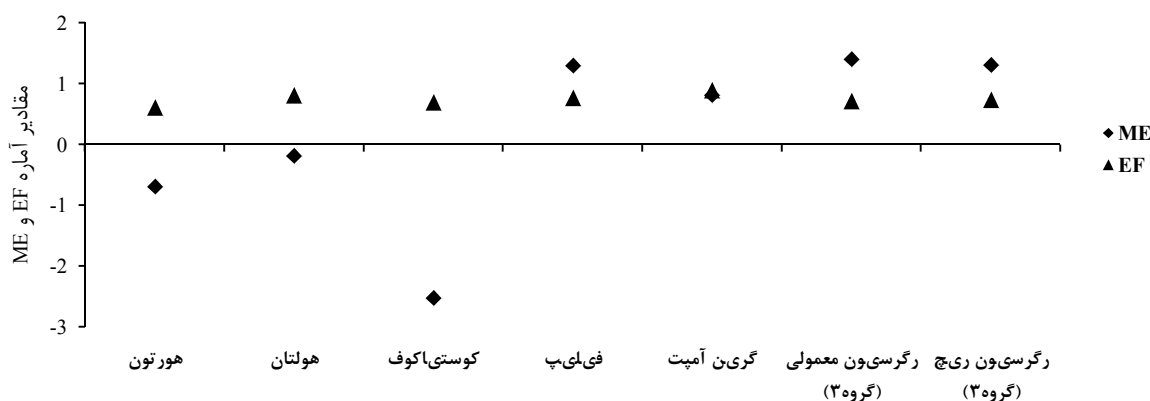
جدول ۴- ضریب‌های توابع انتقالی حاصل از رگرسیون معمولی و ریح و نتایج حاصل از معیارهای ارزیابی (cm/h)

MAE EC _e	RMSE SAR	RE OC	ضرایب پارامتر				BD	EC _e	SAR	OC	BD	EC _e	SAR	OC
			ضریب	BD	EC _e	SAR								
-	-	-	۱*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-۳/۰۰	-۱۲/۴۱	۶/۲۳	۲**	رگرسیون	-۳/۰۰	-۱۲/۴۱	۶/۲۳	۲**	رگرسیون	-۳/۰۰	-۱۲/۴۱	۶/۲۳	۲**	رگرسیون
-۴/۵۰	-۱۳/۱۴	۹/۵۰	۳***	معمولی	-۴/۵۰	-۱۳/۱۴	۹/۵۰	۳***	معمولی	-۴/۵۰	-۱۳/۱۴	۹/۵۰	۳***	معمولی
-	-	-	۱*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-۲/۹۰	-۱۵/۴۰	۵/۴۹	۲**	رگرسیون	-۲/۹۰	-۱۵/۴۰	۵/۴۹	۲**	رگرسیون	-۲/۹۰	-۱۵/۴۰	۵/۴۹	۲**	رگرسیون
-۵/۰۲	-۱۴/۷۸	۹/۴۸	۳***	ریح	-۵/۰۲	-۱۴/۷۸	۹/۴۸	۳***	ریح	-۵/۰۲	-۱۴/۷۸	۹/۴۸	۳***	ریح

* گروه ۱ پارامترهای فیزیکی زودبافت
 ** گروه ۲ پارامترهای شیمیایی زودبافت
 *** گروه ۳ پارامترهای فیزیکی و شیمیایی زودبافت

برآورد در دو گروه اطلاعات ورودی اول و سوم نسبت به رگرسیون معمولی شده است. افزایش کارایی مدل‌سازی در حالت رگرسیون ریج ناشی از حذف خطای هم‌راستایی بین پارامترهای ورودی در این دو گروه است. نتایج برتری مدل‌سازی رگرسیون ریج نسبت به رگرسیون معمولی در پژوهش عساکره (۱۳۸۳) نیز مشاهده شد. در این پژوهش روش رگرسیونی ریج عملکرد بهتری در مدل‌سازی تغییرات مکانی عنصرهای اقلیمی نسبت به رگرسیون معمولی داشت که دلیل این برتری در حذف عامل‌های هم‌خطی در رگرسیون ریج بیان شد. برای مقایسه کارایی معادله‌های نفوذ با توابع انتقالی از نتایج جدول‌های ۳ و ۴ و همچنین شکل‌های ۳ و ۴ استفاده شد.

همان‌طور که در جدول ۴ دیده می‌شود، ساختار اطلاعاتی گروه سوم که متشکل از پارامترهای شیمیایی و فیزیکی است در هر دو روش رگرسیونی معمولی و ریج دارای عملکرد بالاتری در برآورد سرعت نهایی نفوذ نسبت به گروه اول و دوم است. با این حال توابع انتقالی حاصل از پارامترهای زودیافت شیمیایی از نظر آماره‌های RMSE و MAE تخمین بهتری نسبت به گروه اول یا پارامترهای ورودی فیزیکی داشتند. دلیل این امر را می‌توان در پراکندگی بیشتر داده‌های فیزیکی و بالاتر بودن ضریب‌های تغییرات آن‌ها نسبت به پارامترهای شیمیایی خاک‌های منطقه مورد بررسی دانست. از مقایسه نتایج مدل‌سازی دو روش رگرسیونی در جدول ۴ مشاهده می‌شود که روش رگرسیونی ریج سبب کاهش خطای



شکل ۳- تغییرات میانگین خطای برآوردی (ME) و ضریب کارایی (EF) معادله‌های نفوذ و توابع انتقالی

کارایی را دارند. در مقایسه نتایج حاصل از برآورد معادله‌های فیزیکی و تجربی، معادله‌های فیزیکی دارای عملکرد بهتری نسبت به معادله‌های تجربی بودند. پژوهش‌گران دیگری نیز در پژوهش‌های خود نشان دادند که معادله‌های فیزیکی نسبت به معادله‌های تجربی برتری دارند (نشاط و پاره‌کار، ۱۳۸۶ و تورنر، ۲۰۰۶). با مقایسه آماره خطای نسبی (RE) در جدول ۳ و ۴ و همچنین آماره میانگین خطا (ME) در شکل ۳، مشاهده می‌شود که معادله‌های فیزیکی و توابع انتقالی در نظر گرفته شده از رگرسیون معمولی و ریج (گروه سوم) با علامت مثبت، بیش برآوردی و معادله‌های تجربی با ME منفی، برآورد کمتری از میزان واقعی داشتند.

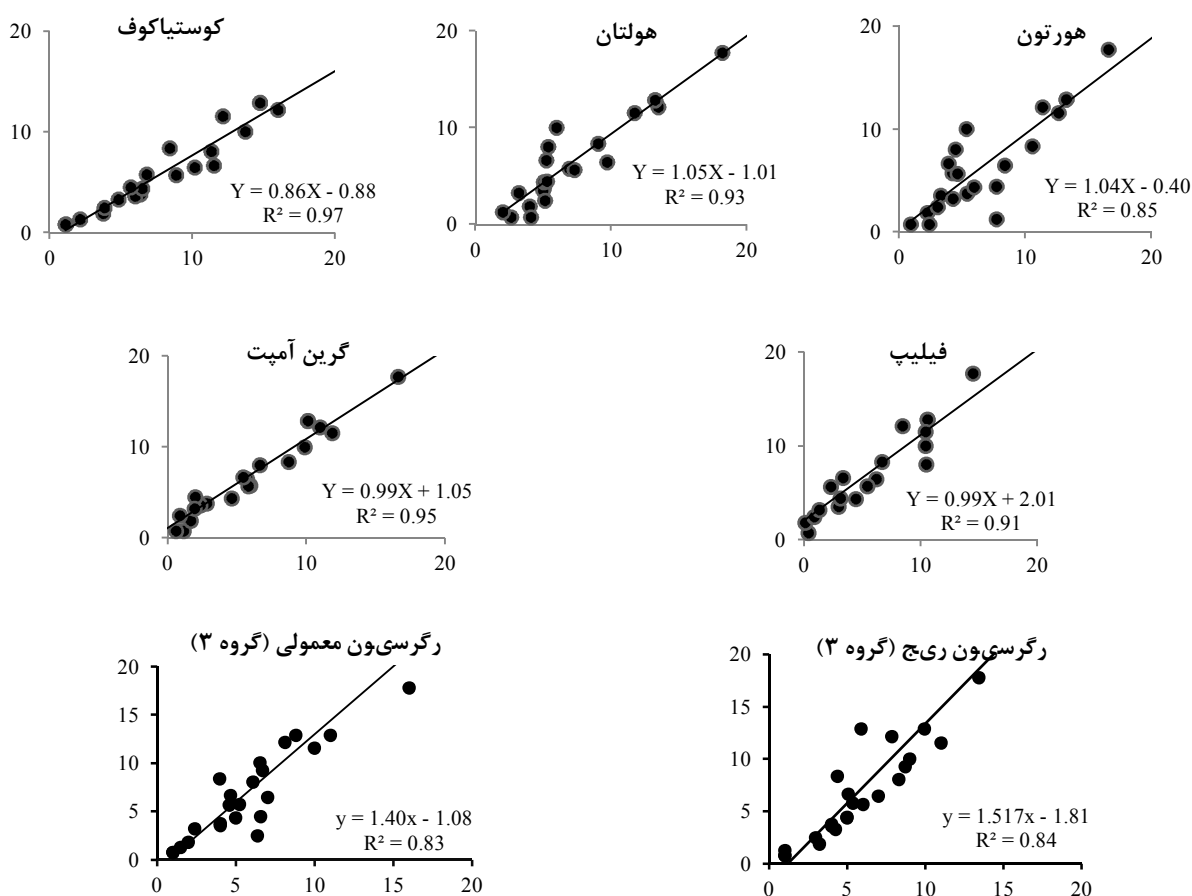
از مشاهده و بررسی نمودارهای شکل ۴ دیده می‌شود نتایج معادله گرین‌آمپت در مقایسه با نتایج سایر معادله‌های فیزیکی، تجربی و توابع انتقالی دارای

تفاوت میانگین مقادیر سرعت نفوذ هر یک از مدل‌ها با آزمون تی‌استیودنت نشان داد بین معادله‌های تجربی، فیزیکی و توابع انتقالی گروه سوم در دو روش رگرسیونی در سطح پنج درصد تفاوت معنی‌دار وجود ندارد. این نتیجه بیانگر این مطلب است که کلیه مدل‌های اشاره شده در این مقاله قادر به برآورد مناسبی از سرعت نهایی نفوذ آب در خاک در منطقه مورد بررسی هستند، اما تفاوت عمده این مدل‌ها در دسترسی به اطلاعات مورد نیاز برای محاسبه و میزان برآورد خطای آن‌ها است. مقایسه ضریب‌های تعیین و آماره‌های خطاسنجی (شکل ۴ و جداول ۳ و ۴) بیانگر عملکرد بهتر معادله گرین‌آمپت با RMSE برابر با $1/89$ و R^2 برابر با $0/95$ نسبت به سایر معادله‌های نفوذ و توابع انتقالی است. براساس نتایج ضریب کارایی در شکل ۳، دیده می‌شود، معادله گرین‌آمپت با مقدار $0/90$ بیشترین و معادله هورتون با مقدار $0/61$ کمترین ضریب

با نتایج اندازه‌گیری نداشته اما در مجموع در دست‌یابی به برآوردهایی با خطای کمتر بهتر عمل کرده است.

پراکندگی کمتری نسبت به خط نیمساز ۴۵ درجه است. هرچند معادله گرین‌آمپت نیز در برخی نواحی توافق خوبی

سرعت نفوذ اندازه‌گیری شده (cm/h)



سرعت نفوذ برآورد شده (cm/h)

شکل ۴- مقایسه مقادیر سرعت نهایی نفوذ برآورد شده معادله‌های نفوذ و توابع انتقالی با مقادیر اندازه‌گیری شده

مناطق که تخمین زیاد میزان نفوذ آب در خاک سبب ایجاد رواناب می‌شود، به‌خصوص در طراحی سیستم‌های آبیاری بارانی بهتر است از مدل‌هایی با تخمین کمتر سرعت نفوذ استفاده شود تا از کم‌برآوردی این مدل‌ها به‌عنوان ضریب نسبی اطمینان در طراحی ابنیه‌ها و سیستم‌های مختلف هیدرولیکی بهره‌برد. تحلیل و مقایسه نتایج حاصل از این پژوهش و بررسی‌های پیشین (پرچمی عراقی، ۱۳۸۹ و ترنر، ۲۰۰۶) و در نظر گرفتن ایرادهای معادله‌های نفوذ از جمله تأثیرپذیری زیاد این معادلات از تغییرات رطوبتی خاک (۳) و زمان‌بر بودن اندازه‌گیری برخی پارامترهای آنها نسبت به پارامترهای زودیافت خاک، توصیه می‌شود از توابع انتقالی به‌عنوان راهکاری کارآمد در برآورد سرعت نفوذ آب به خاک استفاده شود. برآورد سرعت نهایی نفوذ با به‌کارگیری پارامترهای فیزیکی و

نتیجه‌گیری

بررسی نتایج حاصله نشان داد که معادله فیزیکی گرین‌آمپت در برآورد سرعت نهایی نفوذ عملکرد بهتری داشت با این حال سایر معادله‌های تجربی، فیزیکی و توابع انتقالی نیز توانستند به خوبی ($R^2 \geq 0.7$ و $RMSE \leq 3/90$) سرعت نفوذ را برآورد کنند. از هر یک از این مدل‌ها بسته به اطلاعات موجود و دقت مورد نیاز می‌توان برای برآورد سرعت نفوذ استفاده کرد. معادله هورتون عملکرد ضعیفی ($EF=0/61$) نسبت به سایر مدل‌ها داشت. از معادله هولتان که در بیشتر پژوهش‌های داخلی کمتر به آن توجه شده است، می‌توان به‌عنوان معادله تجربی با تقریبی مناسب برای تأثیر پوشش گیاهی بر فرایند نفوذ آب در خاک استفاده کرد. با بررسی آماره‌های ME مشخص شد برخی از مدل‌ها کم‌برآوردگر و گروهی بیش‌برآوردگر هستند. در

10. Deborah A. M. and Moody J. A. 2001. Comparison of soil infiltration rates in burned and unburned mountainous watersheds. *Hydrological Process*. 15(15):2893-2903.
11. Debusho L. K. 2008. Ridge regression technique to determine the environmental influences on tef (*Eragrostis tef*) grain yield. *South African Journal of Plant Soil*. 25(3):135-138.
12. Gimenez D. Allmaras R. R. Huggins D. R. and Nater E. A. 1997. Prediction of the saturated hydraulic conductivity- porosity dependence using fractals. *Soil Science Society of America Journal*. 61(5):1285-1292.
13. Green W. H. and Ampt G. 1911. Studies of Soil Physics Part 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*. 4(1):1-24.
14. Haghghi F. Gorji M. Shorafa M. Sarmadian F. and Mohammadi M. H. 2010. Evaluation of some infiltration models and hydraulic parameters. *Spanish Journal of Agricultural Research*. 8(1): 210-217.
15. Hintze J. L. 2007. NCSS Help System Hoerl A. L. and Kennard R. W. 1970. Ridge regression: Application to non-orthogonal problem. *Technometrics*. 12(1):69-82.
16. Holtan H. N. 1961. A concept of infiltration estimates in watershed engineering. Department of Agriculture, ARS41-51. 25 p.
17. Hoerl A.E. and Kennard R.W. 1970. Ridge regression: biased estimation for nonorthogonal problems. *Technometrics*. 12(3):55-67.
18. Horton R. E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity *Soil Science Society of America*. 5(1):399-417.
19. Idike F. I. Larson C. L. Slack D. C. and Young R. A. 1980. Experimental evaluation of two infiltration models. *Transactions of the ASAE*. 23(6):1428-1433
20. Innes G. 1980. Comparison of infiltration models of disturbed soils using parameter optimization. Unpublished MS thesis University of Tennessee Knoxville. USA. 83 p.
21. Kostiakov A. N. 1932. On the dynamics of coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying in from dynamic point of view for purposes of amelioration *Tran. Com Int Soil Science*. Moscow Part A 6:17-21.
22. McBratney A. B. Minasny B. Cattle S. R. and Vervoort R. W. 2002. From pedotransfer functions to soil inference systems. *Geoderma*. 109:41-73.
23. Mishra S. K. Tyagi J. V. and Singh V. P. 2003. Comparison of infiltration models. *Hydrological. Processes*. 17(13): 2629-2652.
24. Neter J. Kutner M. H. Wasserman W. and Nachtsheim C. J. 1996. Applied linear statistical
- شیمیایی خاک‌های منطقه مورد بررسی در حالت رگرسیون ریبج عملکرد بهتری نسبت به رگرسیون معمولی داشت. پیشنهاد می‌شود برای کاهش خطای برآورد برخی مدل‌های رگرسیونی چندمتغیره خطی از روش رگرسیون ریبج برای حذف خطای هم‌راستایی خطی متغیرهای مستقل استفاده شود.
- ### منابع
۱. پرچمی عراقی ف. میرلطیفی م. و قربانی دشتکی ش. و مهدیان م. ۱۳۸۹. برآورد نفوذ تجمعی آب به خاک با استفاده از توابع انتقالی در خاک‌های آهکی. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک. ۱۷(۳): ۲۵-۴۴.
 ۲. رضایی ع. و سلطانی ا. ۱۳۷۷. مقدمه‌ای بر تحلیل رگرسیون کاربردی. انتشارات دانشگاه صنعتی اصفهان. ۳۱۰ ص.
 ۳. عساکره ح. ۱۳۸۳. مدل‌سازی تغییرات مکانی عناصر اقلیمی مطالعه موردی: بارش سالانه استان اصفهان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. ۷۴(۲۱۳-۲۳۱).
 ۴. قربانی دشتکی ش. و همایی م. ۱۳۸۶. برآورد پارامترهای برخی مدل‌های نفوذ آب به خاک با استفاده از توابع انتقالی. نشریه آبیاری و زهکشی. ۱۱(۱): ۲۱-۳۹.
 ۵. مرادی باصری ح. قربانی دشتکی ش. خداوردی لو ح. خلیل مقدم ب. و گیوی ج. ۱۳۹۰. مقایسه کارایی برخی مدل‌های نفوذ آب به خاک در خاک‌های ورتی‌سول و غیرورتی‌سول. مجله پژوهش آب ایران. ۵(۸): ۱۸۷-۱۹۶.
 ۶. نشاط ع. و پاره‌کار م. ۱۳۸۶. مقایسه روش‌های تعیین سرعت نفوذ عمودی آب در خاک. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی. ۱۴(۳): ۱۸۶-۱۹۶.
 7. Chowdary V. M. Damodhara Rao M. and Jaiswal C. S. 2006. Study of infiltration process under different experimental conditions. *Agricultural water management*. 83(1-2):69-78
 8. Colemans E. A. 1997. Comparison of four methods to assess hydraulic conductivity. *Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. 123(10):929-937
 9. Corradini C. Morbidelli R. Flammini A. and Govindaraju R. S. 2011. A parameterized model for local infiltration in two-layered soils with a more permeable upper layer. *Hydrology*. 396(3-4):221-232.

- models, 4th edn, McGraw-Hill/Irwin, Boston, Chicago. USA.
25. Philip J. R. 1957. the theory of infiltration: The infiltration equation and its solution. *Soil Science*. 83:345-357.
 26. Raghavendra B. J. Mohanty B. P. and Springer E. P. 2007. Multiscale pedotransfer function for soil water retention. *Vadose Zone*. 6(4):868-878.
 27. Rawls W. Yates P. and Asmussen L. 1976. Calibration of selected infiltration equations for the Georgia Coastal Plain. Agricultural Research Service Report ARS-S-113. 110 p.
 28. Rawls W. J. and Pachepsky Y. A. 2002. Soil consistence and structure as predictors of water retention. *Soil Science Society*. 66(4):1115-1126.
 29. Shukla M. K. Lal R. Owens L. B. and Unkefer P. 2003. Land Use and Management Impacts on Structure and Infiltration Characteristics of Soils in the North Appalachian Region of Ohio. *Soil Science*. 168(3):167-177.
 30. Talsma T. 1969. In situ measurement of sorptivity. *Soil Research*. 7(3):269-276.
 31. Turner E. R. 2006. Comparison of infiltration equations and their field validation with rainfall simulation. MSc. Thesis, University of Maryland USA. 202 p.

