

ارزیابی توابع انتقالی در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (مطالعه موردی: دشت ارومیه)

جواد بهمنش^{*}، الناز رضائی آباجلو^۲، بایرامعلی محمدنژاد^۳، کامران زینالزاده^۴، بهنام حبیب زاده آذر^۲

تاریخ دریافت: ۹۲/۰۲/۱۷ تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۲۰

^۱دانشیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه

^۲دانشجوی دکتری، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه

^۳استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی قم

^۴استادیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه

* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: j.behmanesh@urmia.ac.ir

چکیده

هدایت هیدرولیکی اشباع خاک یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های فیزیکی خاک است که اهمیتی ویژه در شناخت، بررسی و مدل‌سازی حرکت آب، املاح و آلاینده‌ها در محیط‌های متخلخل دارد. با وجود پژوهش‌های بی‌شمار که پیرامون اندازه‌گیری مستقیم هدایت هیدرولیکی اشباع صورت گرفته است، این روش‌ها همچنان پرهزینه، زمان‌بر و تخصصی هستند. از این رو برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از روش‌هایی سریع، کم‌هزینه و با دقت قابل قبول مانند توابع انتقالی خاک ضروری است. هدف اصلی این تحقیق، مقایسه و ارزیابی ۱۲ تابع انتقالی است که به‌منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک توسط محققان بسیاری ارائه شده است. منطقه مورد مطالعه قسمتی از دشت ارومیه در استان آذربایجان غربی و از سری خاک‌های نازلو، خداوردیخان و گلمانخانه تشکیل شده است. تعداد ۴۰ موقعیت اندازه‌گیری به‌طور تصادفی در اراضی مورد مطالعه انتخاب گردید. در هر موقعیت انتخابی، چاهکی تا عمق ۳۰ سانتی‌متر حفر شد. هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با روش نفوذسنج گلف در محل هر چاهک اندازه‌گیری شد. خاک حاصل از حفر هر چاهک نیز برای تعیین ویژگی‌های زودیافت خاک در آزمایشگاه استفاده شد. نتایج نشان داد که در بین مدل‌های بررسی شده، مدل آیمرون و همکاران با بیشترین مقدار منفی معیار اطلاعات آکائیک (AIC برابر ۱۳۰/۹۹-) و کمترین مقدار خطا برای عامل ریشه میانگین مربعات خطا ($RMSE$ برابر ۰/۱۷۴ متر در روز) بهترین برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک را در اراضی مورد مطالعه داشت. نتایج این تحقیق بر اهمیت کاربرد تخلخل مؤثر به‌عنوان یک عامل زودیافت مهم به‌منظور افزایش دقت توابع انتقالی تأکید دارد.

واژه‌های کلیدی: توابع انتقالی، نفوذسنج گلف، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

Evaluation of Pedo-Transfer Functions for Estimating Soil Saturated Hydraulic Conductivity (Case study: Urmia Plain)

J Behmanesh¹, E Rezaei Abajelu^{*2}, B Mohammadnejhad³, K Zeinalzadeh⁴,
B Habibzadeh Azar²

Received: 7 May 2013 Accepted: 11 March 2014

¹- Assoc. Prof., Dept. of Water Engineering, Faculty of Agric., Univ. of Urmia, Iran

²- Ph.D. Student, Dept. of Water Engineering, Faculty of Agric., Univ. of Urmia, Iran

³- Assist. Prof., Civil Engineering, Dept., Qom Univ. of Technology, Iran

⁴- Assist. Prof., Dept. of Water Engineering, Faculty of Agric., Univ. of Urmia, Iran

*Corresponding Author, E-mail: j.behmanesh@urmia.ac.ir.

Abstract

Saturated hydraulic conductivity of soil, as one of the most important soil physical properties, has special importance in identifying, investigating and modeling of water, solute and pollutants transport in porous media. Despite numerous researches, measuring saturated hydraulic conductivity by direct methods is still costly, time consuming and professional. Therefore, estimating saturated hydraulic conductivity using rapid and low cost methods such as pedo-transfer functions with acceptable accuracy is essential. The purpose of this research was to compare and evaluate 12 pedo-transfer functions which were presented by many researchers to estimate the saturated hydraulic conductivity of the soils. The region studied in this research was a part of the Urmia plain in West Azerbaijan consisting soils of Nazlu, Khodaverdikhan and Golmankhaneh villages. 40 measuring locations were selected randomly. In each selected location, a 30 cm hole was excavated and soil saturated hydraulic conductivity was measured by Guelph permeameter. The excavated soils were used in the lab to determine their easily accessible parameters. The results showed that among the studied models, the Aimrun model had the best estimation for soil saturated hydraulic conductivity. For the mentioned model, the Akaike's information criterion (AIC) and root mean square error (RMSE) parameters were -130.99 and 0.174 m/day, respectively. The results of the present research, emphasize on the importance of effective porosity application as an effective accessible parameter to increase the pedo-transfer functions accuracy.

Keywords: Guelph permeameter, Pedotransfer functions, Soil Saturated hydraulic conductivity

مقدمه

آهک از عوامل تشکیل‌دهنده ساختمان خاک و ایجاد خاکدانه در خاک می‌باشند. با بهبود وضعیت ساختمان خاک، اندازه خاکدانه‌ها بزرگ‌تر می‌شود. افزایش اندازه خاکدانه، باعث افزایش حجم منافذ ریز درون خاکدانه‌ای، کاهش جرم ویژه ظاهری خاک و افزایش میزان حجم آب در رطوبت‌هایی مانند رطوبت در مکش

هدایت هیدرولیکی اشباع، عامل ضروری برای مدل‌سازی حرکت آب، نمک و آلاینده‌ها در خاک می‌باشد، زیرا این عامل نشان‌دهنده توانایی ذاتی خاک برای انتقال آب است (فولی و همکاران ۲۰۰۶). مقادیر متفاوت ذرات رس، سیلت و شن همراه با مواد آلی و

هیدرولیکی منطقه مطالعاتی مورد مقایسه و ارزیابی قرار گیرد (نوابیان و همکاران ۲۰۰۴، آیمرن و همکاران ۲۰۰۴).

آیمرن و همکاران (۲۰۰۴) پس از ارزیابی مدل آهوجا و همکاران (۱۹۸۴) و ایجاد تغییراتی در ضرایب ثابت، این مدل را با ضرایب تجربی مناسب‌تر به‌منظور برآوردی دقیق‌تر از هدایت هیدرولیکی اشباع خاک ارائه نمودند. مدل دیگری که دقت آن در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع مورد ارزیابی قرار گرفت، مدل کامپیوتری رزتا بود. این مدل، تحلیل‌ها را با ماهیت شبکه عصبی مصنوعی انجام می‌دهد. در این تحقیق هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از چگونگی توزیع اندازه ذرات (درصدهای شن، سیلت و رس)، جرم مخصوص ظاهری و رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای با استفاده از نرم‌افزار رزتا برآورد شد و تحت ارزیابی با مقادیر واقعی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک قرار گرفت. هانلی (۲۰۰۵) به‌روش تخمین معکوس عامل‌ها و با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک مانند بافت خاک و درصد کربن خاک، توابع انتقالی مختلف را به‌منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع در کشور کره ارزیابی نمود. او در تحقیق خود از دستگاه نفوذسنج مکشی^۲ استفاده کرد. ارزیابی با استفاده از شاخص‌های ریشه میانگین مربعات خطا^۳ ($RMSE$) و میانگین خطای مطلق^۴ (MAE) صورت گرفت. نتایج تحقیق ایشان نشان داد که تابع اسخاپ^۵ برای هدایت هیدرولیکی غیراشباع و تابع کوسبی^۶ برای هدایت هیدرولیکی اشباع، بالاترین دقت برآوردی را دارند. مردون و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از روش رگرسیون خطی چندگانه و شبکه‌های عصبی مصنوعی هدایت هیدرولیکی اشباع را برآورد نمودند. نتایج ایشان بیانگر توانایی بهتر مدل‌های رگرسیونی در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک نسبت به شبکه‌های

۰/۳ بار و در نتیجه سبب افزایش حرکت آب در خاک می‌شود. بنابراین هدایت هیدرولیکی خاک به‌طور مستقیم و غیرمستقیم تحت تأثیر ساختمان خاک، بافت خاک، مواد آلی، درصد آهک، جرم ویژه ظاهری، رطوبت در مکش ۰/۳ بار و تخلخل کل خاک است (عالمی ۱۳۶۰). همچنین هدایت هیدرولیکی به توزیع اندازه خلل و فرج هدایت‌کننده آب بستگی دارد، به‌طوری‌که در حالت اشباع تمامی خلل و فرج در هدایت آب نقش دارند. لازم به ذکر است که اندازه و شکل ذرات خاک تعیین‌کننده فضای خالی در خاک می‌باشد (عالمی ۱۳۶۰). تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از روش‌های مستقیم غالباً پرهزینه و زمان‌بر می‌باشد به‌علاوه، به‌علت تغییرات زیاد مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک^۱ (K_s)، تعیین این عامل به‌ویژه در صورت مطالعه در مقیاس وسیع مانند یک حوضه آبریز، بسیار مشکل می‌باشد (وستن و همکاران ۲۰۰۱، مرمود و همکاران ۲۰۰۶). این مسئله محققان را بر آن داشته است که روش‌های غیرمستقیم پیش‌بینی این عامل را گسترش دهند (سوبراج و همکاران ۲۰۰۱). یکی از روش‌های غیرمستقیم تعیین K_s استفاده از توابع انتقالی می‌باشد. توابع انتقالی توابعی هستند که ویژگی‌های زودیافت خاک، مانند بافت خاک و چگالی ظاهری را به ویژگی‌های دیریافت خاک، مانند K_s مربوط می‌نمایند. در سال‌های اخیر توابع انتقالی زیادی به‌منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع ارائه شده است. معادلات مورد استفاده با ضرایب ارائه شده به‌صورت گسترده در مراجع علمی معتبر و در کشورهای مختلفی برای مناطق مختلف ارزیابی شده است. از آنجا که روابط مذکور بر اساس بانک اطلاعاتی گسترده محققین مربوطه ارائه شده است، در این پژوهش تلاش گردیده است بر اساس آزمایش‌های صورت گرفته، قابلیت معادلات رایج جهانی در برآورد خصوصیات

² - Tension infiltrometer

³ - Root mean square error

⁴ - Mean absolute error

⁵ - Eschaap function

⁶ - Cosby function

¹ - Soil saturated hydraulic conductivity

است. این بررسی، در راستای تعیین تابع انتقالی دقیق و متناسب با شرایط اراضی دشت ارومیه می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه قسمتی از دشت ارومیه در استان آذربایجان غربی در موقعیت جغرافیایی ۴۵ درجه و ۱ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۳۸ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۳۵ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۴۲ دقیقه عرضی است که از سری خاک‌های نازلو، خداوردیخان و گلمانخانه تشکیل شده است. میانگین بارندگی درازمدت و میانگین دما به ترتیب ۳۳۲/۹ میلی‌متر و ۱۱ درجه سلسیوس می‌باشد. مدل‌های مورد ارزیابی برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع در جدول ۱ ارائه شده است. تعداد ۴۰ محل اندازه‌گیری به‌طور تصادفی در اراضی مورد مطالعه انتخاب گردید. در هر موقعیت انتخابی، چاهکی تا عمق ۳۰ سانتی‌متر حفر شد. خاک حاصل از حفر هر چاهک نیز برای تعیین ویژگی‌های زود یافت خاک در آزمایشگاه استفاده شد. نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه، هوا خشک شدند. برای اندازه‌گیری صحرایی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک از دستگاه نفوذسنج گلف (مدل KI-2800) استفاده شد. دستگاه نفوذسنج گلف، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک را به‌روش بار ثابت در چاهک اندازه‌گیری می‌نماید. این دستگاه دارای قابلیت‌های فراوان همچون امکان حمل آسان، استفاده از یک کاربر، زمان اندازه‌گیری کمتر نسبت به سایر روش‌ها و نیاز به آب اندک می‌باشد (بی‌نام ۱۳۷۹). شکل ۱ توزیع فراوانی نسبی ذرات خاک‌های مورد استفاده در این پژوهش را نشان می‌دهد. نمونه‌های خاک به‌کاررفته، در ۸ کلاس بافت خاک به‌منظور اندازه‌گیری K_s در نظر گرفته شدند و لذا تنوع بافتی خاک‌ها نسبتاً مناسب می‌باشد. شکل ۲ موقعیت جغرافیایی مکان اندازه‌گیری‌های هدایت هیدرولیکی اشباع و نمونه‌برداری‌ها را نشان می‌دهد.

عصبی مصنوعی می‌باشد. با این‌وجود، اختلاف معنی‌داری در بین مدل‌ها مشاهده نگردید. زرین‌فر و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از توابع انتقالی و روش رگرسیون حداقل مربعات جزئی، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های گراولی را پیش‌بینی نمودند. برای اندازه‌گیری K_s از روش چاهک معکوس استفاده گردید. مؤثرترین متغیرهای مستقل جهت تخمین K_s ، مجذور عامل‌های انحراف معیار هندسی، میانگین هندسی و میانه قطر کل ذرات بودند. در تابع رگرسیونی آن‌ها، شاخص‌های ضریب تبیین (R^2) چندگانه، MAE ، $RMSE$ و ضریب تبیین در مرحله اعتبارسنجی (R^2_{pred}) به ترتیب ۰/۴، ۰/۲۴۵، ۲۰۸ و ۰/۳ به‌دست آمد. نوایان و همکاران (۲۰۰۴)، با شبکه عصبی مصنوعی هدایت هیدرولیکی اشباع را بر اساس عامل‌های زود یافت خاک مدل‌سازی نمودند و سپس با تحلیل حساسیت، عامل‌های جرم ویژه ظاهری، تخلخل مؤثر، میانگین هندسی قطر ذرات و انحراف معیار هندسی قطر ذرات را به‌عنوان عامل‌های حساس معرفی کردند. آن‌ها ۳ مدل شبکه عصبی را با استفاده از عامل‌های مؤثر شناخته‌شده از تحلیل حساسیت ارائه کردند. مدل ۱ شامل ویژگی‌های میانگین هندسی قطر ذرات، انحراف معیار هندسی قطر ذرات و تخلخل مؤثر، مدل ۲ شامل عامل‌های جرم ویژه ظاهری، تخلخل مؤثر و میانگین هندسی قطر ذرات و مدل ۳ شامل عامل‌های انحراف معیار هندسی قطر ذرات و تخلخل مؤثر بودند. دقت برآورد مدل‌های ارائه‌شده با معیار $R^2=0/74$ برای مدل ۱، $R^2=0/7$ برای مدل ۲ و $R^2=0/84$ برای مدل ۳ به‌دست آمد. سه مدل ارائه‌شده نسبت به دیگر مدل‌های شبکه عصبی که در مقالات دیگر ارائه‌شده است، دارای دقت برآوردی مناسب‌تری بودند (نوایان و همکاران ۲۰۰۴). بنابراین با توجه به تعداد محدود پژوهش‌های مشابه انجام‌شده در داخل کشور هدف اصلی در این تحقیق، مقایسه و ارزیابی توابع انتقالی داخلی و خارجی متداول است که تاکنون به‌منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع ارائه‌شده

جدول ۱- توابع انتقالی گزارش شده برای پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک.

رابطه	R^2	منبع	ردیف
$K_S (m s^{-1}) = 7.05556 \times 10^{-6} \times 10^{(-0.6+0.0126(S)-0.0064(C))}$	۰/۸۷	کوسبی و همکاران (۱۹۸۴)	۱
$K_S (m s^{-1}) = 2.778 \times 10^{-6} \exp(x)$ $x = 19.52348(\theta_s) - 8.96847 - 0.028212(C) + 1.8107 \times 10^{-4}(S)^2 - 9.4125 \times 10^{-3}(C)^2 - 8.395215(\theta_s)^2 + 0.077718(S)(\theta_s) - 0.00298(S)^2(\theta_s)^2 - 0.019492(C)^2(\theta_s)^2 + 1.73 \times 10^{-5}(S)^2(C) + 0.02733(C)^2(\theta_s) + 0.001434(S)^2(\theta_s)$ $3.5 \times 10^{-6}(C)^2(S)$	*	براکتسیک و همکاران (۱۹۸۴)	۲
$K_S (mm h^{-1}) = 156.92 \exp(-0.1975C)$	۰/۷۷	پاکت و همکاران (۱۹۸۵)	۳
$K_S (m s^{-1}) = 4 \times 10^{-5} (1.3 / \rho_b)^{1.3} (1/\sqrt{d_g})^{(0.2 \sigma_g)} \exp(-6.88(C) - 3.7(Si) - 0.025)$	*	کمپل (۱۹۸۵)	۴
$K_S (m s^{-1}) = 2.778 \times 10^{-6} \exp(12.012 - 7.55 \times 10^{-2}(S) + \{-3.895 + 3.671 \times 10^{-2}(S) - 0.1103(C) + 8.7546 \times 10^{-4}(C)^2\} / \theta_s)$	۰/۹۵	ساکستون و همکاران (۱۹۸۶)	۵
$K_S (mm d^{-1}) = 9.56 - 0.81 \log Si - 1.09 \log C - 4.64 \rho_b$	۰/۳۹	جاریو (۱۹۹۲)	۶
$K_S (cm d^{-1}) = -1.162 + (3 d_g)$	*	قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۱)	۷
$K_S (mm h^{-1}) = 1.5 \times 10^{-6} \exp(-0.07(S) - 0.167(C))$	*	کمپل و همکاران (۱۹۹۴)	۸
$K_S (cm d^{-1}) = 2.3 \exp(3.52 + 0.423 \log d_g - 2.19 \log \sigma_g + 1.42 \log \theta_e)$	۰/۷۴	نوابیان و همکاران (۲۰۰۴)	۹
$K_S (cm d^{-1}) = 2.85 \exp(4.45 - 2.25 \log \sigma_g + 0.572 \ln \theta_e) - 10.76$	۰/۸۴	نوابیان و همکاران (۲۰۰۴)	۱۰
$K_S (m d^{-1}) = 0.0277 \times \theta_e^{1.3}$	۰/۵۴	آیرون و همکاران (۲۰۰۴)	۱۱

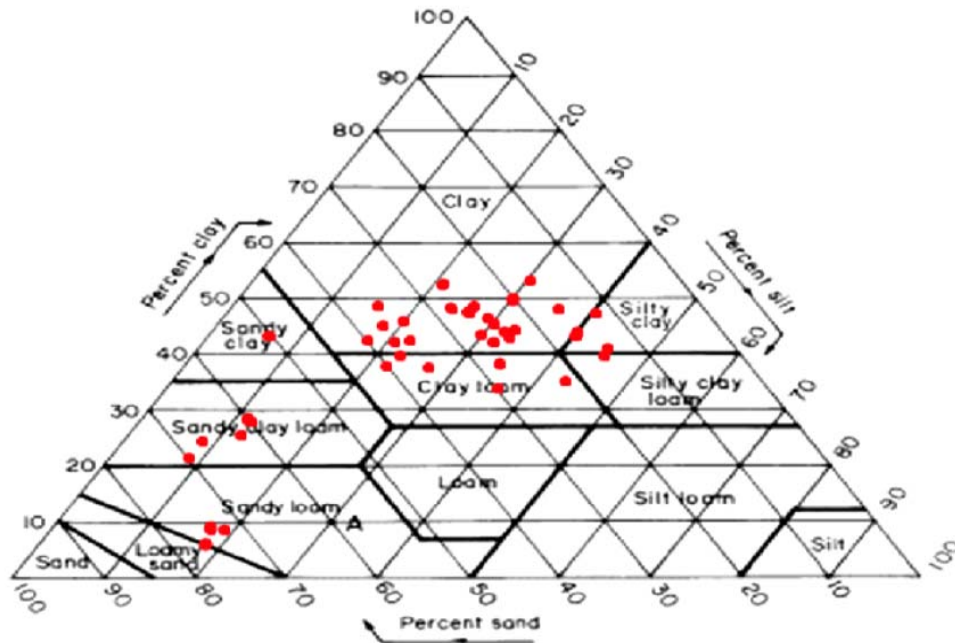
در جدول ۱، θ_s : میزان رطوبت اشباع حجمی خاک به صورت اعشار، C ، Si ، S : به ترتیب درصد رس، سیلت و شن خاک، ρ_b : جرم مخصوص ظاهری در واحد گرم بر سانتی‌متر مکعب، d_g و σ_g : به ترتیب میانگین و انحراف معیار هندسی ذرات خاک، θ_{fc} : رطوبت حجمی در حد ظرفیت مزرعه‌ای خاک به صورت اعشار و θ_e : تخلخل مؤثر خاک به صورت اعشار می‌باشد.
*: مقدار ضریب R^2 ارائه نشده است.

در این تحقیق ویژگی‌های زود یافت خاک شامل جرم مخصوص ظاهری خاک به روش سیلندر (بلک و هارتگ ۱۹۸۶)، جرم مخصوص حقیقی به روش پیکنومتر (جعفری حقیقی ۱۳۸۲)، فراوانی نسبی ذرات به روش هیدرومتری (گی و ار ۲۰۰۲)، میزان رطوبت اشباع خاک به روش وزنی (جعفری حقیقی ۱۳۸۲)، رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای با استفاده از دستگاه صفحات فشاری و منحنی دانه‌بندی خاک با استفاده از روش‌های الک و هیدرومتری (بی‌نام ۱۹۵۸) اندازه‌گیری شد (خداوردیلو و همکاران ۲۰۱۱). تخلخل مؤثر خاک با استفاده از جرم مخصوص ظاهری و حقیقی و رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای از رابطه ۱ محاسبه گردید (بی‌نام ۱۹۵۸). در این رابطه،

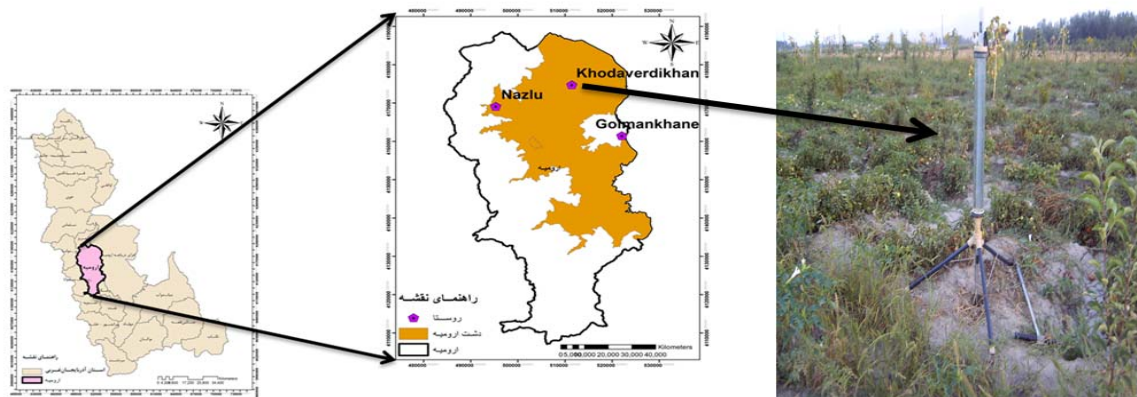
$$\theta_e = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_c} - \theta_{fc} \quad [1]$$

با استفاده از روابط پیشنهادی شیرازی و بورسما (۱۹۸۴)، میانگین هندسی ذرات (d_g) و انحراف معیار هندسی قطر ذرات خاک (σ_g) به عنوان نمایه‌هایی از توزیع اندازه ذرات خاک به شرح زیر محاسبه شدند:

در این تحقیق ویژگی‌های زود یافت خاک شامل جرم مخصوص ظاهری خاک به روش سیلندر (بلک و هارتگ ۱۹۸۶)، جرم مخصوص حقیقی به روش پیکنومتر (جعفری حقیقی ۱۳۸۲)، فراوانی نسبی ذرات به روش هیدرومتری (گی و ار ۲۰۰۲)، میزان رطوبت اشباع خاک به روش وزنی (جعفری حقیقی ۱۳۸۲)، رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای با استفاده از دستگاه صفحات فشاری و منحنی دانه‌بندی خاک با استفاده از روش‌های الک و هیدرومتری (بی‌نام ۱۹۵۸) اندازه‌گیری شد (خداوردیلو و همکاران ۲۰۱۱). تخلخل مؤثر خاک با استفاده از جرم مخصوص ظاهری و حقیقی و رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای از رابطه ۱ محاسبه گردید (بی‌نام ۱۹۵۸). در این رابطه،



شکل ۱- نمایش توزیع مقادیر درصد شن، سیلت و رس برای تمامی نمونه‌ها در نمودار مثلث بافت خاک.



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی مکان اندازه‌گیری‌های هدایت هیدرولیکی اشباع و نمونه‌برداری‌ها در دشت ارومیه.

پژوهش حاضر، قابلیت کاربرد ۱۲ مدل در برآورد مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع خاک ارزیابی شد. در تحقیق حاضر، به‌منظور ارزیابی قابلیت کاربرد مدل‌ها در برآورد مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع خاک، از شاخص‌های $RMSE$ ، R^2 و نسبت میانگین هندسی خطا^۸ ($GMER$) استفاده شد. همچنین به‌دلیل متفاوت بودن تعداد عامل‌های ورودی هر مدل علاوه بر عامل‌های

$$d_g = \exp(a), \quad a = 0.01 \sum_{i=1}^n f_i \ln M_i \quad [۲]$$

$$b^2 = 0.01 \left(\sum_{i=1}^n f_i \ln^2 M_i - a^2 \right) \quad [۳]$$

$$\sigma_g = \exp(b) \quad [۴]$$

در روابط فوق، n تعداد محدوده ذرات خاک (رس، سیلت و شن)، M_i میانگین قطر محدوده ذرات خاک (f_i ، (mm) جزء وزنی سه گروه خاک می‌باشد. در

^۸ - Geometric mean Error Ratio

نتایج و بحث

خلاصه اطلاعات آماری عامل‌های اندازه‌گیری شده برای ۴۰ نمونه خاک این تحقیق در جدول ۲ ارائه شده است. بررسی این جدول نشان می‌دهد که دامنه تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع از ۰/۰۷۴ تا ۴/۲۳۰ متر بر روز می‌باشد که محدوده نسبتاً وسیعی را شامل می‌گردد. در بین خاک‌های مورد مطالعه در این تحقیق بافت لوم شنی از همه درشت‌تر است و بیشترین هدایت هیدرولیکی اشباع نیز در این بافت خاکی اندازه‌گیری شده است. بازه اندازه‌گیری شده تخلخل مؤثر از ۴/۸۱ تا ۴۳/۷۱ درصد متغیر می‌باشد که کمترین آن مربوط به بافت رسی است. در بین عامل‌های فیزیکی خاک، جرم مخصوص حقیقی کمترین و هدایت هیدرولیکی اشباع بیشترین ضریب تغییرات را دارند. با استفاده از خصوصیات جدول ۲، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک از طریق چندین مدل توابع انتقالی برآورد شد. شکل ۳ لگاریتم مقادیر اندازه‌گیری شده را در برابر لگاریتم مقادیر برآورد شده به وسیله مدل‌های تابع انتقالی رگرسیونی و مدل تابع انتقالی اسخاپ نشان می‌دهد. مقادیر شاخص‌های آماری مورد استفاده در ارزیابی عملکرد توابع انتقالی مورد مطالعه در جدول ۳ ارائه شده است. با توجه به شکل ۳ و همچنین مقایسه مقادیر محک‌های آماری $GMER$ ، $RMSE$ و AIC از جدول ۳، مشاهده می‌شود که مدل‌ها دقت‌های متفاوتی در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک دارند. برای مدل‌هایی که بیشتر نقاط زیر خط ۱:۱ قرار گرفته‌اند ($GMER < 1$) کم‌برآورد و برای آن دسته که بالای خط قرار می‌گیرند، حالت بیش‌برآورد برای K_s ارائه شده است. با این وصف تمام مدل‌ها به‌جز مدل‌های نواییان و همکاران (۲۰۰۴)، قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۱) و اسخاپ (۲۰۰۱) تمایل به کم‌برآورد کردن نشان داده‌اند و مقادیر $GMER$ کمتر از یک در جدول ۳ نیز به‌خوبی بیان‌گر این موضوع می‌باشد. ترتیب مدل‌های ارائه‌شده در این تحقیق بر اساس دقت در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک عبارت‌اند از: آیمرن و همکاران (۲۰۰۴)، اسخاپ و همکاران (۲۰۰۱)، کوسبی و همکاران (۱۹۸۴)، مدل دوم نواییان و همکاران (۲۰۰۴)، قربانی دشتکی و

مذکور، از شاخص معیار آکائیک^۹ (AIC) نیز در ارزیابی‌ها استفاده گردید (عباسی و همکاران ۲۰۱۱). روابط شاخص‌های مورد استفاده به شرح ذیل می‌باشند:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^j (O_i - P_i)^2}{j}} \quad [5]$$

$$GMER = \exp \left[\frac{1}{j} \sum_{i=1}^j \ln \left(\frac{P_i}{O_i} \right) \right] \quad [6]$$

$$AIC = j \times \ln \left(\frac{\sum_{i=1}^j (O_i - P_i)^2}{j} \right) + 2k \quad [7]$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^j (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^j (O_i - O_{ave})^2} \quad [8]$$

که در آن‌ها، z تعداد مشاهدات، O_i مقدار مشاهده‌ای داده، O_{ave} میانگین مقادیر مشاهده‌ای داده، P_i مقدار پیش‌بینی شده برای داده مورد نظر و k تعداد پارامترهای ورودی مدل می‌باشند. ضریب $GMER$ بیان‌کننده وجود هماهنگی و تطابق بین مقادیر مشاهده‌ای و پیش‌بینی‌شده می‌باشد. چنانچه مقدار ضریب $GMER$ برابر با ۱ باشد، نشان‌دهنده برازش دقیق بین داده‌های اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی‌شده است و مقادیر کمتر یا بیشتر از ۱، به ترتیب نشان‌دهنده کم‌برآوردی یا بیش-برآوردی مدل می‌باشند. بنابراین مقدار $GMER$ در بهترین حالت مساوی یک می‌باشد. هرچه مقدار ضریب AIC کمتر (منفی‌تر) باشد، مدل پیش‌بینی بهتری انجام می‌دهد و دقت مدل بیشتر خواهد بود. افزایش $RMSE$ نیز سبب افزایش خطا در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می‌گردد. علاوه بر این سه شاخص برای درک شهودی بهتر نتایج، مقایسه نسبت به خط ۱:۱ نیز برای مدل‌های مختلف انجام پذیرفت (واگنر و همکاران ۲۰۰۱).

⁹ - Akaike's Information Criterion

همکاران (۱۳۸۱)، کمپل و همکاران (۱۹۸۵)، مدل اول
نوابیان و همکاران (۲۰۰۴)، پاکت و همکاران (۱۹۸۵)،
کمپل و همکاران (۱۹۹۴)، ساکستون و همکاران (۱۹۸۶)،
جاربو (۱۹۹۲) و براکنسیک و همکاران (۱۹۸۴).

جدول ۲- خلاصه اطلاعات آماری خصوصیات اندازه‌گیری شده در ۴۰ نمونه خاک مورد مطالعه.

ویژگی	واحد	دامنه	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف معیار	ضریب تغییرات (%)
جرم مخصوص ظاهری	$g\ cm^{-3}$	۰/۷	۱/۰	۱/۷	۱/۴	۰/۲	۱۲
جرم مخصوص حقیقی	$g\ cm^{-3}$	۰/۲	۲/۵	۲/۷	۲/۶	۰/۱	۲
شن	%	۶۲/۵	۱۲/۵	۷۵	۳۵/۴	۱۸/۳	۵۲
سیلت	%	۳۸/۸	۶/۵	۴۵/۳	۲۵/۲	۱۱/۳	۴۵
رس	%	۳۵/۵	۱۷	۵۲/۵	۳۹/۵	۹/۴	۲۴
رطوبت اشباع	$m^3\ m^{-3}$	۰/۴	۰/۳	۰/۶	۰/۵	۰/۱	۲۲
رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای	$m^3\ m^{-3}$	۰/۳	۰/۱	۰/۴	۰/۳	۰/۱	۳۵
تخلخل مؤثر	%	۳۸/۹	۴/۸	۴۳/۷	۲۳/۶	۸/۱	۳۴
هدایت هیدرولیکی اشباع	$m\ d^{-1}$	۴/۲	۰/۱	۴/۲	۰/۶	۰/۹	۱۳۶

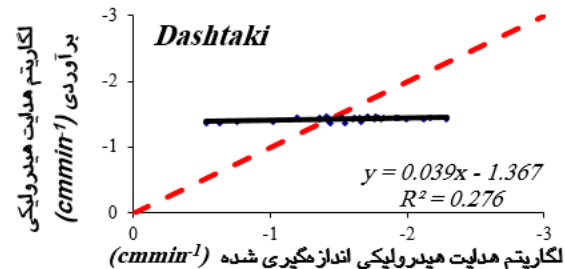
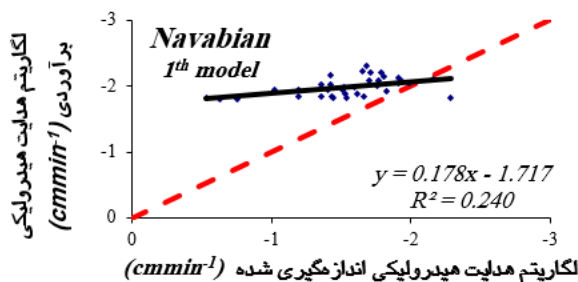
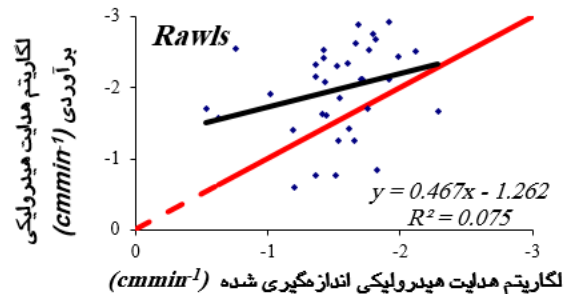
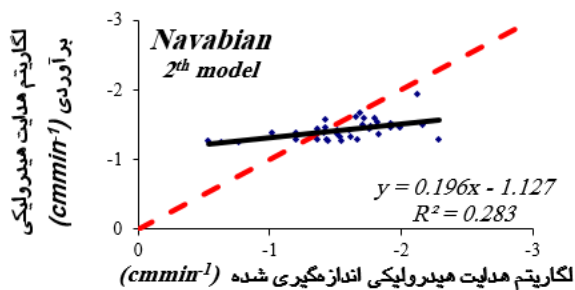
نظر داشت که میزان بیش‌برآوردی مدل اسخاپ نسبت به مدل‌های دیگر بیشتر است. برخلاف نتایج به‌دست‌آمده در این تحقیق، مدل اسخاپ در تحقیق رسول‌زاده و همکاران (۱۳۹۱) یک مدل کم‌برآورد در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک معرفی شد. این مدل دارای ضریب تبیین ۰/۲۱ بود.

نتایج این تحقیق نشان داد که تابع کوسبی و همکاران (۱۹۸۴) در رتبه سوم از نظر دقت برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک قرار دارد. مدل کوسبی و همکاران (۱۹۸۴) با اینکه فقط از دو شاخص ورودی مقادیر شن و رس خاک استفاده می‌کند، تخمین دقیقی از هدایت هیدرولیکی اشباع ارائه داده است. نتایج به‌دست آمده در این تحقیق در مورد تابع کوسبی و همکاران (۱۹۸۴) با نتایج هان‌لی (۲۰۰۵) و امیددی و قهرمان (۱۳۸۷) مطابقت دارد. هان‌لی (۲۰۰۵)، در ارزیابی توابع انتقالی برای هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک مانند بافت خاک و درصد کربن خاک به‌روش تخمین معکوس عامل‌ها، تابع کوسبی و همکاران (۱۹۸۴) را به‌عنوان بهترین تابع گزارش کرد. امیددی و قهرمان (۱۳۸۷) نیز نشان دادند مدل کوسبی و همکاران (۱۹۸۴) بهترین برآورد را برای هدایت هیدرولیکی اشباع خاک ارائه می‌دهد. اصولاً توابع

مدل آیرون و همکاران (۲۰۰۴) بالاترین دقت را با بیشترین مقدار منفی برای معیار AIC (-۱۳۰/۹۹) و کمترین مقدار خطا برای عامل $RMSE$ (۰/۱۷۴) متر در روز) ارائه کرد. لذا بهترین مدل به‌منظور برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در مناطق مورد تحقیق، مدل آیرون و همکاران (۲۰۰۴) می‌باشد. دلیل آن را بانک اطلاعات قوی استفاده‌شده در توسعه مدل می‌توان ذکر کرد. مدل آیرون و همکاران (۲۰۰۴) دارای ضریب تبیین برابر ۰/۴۱ بود. لازم به ذکر است که این مدل با وجود دقت بالا در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع، کم‌برآورد است. آهوجا و همکاران (۱۹۸۴) و یزدانی و همکاران (۱۳۹۱) نیز شاخص تخلخل مؤثر را به‌عنوان ویژگی تأثیرگذار خاک در میزان هدایت هیدرولیکی اشباع معرفی نمودند. دقت مدل اسخاپ در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع در رتبه دوم قرار گرفت. برآورد بهتر توسط مدل اسخاپ می‌تواند به دلیل وجود ماهیت علمی قوی استفاده‌شده در این مدل و محدوده گسترده نمونه خاک‌های استفاده شده در آموزش مدل باشد. علاوه بر آن، چون در آموزش شبکه عصبی مصنوعی (رزتا) از خاک‌های قاره آسیا نیز استفاده شده است می‌توان عملکرد بهتر اسخاپ را به این موضوع نیز نسبت داد (بورگسن و اسخاپ ۲۰۰۵). البته بایستی در

افزایش تخلخل درشت خاک شود. بنابراین در واقعیت هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده آن‌ها بیشتر از مقدار برآورد شده با استفاده از توابع انتقالی خواهد بود. نتایج محک‌های آماری در جدول ۳ نشان داد که مدل براکنسیک و همکاران (۱۹۸۴) از نظر تمامی شاخص‌های ارزیابی، دقتی پایین در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع برای منطقه مورد تحقیق را نشان داد.

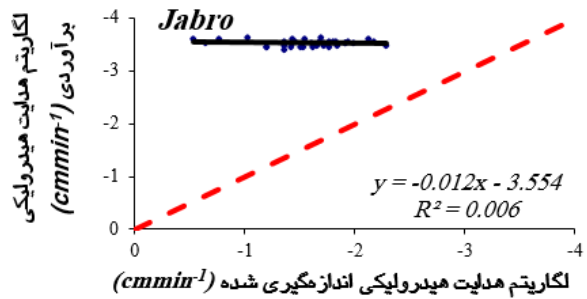
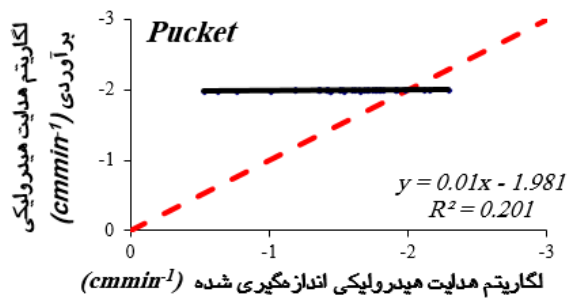
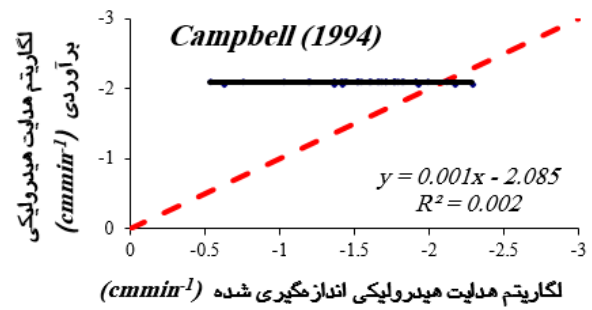
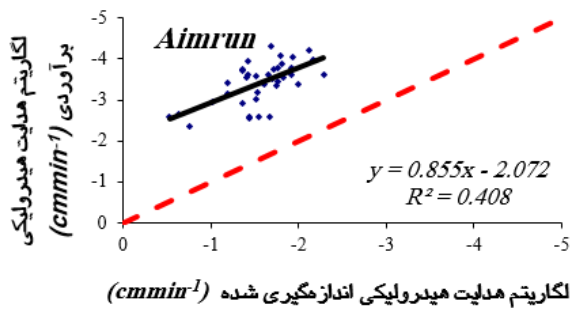
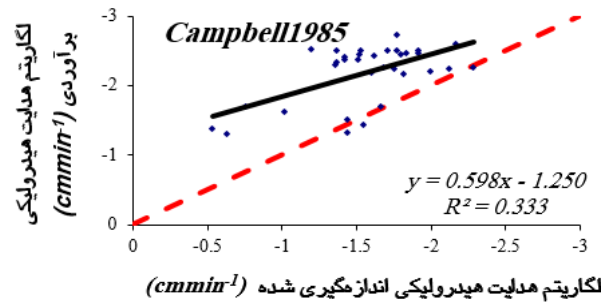
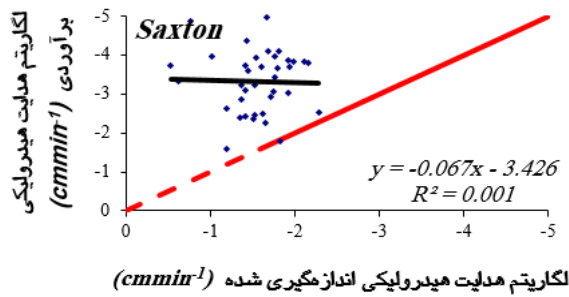
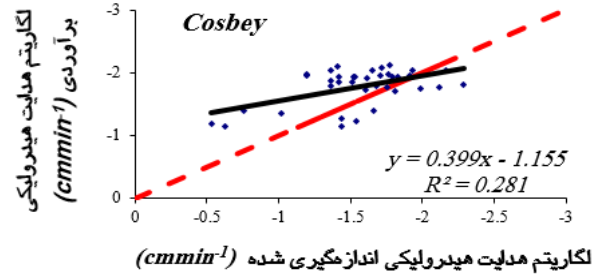
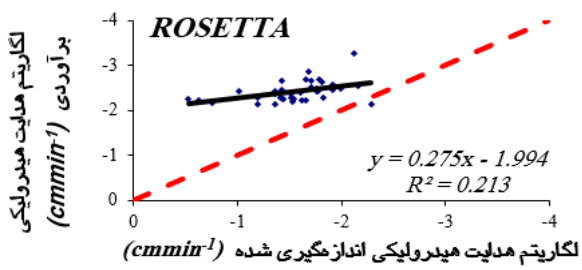
انتقالی می‌توانند خصوصیات هیدرولیکی مربوط به خاک‌هایی که از آن منشأ گرفته‌اند را بهتر برآورد کنند. مدل پاکت و همکاران (۱۹۸۵) که فقط از درصد رس به‌عنوان ورودی برای تابع انتقالی استفاده کرده است، هدایت هیدرولیکی اشباع را کمتر برآورد کرده است. این موضوع به ماهیت رفتار رس خاک بستگی دارد. برخی رس‌ها ممکن است تشکیل خاک‌دانه‌هایی بدهند که سبب



شکل ۳- مقایسه لگاریتم هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) برآورد شده با استفاده از مدل‌های مختلف با لگاریتم مقادیر اندازه‌گیری شده.

دلیل این امر می‌تواند ناشی از این باشد که شاید داده رطوبت اشباع استفاده شده در توسعه این تابع انتقالی کاملاً دقیق نبوده است و نیز ممکن است عامل دیگر پایین بودن دقت برآورد مدل، این باشد که خاک‌ها به‌ندرت به حالت اشباع کامل می‌رسند. وگنر و همکاران (۲۰۰۱) نیز نتایجی تقریباً مشابه با نتایج به‌دست آمده در این تحقیق را گزارش کردند.

در این مدل، مقدار بیشینه عامل $RMSE$ برابر $1/186$ به‌دست آمد. بزرگ‌ترین مقدار مثبت شاخص AIC (۱۸/۹۳۵) نیز توسط مدل براکنسیک و همکاران (۱۹۸۴) حاصل شد. در توسعه مدل براکنسیک و همکاران از رطوبت اشباع نیز استفاده شده است. اضافه کردن رطوبت اشباع به توزیع اندازه ذرات در مدل براکنسیک و همکاران (۱۹۸۴) دقت برآورد را افزایش نداده است.



ادامه شکل ۳- مقایسه لگاریتم هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) برآورد شده با استفاده از مدل‌های مختلف با لگاریتم مقادیر اندازه‌گیری شده.

جدول ۳- مقادیر شاخص‌های آماری مورد ارزیابی توابع انتقالی مورد مطالعه.

روابط رگرسیونی	RMSE ($m d^{-1}$)	AIC	GMER
کوسبی و همکاران (۱۹۸۴)	۰/۷۹۲	-۱۳/۷۲	۰/۶۰۸
براکنسیک و همکاران (۱۹۸۴)	۱/۱۸۶	۱۸/۹۳۵	۰/۳۲۷
پاکت و همکاران (۱۹۸۵)	۰/۹۹۴	۱/۵۳۷	۰/۳۶۷
کمپل و همکاران (۱۹۸۵)	۰/۹۰۱	-۳/۹۶۳	۰/۲۰۷
ساکستون و همکاران (۱۹۸۶)	۱/۰۶۱	۱۰/۴۸۲	۰/۰۱۸
جاربو (۱۹۹۲)	۱/۰۷۲	۱۱/۲۸۴	۰/۰۱۱
قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۱)	۰/۸۴۹	-۱۰/۳۶۹	۱/۳۶۳
کمپل و همکاران (۱۹۹۴)	۱/۰۰۹	۴/۶۵۵	۰/۲۹۹
اسخاپ (۲۰۰۱)	۰/۲۱۱	-۱۰۸/۴۱۷	۱/۴۲۹
نوابیان و همکاران (۲۰۰۴)	۰/۹۷۲	۳/۸۱۷	۰/۳۵۶
نوابیان و همکاران (۲۰۰۴)	۰/۸۰۱	-۱۲/۸۹۲	۱/۳۴۸
آیمرون و همکاران (۲۰۰۴)	۰/۱۷۴	-۱۳۰/۹۹۰	۰/۰۱۰

نتیجه‌گیری کلی

(۲۰۰۴) سبب کاهش خطای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع از ۰/۲۱۱ به ۰/۱۷۴ متر بر روز نسبت به مدل اسخاپ (۲۰۰۱) گردید. مدل براکنسیک و همکاران (۱۹۸۴) نیز با کمترین دقت هدایت هیدرولیکی اشباع را برآورد نمود. نتایج این تحقیق بر اهمیت کاربرد تخلخل مؤثر به‌عنوان یک عامل زودیافت مهم در دقت توابع انتقالی تأکید دارد.

اندازه‌گیری مستقیم هدایت هیدرولیکی اشباع خاک هزینه‌بر، زمان‌بر و همراه با خطای سیستماتیک می‌باشد. در این تحقیق، به‌منظور کاهش خطای سیستماتیک و نیز کاهش خطای برآورد ذاتی مدل‌های برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک، دقت ۱۱ مدل رگرسیونی مختلف و همچنین مدل کامپیوتری اسخاپ آزموده شد. کاربرد مدل رگرسیونی آیمرون و همکاران

منابع مورد استفاده

- امیدی س و قهرمان ب، ۱۳۸۷. برآورد هدایت هیدرولیکی ماتریس و منافذ درشت (با استفاده از توابع انتقالی، فراکتال و روش لوله‌های موئین). هفتمین کنفرانس هیدرولیک ایران، ۲۰-۲۲ آبان ماه، دانشگاه تهران، تهران.
- بی‌نام، ۱۳۷۹. روش آزمایش تعیین هدایت هیدرولیکی خاک غیراشباع با استفاده از دستگاه نفوذسنج گلف. پیش‌نویس استاندارد وزارت نیرو، نشریه شماره ۲۳۳-الف، دفتر استاندارد وزارت نیرو، تهران.
- رسول‌زاده ع، رضوی قلعه‌جوق س و نیشابوری م، ۱۳۹۱. ارزیابی دقت روش‌های برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع برای خاک‌های مختلف. مجله پژوهش آب در کشاورزی، جلد ۲۶، شماره ۳، صفحه‌های ۳۰۳ تا ۳۱۶.
- جعفری حقیقی م، ۱۳۸۲. روش‌های تجزیه خاک. انتشارات ندای ضحی. ۲۳۸ صفحه.
- زرین‌فر س، قهرمان ب و داوری ک، ۱۳۹۰. ارائه توابع انتقالی جهت پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های گراولی با استفاده از رگرسیون حداقل مربعات جزئی. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۵، شماره ۳، صفحه‌های ۶۱۷ تا ۶۲۴.
- قربانی دشتکی ش و همایی م، ۱۳۸۱. برآورد پارامتریک توابع هیدرولیکی بخش غیراشباع خاک با استفاده از توابع انتقالی. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، جلد ۳، شماره ۱۲، صفحه‌های ۱ تا ۱۵.

عالمی م، ۱۳۶۰. آب و خاک. انتشارات دانشگاه تهران. ۳۴۶ صفحه.

یزدانی و، قهرمان ب، داوری ک و فاضلی م، ۱۳۹۱. کاربرد بعد فراکتال اندازه ذرات خاک در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع. نشریه آب و خاک، جلد ۲۶، شماره ۳، صفحه‌های ۶۴۸ تا ۶۵۹.

- Abbasi Y, Ganbarian-Alavijhe B, Liagat AM and Shorafa M, 2011. Evaluation of perotransfer functions for estimating soil water retention curve of saline and saline-alkali soils of Iran. *Pedosphere* 21(2): 230-237.
- Ahuja LR, Naney JW, Green PE and Nielsen DR, 1984. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. *Soil Sci Soc Am J* 48:699– 702.
- Aimrun W, Amin MSM and Eltaib SM, 2004. Effective porosity of paddy soils as an estimation of its saturated hydraulic conductivity. *Geoderma* 121: 197–203.
- Anonymous, 1958. Procedures for Testing Soils. American Society for Testing and Materials (ASTM), Philadelphia.
- Blake GR and Hartge KH, 1986. Bulk Density. Pp. 363-375. In: Klute A (ed). *Methods of Soil Analysis*. Part 1. 2nd ed. ASA and SSSA, Madison WI.
- Borgesen CD and Schapp MG, 2005. Point and parameter pedotransfer functions for water retention predictions for Danish soils. *Geoderma* 127: 154-167.
- Brakensiek DL, Rawls WJ and Stephenson GR, 1984. Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils. ASAE paper no. PNR- 84203, St. Joseph Mi.
- Campbell GS, 1985. *Soil Physics with Basic*. Elsevier. New York.
- Campbell GS and Shiozawa S, 1994. Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data. Pp. 317–328. In: Van Genuchten MTh et al (eds). *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, CA.
- Cosby BJ, Hornberger GM, Glapp RB and Ginn TR, 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soil. *Water Resour Res* 20(6): 682-690.
- Foley JL, Tolmie PE and Silburn DM, 2006. Improved measurement of conductivity on swelling clay soils using a modified disc permeameter method. *Aust J Soil Res* 44: 701–710.
- Gee GW and Or D, 2002. Particle-size analysis. Pp. 255–293. In: Dane JH, Topp GC, (eds), *Methods of Soil Analysis*, Part 4 ASA and SSSA, Madison WI.
- Hun lee Do, 2005. Comparing the inverse parameter estimation approach with pedo- transfer function method for estimating soil hydraulic conductivity. *Geo Sci* 9(3): 269- 276.
- Jabro JD, 1992. Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data. *Trans ASAE* 35 (2): 557-560.
- Khodaverdiloo, H., M. Homae., Th. van Genuchten. Martinus. And S. Ghorbani Dashtaki. 2011. Deriving and validating pedotransfer functions for some calcareous soils. *J Hydrol* 399: 93-99.
- Merdun H, Cinar O, Meral R and Apan M, 2006. Comparison of artificial neural network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil and Tillage Res* 90: 108-116.
- Mermoud A and Xu D, 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil and Tillage Res* 87: 89-100.
- Navabian M, Liaghat AM and Homae M, 2004. Estimating soil saturated hydraulic conductivity using pedotransfer functions. *Agric Eng Res* 4(16): 1-11.
- Puckett WE, Dane JH and Hajek BF, 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Sci Soc Am J* 49: 831-836.
- Saxton KE, Rawls WJ, Romberger JS and Pependick RI, 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci Soc Am J* 50: 1031-1036.
- Schaap MG, Leij FJ and van Genuchten MTh, 2001. Rosetta: a computer program for the estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J Hydrol* 251: 151–162.
- Shirazi MA and Boersma L, 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Sci Soc Am J* 48: 142–147.
- Sobieraj JA, Elsenbeer H and Vertessy RA, 2001. Pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity. *J Hydrol* 251: 202-220.
- Wagner B, Tarnawski VR, Hennings V, M'uller U, Wessolek G and Plagge R, 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* 102: 275–297.
- Wösten JH, Pachepsky M, Ya A and Rawls WJ, 2001. Pedotransfer functions: bridging gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *J Hydrol* 251: 123-150.