برآورد هدایت آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی خاک با استفاده از توابع انتقالی خاک

شجاع قربانی دشتکی[۱*]، سیروس دهقانی بانیانی[۱]، حبیب خداوردی‌لو[۲]، جهانگرد محمدی[۱] و بیژن خلیل‌مقدم[۳]

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۱/۲۵ ؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۸/۲۸)

چکیده

هدایت آبی‌اشباع و طول‌درشت مویینگی از ویژگی‌های هیدرولیکی خاک هستند که تعیین آنها برای مدل‌سازی جریان آب و انتقال املاح در خاک بسیار مهم است. با توجه به اهمیت فراوانی که این پارامترها در تعیین نفوذ آب به خاک دارند، اندازه‌گیری آنها در بررسی فرآیند نفوذ آب به خاک ضروری است. از سوی دیگر اندازه‌گیری نفوذ آب به خاک دشوار، وقت‌گیر و پرهزینه است. یکی از راه‌های چیرگی بر این مشکل، استفاده از روش‌های غیرمستقیم از جمله توابع‌انتقالی خاک در تعیین این پارامترها می‌باشد. هدف از این پژوهش، پی‌ریزی توابع‌انتقالی برای برآورد هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی خاک بود. بدین منظور هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول‌درشت مویینگی و هم‌چنین برخی ویژگی‌های زودیافت دو لایه پدوژنیکی سطحی و زیرسطحی خاک در ۶۰ نقطه از دشت آزدگان واقع در شهرستان شهرکرد با استفاده از تک‌استوانه و به روش بارثابت چندگانه اندازه‌گیری شد. با استفاده از ویژگی‌های زودیافت اندازه‌گیری شده، به روش رگرسیون گام به گام توابعی برای برآورد هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی ایجاد شد. اعتبار توابع اشتقاق یافته در تعیین هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی با استفاده از جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین خطا (ME)، خطای نسبی (RE) و ضریب همبستگی پیرسون ارزیابی شد. نتایج نشان داد که هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی به ترتیب با ضرایب همبستگی ۰/۹۲ و ۰/۷۲ بیشترین همبستگی را با جرم ویژه ظاهری خاک داشتند. همبستگی معنی‌داری (P<۰/۰۵) بین توزیع اندازه‌ای ذرات خاک و هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی وجود نداشت. این امر را می‌توان در شباهت زیاد خاک‌های انتخابی از نظر کلاس بافتی و هم‌چنین متأثر بودن این دو پارامتر از منافذ درشت خاک دانست. کارآمدترین توابع در برآورد هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی به ترتیب قادر به بیان ۸۵ و ۶۶ درصد از تغییرات این دو پارامتر بودند. تمامی توابع اشتقاق یافته، هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی را کمتر از مقدار واقعی برآورد کردند.

واژه‌های کلیدی: عکس طول درشت مویینگی، توابع انتقالی خاک، هدایت آبی اشباع خاک، نفوذ

۱. به ترتیب استادیار، دانشجوی سابق کارشناسی‌ارشد و دانشیار خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهرکرد

۲. استادیار علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه

۳. استادیار علوم خاک، دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین، خوزستان

* : مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: shoja2002@yahoo.com

مقدمه

هدایت آبی‌اشباع یکی از ویژگی‌های مهم خاک است که در کنترل نفوذ آب به خاک، روان‌آب سطحی، آب‌شویی علف‌کش‌ها از زمین‌های زراعی و آلوده کردن آب‌های زیرزمینی نقش مهمی ایفا می‌کند. به دلیل وابستگی شدید هدایت‌آبی‌اشباع به فراوانی نسبی ذرات و ساختمان خاک، این ویژگی دارای تغییرپذیری بالایی است. در خاک‌هایی که تغییرات مکانی خاک زیاد بوده یا به شدت تحت تأثیر فعالیت‌های بشر قرار دارند، به‌منظور تعیین دقیق هدایت‌آبی‌اشباع اندازه‌گیری‌های زیادی لازم است (۲). اهمیت پدیده نفوذ، پژوهشگران را بر آن داشته تا همواره در پی روشی مناسب برای اندازه‌گیری آن باشند. در این زمینه تلاش‌های فراوانی صورت گرفته و روش‌هایی چند نیز توسط پژوهشگران مختلف ارایه شده است (۱۷). از بین روش‌های ارایه شده برای اندازه‌گیری نفوذ آب به خاک، روش استوانه‌های دوگانه به طور فراوان مورد استفاده قرار گرفته است. در روش استوانه‌های دوگانه فرض بر آن است که استوانه بیرونی مانع از ایجاد جریان جانبی در خاک و در نتیجه باعث ایجاد جریان کاملاً عمودی آب در خاک می‌شود. با این وجود، مطالعات نشان داده است برای رسیدن به چنین هدفی باید از استوانه‌هایی بسیار بزرگ استفاده کرد (۱۷). به همین دلیل، در سالیان اخیر استفاده از روش تک استوانه‌ای برای اندازه‌گیری نفوذ آب به خاک و هدایت آبی اشباع به عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترهای نفوذپذیری خاک پیشنهاد گردیده است. در روش تک‌استوانه‌ای، برای رسیدن به سرعت یکنواخت نفوذ آب در استوانه نفوذسنج، از معادله زیر استفاده می‌شود (۲۳):

$$q_s / K_{fs} = [H/(C_1 d + C_2 a) + (1/[\alpha^* (C_1 d + C_2 a)] + 1] \quad [1]$$

که در آن q_s (LT^{-1}) نفوذ شبه‌پایدار آب به خاک، K_{fs} (LT^{-1}) هدایت آبی اشباع خاک در شرایط مزرعه، H (L) ارتفاع آب موجود بر سطح خاک، a (L) شعاع استوانه، d (L) عمق جایگذاری استوانه، C_1 و C_2 به ترتیب برابر ۰/۳۱۶ و ۰/۱۸۴ ضربدر عدد پی(π) و α^* (L^{-1}) "عکس طول درشت مویینگی"(Macroscopic Capillary Length) خاک است. پارامتر α^* نشان‌دهندهٔ روابط بین پتانسیل ثقلی و مویینگی خاک می‌باشد. بزرگ بودن مقدار این پارامتر نشان‌دهندهٔ چیرگی پتانسیل ثقلی بر پتانسیل مویینگی است، که اغلب در خاک‌های درشت بافت رخ می‌دهد. کوچک بودن α^* نشان‌دهندهٔ برتری پتانسیل مویینگی بر پتانسیل ثقلی بوده و بیشتر در خاک‌های ریز بافت وجود دارد (۲۳).

با توجه به آنچه یاد رفت، استفاده از روش تک‌استوانه‌ای برای اندازه‌گیری هدایت آبی اشباع خاک منوط به داشتن اطلاعات مربوط به جریان جانبی ایجاد شده در استوانه است که به کمک α^* قابل دستیابی است. افزون بر نقشی که α^* در تعیین سرعت نفوذ نهایی آب به خاک و هدایت آبی اشباع خاک دارد، این پارامتر در حل جریان نفوذ آب به خاک، تعیین منحنی رطوبتی خاک، هدایت آبی غیراشباع خاک، مکش ماتریک جبههٔ رطوبتی خاک، ضریب جذب آب خاک و پتانسیل جریان نیز مورد نیاز می‌باشد (۲۹). هم‌چنین، α^* پارامتری کلیدی به هنگام کاربرد روش‌هایی چون روش نفوذسنج گلف، استوانه‌های مجاور و نفوذسنج مکشی است(۸ و ۲۳). با وجود اهمیت بالای α^*، اندازه‌گیری آن کاری دشوار و زمان‌بر است و بنابراین از ویژگی‌های دیریافت خاک به شمار می‌رود. از دیگر سو، در سال‌های اخیر استفاده از روش‌های غیرمستقیم به منظور برآورد ویژگی‌های دیریافت خاک فراوان شده است (۵، ۱۱، ۱۵، ۱۶، ۱۸، ۲۰). در این روش، ویژگی‌های دیریافت هیدرولیکی خاک با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک مانند توزیع اندازهٔ ذرات، جرم ویژه ظاهری و ماده آلی خاک برآورد می‌گردند. برآورد ویژگی‌های دیریافت خاک با استفاده از اطلاعات موجود خاک که معمولاً به وسیله معادلات رگرسیونی انجام می‌گیرد، توابع‌انتقالی خاک (Pedotransfer Functions) نامیده می‌شود (۴). نتایج حاصل از توابع‌انتقالی به عنوان ورودی مدل‌های مختلف در مقیاس حوضه آبخیز و منطقه‌ای بسیار مفید می‌باشند. توابع انتقالی خاک را می‌توان براساس روش پی‌ریزی آنها تقسیم‌بندی کرد. توابعی که براساس کلاس بافت خاک

گروه‌بندی شده‌اند را توابع انتقالی کلاسی (*Class PTFs*)، و توابعی که با استفاده از اطلاعات پایه‌ای مانند فراوانی نسبی ذرات خاک و جرم ویژه ظاهری پایه‌ریزی شده‌اند را توابع انتقالی پیوسته (*Continuous PTFs*) گویند (۱). با توجه به مشکلات یادشده برای اندازه‌گیری پارامتر عکس طول درشت موییننگی به هنگام استفاده از روش تک‌استوانه و سوابق موجود از به‌کارگیری توابع انتقالی خاک برای تخمین چنین پارامترهایی، کاراً بودن توابع انتقالی برای برآورد این پارامتر دور از انتظار نیست. بررسی منابع انجام گرفته نشان داد تنها پژوهش صورت گرفته جهت برآورد این پارامتر توسط رینولدز و همکاران (۲۳) می‌باشد که در آن α^* با استفاده از توابع انتقالی کلاسی در محدوده‌ای وسیع از خاک‌ها برآورد شده است. این پژوهشگران توابع‌انتقالی کلاسی مورد نظر برای برآورد این پارامتر را در چهار کلاس خاکی براساس بافت و ساختمان خاک مطابق جدول ۱ ارایه نمودند. بنابراین، هدف از این پژوهش تعیین عکس طول درشت موییننگی و پی‌ریزی توابعی پیوسته برای برآورد آن بود. هم‌چنین، در خاک‌های مورد مطالعه هدایت آبی اشباع خاک اندازه‌گیری و توابعی برای برآورد آن ارایه شده است.

مواد و روش‌ها

این پژوهش در شهرستان شهرکرد در استان چهارمحال و بختیاری انجام گردید. تعداد ۶۰ نقطه در منطقه دانشگاه شهرکرد و دشت آزادگان واقع در منطقه بن انتخاب گردید. در هر نقطه برخی ویژگی‌های زودیافت خاک از جمله فراوانی نسبی ذرات به روش هیدرومتری (۱۰)، جرم ویژهٔ ظاهری به روش سیلندر(۳)، ماده‌آلی به روش والکلی بلک (۲۸)، میانگین وزنی (MWD) و میانگین هندسی (*GMD*) قطر خاکدانه‌ها به روش الک تر و به ترتیب با روابط ۲ و ۳، میانگین هندسی و انحراف معیار قطر ذرات به روش شیرازی و بورسما (۲۴)، کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون (۱۹)، رطوبت اولیه و نهایی خاک به روش وزنی و مقدار سنگریزه سطحی و عمقی اندازه‌گیری شد.

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} x_i w_i \qquad [۲]$$

$$GMD = \exp\left[\frac{\sum_{i-1}^{n} w_i \log x_i}{\sum_{i-1}^{n} w_i}\right] \qquad [۳]$$

در روابط بالا، x_i متوسط قطر یا اندازه خاکدانه‌ها در هرکلاس، w_i نسبت وزنی خاکدانه‌ها در هر کلاس و W_i وزن خاکدانه‌ها در آن کلاس است.

برای اندازه‌گیری عکس طول درشت موییننگی (α^*) و هدایت‌آبی‌اشباع در مزرعه (K_{fs}) از روش بار ثابت چندگانه (Multiple Constant Head) استفاده گردید. بدین منظور، چندین ارتفاع آب درون تک‌استوانه اعمال شد و اجازه داده شد تا نفوذ آب در هر ارتفاع به نفوذ شبه‌پایدار برسد. سپس، K_{fs} و α^* با دو روش مختلف و با استفاده از روابط زیر محاسبه شدند (۶ و ۲۳). در روش اول به کمک روابط زیر K_{fs} و α^* به‌طور همزمان به‌دست آمد:

$$k_{fs} = [T(q_2 - q_1)]/(H_2 - H_1) \qquad [۴]$$

$$\alpha^* = (q_2 - q_1)/[q_1(H_2 + T) - q_2(H_1 + T)] \qquad [۵]$$

$$T = C_1 d + C_2 a \qquad [۶]$$

که درآنها: H_1 و H_2 ارتفاع آب معادل q_1، q_2 و a شعاع داخلی استوانه، d عمق جایگذاری استوانه، c_1 و c_2 به ترتیب $0/316\pi$ و $0/184\pi$ می‌باشد (۶ و ۲۳). در روش دوم با فرض ثابت بودن همهٔ متغیرهای مستقل موجود در رابطهٔ ۱ به‌جز متغیر H، شدت نفوذ شبه پایدار به عنوان تابعی از H و با استفاده از معادلهٔ رگرسیونی زیر به‌دست آمد.

$$q_s = (K_{fs}/T)H + K_{fs}[1/(\alpha^* T) + 1] \qquad [۷]$$

در این روش، شدت نفوذ شبه‌پایدار جریان در عمق‌های متناظر اعمال شدهٔ آب به عنوان تابعی از ارتفاع آب درون استوانه اندازه‌گیری و در یک نمودار رسم شد. سپس رابطه‌ای خطی بر داده‌ها برازش داده شد. همان‌گونه که رابطهٔ ۷ نشان می‌دهد شیب خط برازش داده شده برابر با K_{fs}/T و عرض از مبدأ آن برابر با $K_{fs}[1/(\alpha^* T) + 1]$ است. بنابراین، براساس ضرایب خط یادشده به‌طور همزمان هر دو پارامتر هدایت آبی اشباع و

جدول ۱. توابع‌انتقالی کلاسی رینولدز و همکاران (۲۳) برای برآورد عکس طول درشت مویینگی

α^* (cm^{-1})	طبقه‌بندی ساختمان و بافت
۰/۰۱	خاک فشرده، بدون ساختمان، رسی یا سیلتی
۰/۰۴	بدون ساختمان، بافت سیلتی یا رسی که شامل مقدار کمی شن ریز است
۰/۱۲	شامل بیشتر بافت‌های خاک از رس تا لوم گرفته و ساختمان متوسط
۰/۳۶	بافت درشت یا گراولی- شنی، ساختمان قوی و دانه‌ای با ماکروپورهای زیاد

عکس طول درشت مویینگی تعیین گردید. گفتنی است که در روش نخست سه مقدار برای هدایت آبی اشباع و عکس طول درشت مویینگی حاصل می‌گردد که میانگین آنها تقریباً برابر با مقادیر حاصل از روش رگرسیونی است. اندازه‌گیری عکس طول درشت مویینگی مطابق روش یاد شده بسیار دشوار و زمان‌بر بوده و در صورتی که نفوذ اندازه‌گیری شدهٔ متناظر با ارتفاع آب‌های اعمال‌شده به نفوذ شبه‌پایدار نرسد مقادیری غیرواقعی (منفی) حاصل می‌گردد (۲۳). برای برآورد α^* و K_{fs} توابع‌انتقالی پیوسته‌ای ایجاد گردید و این پارامترها به ویژگی‌های پایه‌ای اندازه‌گیری شده خاک مرتبط گردید. پی‌ریزی توابع‌انتقالی به کمک نرم افزارهای SPSS و Minitab و با استفاده از رگرسیون خطی چندگانه انجام شد. حدود ۸۳٪ داده‌ها (n =۵۰) برای اشتقاق و بررسی صحت (Accuracy test) توابع و ۱۷٪ باقیمانده (n =۱۰) برای ارزیابی اعتبار (Reliability test) توابع استفاده شد. به منظورانجام آزمون‌های صحت و اعتبار توابع اشتقاق یافته در تعیین α^* و K_{fs}، آماره‌های میانگین خطا (ME)، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، خطای نسبی (RE) و ضریب همبستگی (R) بین داده‌های اندازه‌گیری شده و برآورد شده استفاده گردید.

$$ME = \sum_{j=1}^{n} \frac{X_{(p)j} - X_{(m)_j}}{n} \qquad [۸]$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n} (X_{(p)j} - X_{(m)j})^2}{n}} \qquad [۹]$$

$$RE = \sum_{j=1}^{n} \frac{\left|X(p)_j - X(m)_j\right|}{\left|X(m)_j\right|} \qquad [۱۰]$$

$$R = \frac{n(\sum_{j=1}^{n} I(p)_j I(m)_j) - (\sum_{j=1}^{n} I(p)_j)(\sum_{j=1}^{n} I(m)_j)}{\sqrt{[n\sum_{j=1}^{n} I^2(p)_j - (\sum_{j=1}^{n} I(p)_j)^2][n\sum_{j=1}^{n} I^2(m)_j - (\sum_{j=1}^{n} I(m)_j)^2]}}$$

[11]

در روابط بالا $X_{(p)j}$ مقادیر برآورد شده هر ویژگی از طریق توابع اشتقاق یافته و $X_{(m)j}$ مقادیر اندازه‌گیری شده برای خاک j می‌باشند. n نیز بیان‌کنندهٔ تعداد خاک‌های مورد استفاده در هر آزمون است. آماره R شاخصی برای اندازه‌گیری خطی بودن رابطهٔ بین مقادیر اندازه‌گیری شده و برآورده شده است. هرچه مقدار آن به یک نزدیک‌تر باشد، رابطهٔ بین دو متغیر به یک رابطهٔ خطی نزدیک‌تر است. مقدار آماره ME بیان‌کننده آن است که تابع مورد نظر نفوذ آب به خاک را بیش‌برآورد (مقادیر مثبت) یا کم‌برآورد (مقادیر منفی) می‌نمایند. مقدار RMSE همواره مثبت است و با نزدیک شدن آن به صفر عملکرد توابع اشتقاق یافته افزایش می‌یابد. مقدار RE نیز همواره مثبت بوده و مقدار خطا را نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده نشان می‌دهد و با نزدیک شدن به صفر عملکرد توابع افزایش می‌یابد (۱۲).

نتایج و بحث

بررسی ویژگی‌های اندازه‌گیری شده نشان می‌دهد جرم ویژه ظاهری (ρ_b) در خاک‌های مورد مطالعه از ۱/۱۲ تا ۱/۶۹ گرم بر سانتی‌مترمکعب متغیر بود. میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD) و میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) به ترتیب از ۰/۷۹ تا ۱/۱۲ و ۰/۳ تا ۱/۹۰ میلی‌متر متغیر بود. با افزایش عمق خاک و در لایهٔ زیرسطحی, میانگین وزنی و میانگین هندسی

قطر خاکدانه‌ها کاهش یافت. احتمالاً دلیل این موضوع کاهش ماده آلی خاک و در نتیجه کاهش عامل سیمان کنندهٔ ذرات خاک با افزایش عمق است. دامنه تغییرات درصد کربن آلی (OC) خاک در لایه سطحی و زیرسطحی خاک (به ترتیب ۰/۰۷۶ تا ۳/۹ درصد و ۰/۱۷ تا ۱/۷ درصد) نیز مؤید این نکته است. مقدار کربنات کلسیم ($CaCO_3$) در لایه سطحی و زیرسطحی به ترتیب از ۵ تا ۴۷ درصد و ۰/۱۲ تا ۶۹ درصد تغییر داشت. سنگریزهٔ موجود در لایه‌های سطحی و زیرسطحی نیز به ترتیب دارای مقادیر کمینه و بیشینهٔ ۳۵-۳ و ۴۰-۵ درصد بود.دامنه تغییرات درصد رس، شن، سیلت، میانگین هندسی قطر ذرات و انحراف معیار قطر ذرات در لایه سطحی به ترتیب ۱۴ تا ۶۴ درصد، ۱۰ تا ۵۸ درصد، ۲۶ تا ۶۰ درصد ، ۰۰۴/ تا ۰/۱۲ میلی‌متر و ۴/۴۹ تا ۱۹/۸۶ میلی‌متر و در لایه زیرسطحی به ترتیب ۱۶ تا ۶۶ درصد، ۷ تا ۳۴ درصد، ۱۳ تا ۸۲ درصد، ۰/۰۰۳۵ تا ۰/۱۱ میلی‌متر و ۱۹/۳۵ تا ۴/۰۳ میلی‌متر بود. بیشینه، کمینه و میانگین نفوذ طی مدت ۱۱۰ دقیقه انجام آزمایش در خاک‌های مورد مطالعه به ترتیب ۱۵، ۴/۵ و ۶/۷ سانتی‌متر بود. هم‌چنین، کمینه، بیشینه و میانگین شدت نفوذ شبه‌پایدار در خاک‌های مورد مطالعه به ترتیب ۰/۰۶۹، ۲/۱۷ و ۰/۳ سانتی‌متر بر دقیقه به‌دست‌آمد.

در آزمون‌های آماری نخستین گام در تجزیه و تحلیل داده‌ها نرمال کردن داده‌هاست، زیرا آزمون‌های فرض خود براساس نرمال بودن داده‌ها پی‌ریزی شده است. نرمال نبودن داده‌ها آزمون‌های فرض و تجزیه و تحلیل‌ها را نامعتبر می‌سازد (۱۱). بررسی توزیع داده‌های اندازه‌گیری شده نشان داد از بین داده‌های زودیافت و دیریافت اندازه‌گیری شده در این پژوهش تنها هدایت‌آبی اشباع خاک، توزیعی غیرنرمال داشت. برای نرمال کردن توزیع داده‌های هدایت‌آبی‌اشباع از تبدیل لگاریتمی استفاده شد. جارویس و همکاران (۱۵) و تیتجه و هنینگز (۲۶) نیز بیان داشتند هدایت‌آبی‌اشباع، توزیعی لگاریتمی دارد. از رابطه زیر برای نرمال کردن توزیع هدایت‌آبی‌اشباع استفاده شد.

$$K_{fsn} = \log(K_{fs}) \qquad [۱۲]$$

در زمان برقراری رگرسیون خطی چندگانه، هرگاه بین دو یا چند متغیر همبستگی قوی وجود داشته باشد همراستایی چندگانه به وجود می‌آید (۱۳). ضرایب همبستگی محاسبه شده نشان داد که همبستگی بالایی (۰/۸۰) بین میانگین وزنی قطر و میانگین هندسی قطر وجود دارد، به همین دلیل و با توجه به اینکه این دو متغیر هر دو بیان‌کنندهٔ پایداری ساختمان خاک هستند به هنگام پی‌ریزی توابع از ورود هم‌زمان این دو متغیر در یک مدل جلوگیری شد. تجزیه رگرسیونی اولیه داده‌ها نشان داد اگر خاک‌ها به دو دسته خاک‌هایی با سنگریزه کم (<۵) و سنگریزه زیاد (≥۵) تقسیم شوند، سهم متغیرهای موجود در مدل در توجیه تغییرات متغیر وابسته تغییر می‌کند. این امر حاکی از تفاوت الگوی نفوذ آب به خاک در خاک‌های با سنگریزهٔ متفاوت است (۲۲). از این‌رو خاک‌ها براساس مقدار سنگریزه به دو دسته خاک‌هایی که بیشتر از ۵ درصد و خاک‌هایی که کمتر از ۵ درصد سنگریزه داشتند تقسیم شدند. براین اساس، توابع مورد نظر نیز یک‌بار با استفاده از کل نمونه‌های خاک و یک‌بار با استفاده از خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد پی‌ریزی شد.

آزمون همبستگی (جدول ۲) با استفاده از داده‌های تمامی نمونه‌های خاک نشان داد که بین هدایت‌آبی‌اشباع و ویژگی‌های زودیافت خاک شامل جرم ویژه ظاهری، میانگین وزنی قطر (MWD) و میانگین هندسی قطر (GMD) همبستگی معنی‌داری ($P\leq$ ۰/۰۱) وجود دارد. براساس نتایج جدول ۲، هدایت آبی‌اشباع بیشترین همبستگی را با جرم ویژه ظاهری دارد (r = -۰/۹۲). با توجه به قرار گرفتن بیشتر خاک‌های مورد مطالعه در کلاس بافتی لوم رسی‌سیلتی، این همبستگی بالای منفی را می‌توان چنین تفسیر نمود که در خاک‌هایی که اغلب در یک کلاس بافتی قرار دارند با کاهش جرم ویژه ظاهری، تخلخل خاک و احتمالاً درشت‌موینه‌های خاک افزایش و در نتیجه هدایت‌آبی‌اشباع افزایش می‌یابد. هم‌چنین، K_{fs} همبستگی مثبتی با MWD (r =۰/۴۸) و GMD (r =۰/۵۸) داشت. با افزایش میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه‌ها، پایداری و اندازه

جدول ۲. ضریب همبستگی پیرسن بین هدایت‌آبی‌اشباع (K_{fs}) و ویژگی‌های زودیافت خاک در تمامی خاک‌ها

متغیرها	ρ_b	*GMD*	*MWD*	$sand_1$	$Caly_1$	$Silt_1$	σ_g
K_{fs}	-۰/۹۱۷**	۰/۵۸**	۰/۴۸۴**	۰/۰۷۴	-۰/۰۶	۰/۰۳۷	-۰/۰۰۷

**: در سطح ۰/۰۱ (۰/۰۱ ≥P) معنی‌دار است.

خاکدانه‌ها افزایش یافته و در نتیجه تخلخل خاک و مقدار درشت‌مویینه‌های خاک زیاد و مسیرهای هدایت‌کنندهٔ آب در خاک، پایدار شده و افزایش گذردهی آب را به‌همراه دارد. جدول ۲ نشان می‌دهد هدایت‌آبی‌اشباع در خاک‌های مورد مطالعه، با توزیع اندازه ذرات، ماده آلی و کربنات کلسیم در دو لایه سطحی و زیرسطحی خاک همبستگی معنی‌داری نداشت (۰/۰۱ ≥P). احتمالاً علت نبود همبستگی معنی‌دار بین هدایت‌آبی‌اشباع و توزیع اندازه‌ای ذرات، قرار داشتن اغلب نمونه‌ها در کلاس‌های بافتی مشابه است. خاک‌های مورد مطالعه-به جز چند خاک- همگی در کلاس لوم رسی‌سیلتی قرار داشتند، به همین جهت پراکندگی توزیع اندازه ذرات در خاک‌ها اندک بود. احتمالاً علت دیگر این موضوع وجود سنگریزه زیاد در برخی از خاک‌ها و در نتیجه ایجاد جریان‌های ترجیحی است. نتایج الریک و رینولدز (۲۳) نیز نشان داد در خاک‌های غیریکنواخت به دلیل وجود جریان‌های ترجیحی، اندازه‌گیری هدایت‌آبی‌اشباع و عکس طول درشت مویینگی با خطا همراه است. اگرچه بین هدایت‌آبی‌اشباع و توزیع اندازه‌ای ذرات همبستگی معنی‌دار نبود، اما همبستگی بین درصد رس و هدایت‌آبی‌اشباع، منفی (r = -۰/۰۶) و بین درصد شن و هدایت‌آبی‌اشباع مثبت (r =۰/۰۷) بود. این نتیجه با یافته‌های جارویس و همکاران (۱۵)، وریکن و همکاران (۲۷) و تیتجه و هنینگز (۲۶) نیز همخوانی دارد.

نفوذ آب به خاک به شدت تحت تأثیر بافت و ساختمان خاک است. همان‌گونه که گفته شد بیشتر خاک‌های مورد مطالعه در یک کلاس بافتی قرار داشتند، در نتیجه هدایت‌آبی‌اشباع بیشتر تحت تأثیر ویژگی‌های ساختمانی خاک قرار گرفت. توابع پی‌ریزی شده در این پژوهش (جدول ۳) نیز مؤید این نکته می‌باشند. نفوذ آب به خاک به شدت تحت تأثیر منافذ درشت خاک است که فراوانی آنها تحت تأثیر ساختمان خاک می‌باشد. شاخص‌های کمی برای بیان ساختمان خاک در این مطالعه جرم ویژه ظاهری، میانگین وزنی قطر و میانگین هندسی قطر بود. همان‌گونه که جدول ۳ نشان می‌دهد پنج تابع برای برآورد هدایت‌آبی‌اشباع با استفاده از تمامی داده‌ها اشتقاق یافت. سه تابع اول به کمک روش گام به گام به دست آمد و از دو تابع دیگر نیز که به‌صورت انتخابی و به کمک حداقل متغیر ورودی مورد نیاز پی‌ریزی شدند با دقتی کمتر می‌توان برای برآورد هدایت‌آبی‌اشباع استفاده کرد. در این دو تابع تنها از ویژگی‌های مربوط به پایداری ساختمان خاک (MWD و GMD) که به راحتی نیز قابل اندازه‌گیری هستند استفاده شد. اگرچه ویژگی‌های لایه‌ی زیرسطحی نیز برای پی ریزی توابع مورد نظر مورد آزمون قرار گرفت نتایج نشان داد که ویژگی‌های لایه‌های زیرسطحی خاک تأثیر چندانی در هدایت‌آبی‌اشباع نداشته و وارد کردن ویژگی‌های این لایه, معنی‌دار نبوده و باعث بهبود کارآیی توابع پی‌ریزی شده نگردید.

نتایج آزمون اعتبارسنجی و صحت‌سنجی برای توابع یاد شده نیز در جدول ۳ ارایه شده است. مقادیر میانگین خطا در این جدول (ME) نشان می‌دهد که همگی توابع اشتقاق یافته مقدار هدایت‌آبی‌اشباع را کمتر از مقدار واقعی برآورد نموده‌اند. با توجه به آماره‌های RMSE، RE و R می‌توان گفت که تابعی که در آن جرم ویژه‌ی ظاهری و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها وارد شده است بهترین عملکرد را در تعیین هدایت‌آبی‌اشباع داشته است. این تابع دارای کمترین مقدار خطا و بیشترین مقدار ضریب همبستگی پیرسون چه در آزمون صحت‌سنجی و چه در آزمون اعتباریابی بوده است. توابعی که در آنها تنها از میانگین

جدول ۳. آزمون صحت و اعتبار توابع پی‌ریزی‌شده برای برآورد هدایت‌آبی‌اشباع (K_{fs}) در تمام نمونه‌ها

رتبه	آزمون اعتبار				آزمون صحت			تابع
	R	ME (cm/min)	RMSE (cm/min)	RE(-)	R	ME (cm/min)	RMSE (cm/min)	RE(-)	
۲	۸۳	-۰/۰۰۵	۰/۰۹	۰/۲۵	۰/۸۶	-۰/۰۰۵	۰/۰۳۱	۰/۳۲	$\log(K_{fs})=1/01-0/64\rho_b+0/05MWD$
۱	۸۰	-۰/۰۰۴	۰/۰۳۵	۰/۲۳	۰/۸۷	-۰/۰۰۴	۰/۰۲۹	۰/۲۵	$\log(K_{fs})=1/24-2/30\rho_b+0/671GMD$
۳	۷۹	-۰/۰۰۵	۰/۰۴۲	۰/۲۷	۰/۸۵	-۰/۰۰۶	۰/۰۳۳	۰/۳۰	$\log(K_{fs})=2/19-2/53\rho_b$
۴	۳۰	-۰/۰۱۴	۰/۰۵۶	۰/۵۶	۰/۵۴	-۰/۰۱۰	۰/۰۳۴	۰/۳۷	$\log(K_{fs})=-3/39+2/31GMD$
۵	۲۱	-۰/۰۱۵	۰/۰۶۱	۰/۷۰	۰/۴۷	-۰/۰۱۱	۰/۰۳۶	۰/۴۰	$\log(K_{fs})=-1/46+0/0901MWD$

وزنی و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها استفاده شده است، بیشترین خطا را در تخمین هدایت‌آبی‌اشباع داشته‌اند. این نتایج نشان می‌دهد در خاک‌های مورد مطالعه در این پژوهش، جرم ویژه ظاهری و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها بیشترین اثر را بر هدایت‌آبی‌اشباع داشتند. میانگین وزنی قطرخاکدانه‌ها نسبت به دو ویژگی دیگر (جرم ویژهٔ ظاهری و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها) کمترین مقدار از تغییرات هدایت‌آبی‌اشباع را در خاک‌های مورد مطالعه توجیه نموده است. این امر می‌تواند ناشی از این واقعیت باشد که توزیع خاکدانه‌ها به جای اینکه یک توزیع نرمال باشد، توزیعی لگ‌نرمال است (۹).

ضرایب مربوط به توابع پی‌ریزی شده نشان می‌دهد با افزایش میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه‌ها، هدایت آبی‌اشباع افزایش و با کاهش جرم ویژه ظاهری خاک، هدایت آبی‌اشباع افزایش می‌یابد. وریکن و همکاران (۲۷)، جابرو (۱۴)، وستن و همکاران (۳۰)، چریکو و همکاران (۷)، پاچپسکی و همکاران (۲۱) و سلازر و همکاران (۲۵) نیز به نتایجی مشابه دست یافتند(۷، ۱۴، ۲۱، ۲۵، ۲۷ و ۳۰). در جدول ۴ ضرایب همبستگی بین هدایت آبی‌اشباع و ویژگی‌های زودیافت خاک در خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد آمده است. مقایسه این ضرایب با ضرایب ارایه شده در جدول ۲ نشان می‌دهد همبستگی بین جرم ویژه ظاهری و هدایت‌آبی‌اشباع در خاک‌های دارای سنگریزهٔ کمتر از ۵ درصد در مقایسه با خاک‌های با سنگریزه زیاد به مراتب بالاتر بود. این امر به دلیل کم شدن مقدار سنگریزه در این خاک‌ها است که منجر به بالا رفتن میزان دقت اندازه‌گیری جرم ویژه ظاهری و هدایت آبی اشباع خاک شده است. در این خاک‌ها همبستگی بین میانگین وزنی قطر و میانگین هندسی قطر با هدایت‌آبی‌اشباع کمتر می‌باشد، احتمالاً دلیل این امر آن است که در اثر شخم ساختمان خاک تا حدی تخریب شده است، چون این خاک‌ها یا تحت کشت بودند و یا جز مراتع تخریب شده بودند. در این خاک‌ها هدایت‌آبی‌اشباع با ماده آلی خاک نیز همبستگی بالایی نشان داد. در بین ویژگی‌های زودیافت فقط جرم ویژه ظاهری با هدایت‌آبی‌اشباع همبستگی منفی نشان داد. در این خاک‌ها نیز هدایت آبی‌اشباع بیشترین همبستگی را با جرم ویژه ظاهری و بعد از آن با ماده آلی خاک نشان داد. هم‌چنین، در این خاک‌ها هدایت‌آبی‌اشباع با توزیع اندازه‌ای ذرات خاک همبستگی معنی‌دار نداشت.

جدول ۵ توابع پی‌ریزی شده برای برآورد هدایت آبی‌اشباع در خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد و نتایج اعتبارسنجی و صحت سنجی مربوطه را نشان می‌دهد. مقادیر میانگین خطا (ME) در جدول ۵ نشان می‌دهد که تمام توابع انتقالی اشتقاق یافته در خاک‌های با سنگریزهٔ کم هدایت‌آبی‌اشباع را کمتر از مقدار واقعی برآورد کرده‌اند. همان‌گونه که این جدول نشان می‌دهد، تابعی که در آن جرم ویژه ظاهری وارد شده است کارآمدترین تابع در برآورد هدایت‌آبی‌اشباع و تابعی که با استفاده از میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها پی‌ریزی شده است

جدول ۴. ضریب همبستگی پیرسن بین هدایت‌آبی‌اشباع (K_{fs}) و ویژگی‌های زودیافت در خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد

متغیرها	ρ_b	GMD	MWD	$sand_1$	$Caly_1$	$silt_1$	OC
K_{fs}	-۰/۹۵**	۰/۵۵**	۰/۳۵**	۰/۰۷۴	-۰/۰۶	۰/۰۳۷	۰/۶۵**

**: در سطح ۰/۰۱ (p=۰/۰۱) معنی‌دار است.

جدول ۵. آزمون صحت و اعتبار توابع پی‌ریزی‌شده برای برآورد هدایت‌آبی‌اشباع (K_{fs}) در نمونه‌های با سنگریزه کمتر از۵ درصد

رتبه	تابع	آزمون اعتبار				آزمون صحت			
		R	ME (cm/min)	RMSE (cm/min)	RE(-)	R	ME (cm/min)	RMSE (cm/min)	RE(-)
۱	$\log(K_{fs}) = 1/985 - 2/359\rho_b$	۰/۸	-۰/۰۰۴	۰/۰۳۵	۰/۲۴	۰/۸۹	-۰/۰۰۴	۰/۰۳۱	۰/۲۸
۲	$\log(K_{fs}) = -1/264 + 0/818\log(OC)$	۰/۵۶	-۰/۰۱۲	۰/۰۵۱	۰/۷۳	۰/۵۳	-۰/۰۲۵	۰/۰۷۵	۰/۳۲
۳	$\log(K_{fs}) = -3/509 + 2/379GMD$	۰/۲۳	-۰/۰۱۶	۰/۰۵۶	۰/۷۴	۰/۵۱	-۰/۰۱۸	۰/۰۷۵	۰/۳۵

کمترین دقت را در برآورد هدایت آبی‌اشباع داشته است. آزمون صحت‌سنجی نسبت به آزمون اعتبارسنجی مقادیر خطای کمتری را نشان می‌دهند. این توابع نشان می‌دهند در خاک‌های با سنگریزهٔ کم با افزایش ماده آلی و میانگین هندسی قطر، هدایت آبی‌اشباع افزایش می‌یابد. زیرا با افزایش هر یک از این ویژگی‌ها تخلخل خاک و در نتیجه منافذ درشت خاک نیز افزایش یافته و منجر به افزایش هدایت آبی‌اشباع خاک می‌گردد. خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد نیز اکثراً در کلاس‌های بافتی نزدیک هم قرار دارند، در نتیجه توزیع اندازه‌ای ذرات خاک در هدایت آبی‌اشباع تأثیر معنی‌داری نداشته است. مقایسهٔ عملکرد این توابع با توابع پی‌ریزی شده با استفاده از تمامی خاک‌ها نشان می‌دهد توابع پی‌ریزی شده در خاک‌های غیریکنواخت که سنگریزه زیادی داشتند، نسبت به توابع پی‌ریزی شده در خاک‌های با سنگریزهٔ کم -که می‌توان گفت از یکنواختی بیشتری برخوردارند- خطای بیشتری وجود داشت.

ضرایب همبستگی بین عکس طول درشت مویینگی و ویژگی‌های زودیافت خاک در تمامی نمونه‌های خاک در جدول ۶ نشان داده شده است. این جدول نشان می‌دهد عکس طول درشت مویینگی بیشترین همبستگی را با جرم ویژه ظاهری خاک داشته است. این پارامتر نیز مانند هدایت آبی‌اشباع به جز با جرم ویژه ظاهری با دیگر ویژگی‌های بیان‌کنندهٔ وضعیت ساختمان خاک همبستگی مثبت و معنی‌دار داشت. از سوی دیگر با افزایش میانگین هندسی و وزنی قطر خاکدانه‌ها نیز عکس درشت‌مویینگی خاک افزایش یافته است. کاهش جرم ویژه ظاهری در خاک‌های موجود در یک کلاس بافتی به‌معنی بزرگ‌تر شدن منافذ موجود در خاک و در نتیجه تخلخل خاک است. در نتیجه با افزایش تخلخل خاک، طول‌درشت‌مویینه‌های خاک کاهش و عکس طول درشت مویینگی افزایش می‌یابد. براین اساس ضرایب همبستگی بین عکس طول درشت مویینگی و دیگر ویژگی‌های ذکر شده در جدول ۶ قابل توجه است. این پارامتر نیز مانند هدایت آبی‌اشباع با توزیع اندازه ذرات و دیگر ویژگی‌های اندازه‌گیری شده همبستگی معنی‌داری نداشته است. جدول ۶ به عنوان نمونه نشان می‌دهد که توزیع اندازه‌ای ذرات خاک با عکس طول درشت مویینگی همبستگی معنی‌داری نداشت. از سوی دیگر عکس طول درشت مویینگی همبستگی بیشتری (ولی غیرمعنی‌داری) با درصد شن نسبت به درصد سیلت و رس داشت. همبستگی این پارامتر با توزیع اندازه ذرات نسبت به هدایت‌آبی‌اشباع بیشتر بود این امر احتمالاً

جدول ۶. ضریب همبستگی پیرسن بین عکس طول درشت مویینگی (α^*) و ویژگی‌های زودیافت خاک در تمامی خاک‌ها

متغیرها	ρ_b	GMD	MWD	$sand_1$	$caly_1$	$silt_1$	σ_g
α^*	-۰/۷۲**	۰/۴۶**	۰/۳۸۶**	۰/۱۹	-۰/۰۳	۰/۰۸	-۰/۱۸

**: در سطح ۰/۰۱ ($p\leq$۰/۰۱) معنی‌دار است.

جدول ۷. آزمون صحت و اعتبار توابع پی‌ریزی‌شده برای برآورد عکس طول درشت مویینگی (α^*) در تمام نمونه‌های خاک

رتبه	آزمون اعتبار				آزمون صحت			تابع
	R	ME (cm^{-1})	RMSE (cm^{-1})	RE(-)	R	ME (cm^{-1})	RMSE (cm^{-1})	RE(-)
۱	۰/۶۸	-۰/۰۰۶	۰/۰۵۰	۰/۳۳	۰/۷۳	-۰/۰۰۵	۰/۰۴۸	۰/۲۸	$\log(\alpha^*) = -0/194 - 6/374 \log(\rho_b)$
۲	۰/۲۸	-۰/۰۱۶	۰/۰۶۶	۰/۵۹	۰/۳۲	-۰/۰۱۵	۰/۰۵۸	۰/۴۹	$\log(\alpha^*) = -0/890 + 3/95 \log(GMD)$
۳	۰/۲۳	-۰/۰۱۵	۰/۰۶۸	۰/۸۴	۰/۳	-۰/۰۱۵	۰/۰۶۴	۰/۷۹	$\alpha^* = 0/082 + 0/02MWD$

به دلیل حساسیت بیشتر این پارامتر به توزیع اندازه‌ای ذرات است. بین عکس طول‌درشت مویینگی و درصد شن همبستگی مثبت وجود دارد. با افزایش میزان شن احتمالاً درشت‌مویینه‌های خاک و در نتیجه عکس طول درشت مویینگی افزایش می‌یابد. افزون بر این همبستگی بین درصد رس و عکس طول درشت مویینگی منفی است که این موضوع نیز با مفهوم فیزیکی عکس طول درشت مویینگی هم‌خوانی دارد. همان‌گونه که مفهوم فیزیکی این پارامتر نشان می‌دهد با افزایش طول درشت‌مویینه‌های خاک مقدار عکس طول درشت مویینگی خاک کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر، افزایش طول مویینگی خاک به‌معنی زیاد شدن ضریب اعوجاج خاک است که در خاک‌های سنگین بافت و متراکم به‌وقوع می‌پیوندد. بنابراین انتظار آن است که مقادیر بزرگ عکس طول درشت مویینگی و در نتیجه مقادیر بزرگ سهم نیروی ثقلی در جریان آب در خاک، در خاک‌های با تخلخل بزرگ‌تر و ساختمان درشت تر دیده شود (۲۳).

توابع ارایه شده و نتایج آزمون‌های اعتبارسنجی و صحت‌سنجی آنها در برآورد عکس طول درشت مویینگی با استفاده از تمامی داده‌ها در جدول ۷ آمده است. این جدول نشان می‌دهد که جرم ویژه ظاهری خاک به تنهایی بیش از ۵۰ درصد از تغییرات عکس طول درشت مویینگی را توجیه نموده است. تابع پی‌ریزی شده به کمک جرم ویژه ظاهری بهترین عملکرد را در تخمین این پارامتر داشته است. به‌گونه‌ای که این تابع هم دربخش اعتبارسنجی و هم در بخش صحت‌سنجی کمترین میزان خطای نسبی (به ترتیب ۰/۲۸ و ۰/۳۳) و جذر میانگین مربعات خطا (به ترتیب ۰/۰۴۸ و ۰/۰۵۰ (cm^{-1})) را داشته است. مقادیر میانگین خطا (ME) نشان می‌دهد که تمامی توابع پی‌ریزی شده، عکس طول درشت مویینگی را کمتر از مقدار واقعی برآورد نموده‌اند. در خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد نیز روابط بین عکس طول درشت مویینگی و ویژگی‌های زودیافت خاک غیرخطی بود، به همین دلیل از تبدیل لگاریتمی برای خطی کردن توابع استفاده گردید. توابع اشتقاق یافته در این خاک‌ها و ملاک‌های کمی جهت اعتبارسنجی و صحت‌سنجی آنها در جدول ۸ نشان داده شده است. همان‌گونه که جدول ۸ نشان می‌دهد نخستین تابع در آن از کمترین مقدار RMSE و RE و بیشترین مقدار ضریب تبیین برخوردار است. نخستین تابع در این جدول به روش گام به گام به‌دست آمده است و از دو تابع دیگر نیز می‌توان برای تخمین

جدول ۸. آزمون صحت و اعتبار توابع پی‌ریزی‌شده برای برآورد عکس طول درشت مویینگی (α^*) در خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد

رتبه	آزمون اعتبار				آزمون صحت			تابع
	R	ME (cm^{-1})	RMSE (cm^{-1})	RE(-)	R	ME (cm^{-1})	RMSE (cm^{-1})	RE(-)	
۱	۰/۷۸	-۰/۰۰۷	۰/۰۴۵	۰/۲۴	۰/۷۷	-۰/۰۰۴	۰/۰۴۳	۰/۲۹	$\log(\alpha^*) = -0/162 - 6/847\log(\rho_b)$
۲	۰/۴۳	-۰/۰۱۶	۰/۰۵۲	۰/۵۳	۰/۵۱	-۰/۰۱۲	۰/۰۵۰	۰/۵۰	$\log(\alpha^*) = -1/099 + 0/797\log(OC)$
۳	۰/۲۹	-۰/۰۲۲	۰/۰۷۵	۰/۷۱	۰/۴۵	-۰/۰۱۶	۰/۰۶۹	۰/۶۶	$\log(\alpha^*) = -0/961 + 5/007\log(GMD)$

عکس طول درشت مویینگی به هنگام نبود اطلاعات مربوط به جرم ویژه ظاهری و داشتن اطلاعات مربوط به مقدار کربن آلی یا میانگین هندسی قطر ذرات خاک والبته با دقتی کمتر استفاده کرد. نتایج نشان داد که این پارامتر بر خلاف هدایت آبی‌اشباع براساس میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها قابل برآورد نبوده است. مقادیر میانگین خطا در جدول ۸ نشان می‌دهد که تمامی توابع عکس طول درشت مویینگی را کمتر از مقدار واقعی برآورد کرده‌اند. مقایسه توابع به‌دست آمده از تمامی داده‌ها و توابع به‌دست آمده در خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد نشان داد که توابع به‌دست آمده در خاک‌های با سنگریزه کمتر از ۵ درصد از اعتبار و دقت بیشتری برخوردارند. احتمالاً دلیل این امر برقرار بودن شرایط حاکم بر حل جریان در خاک‌های با سنگریزهٔ کم و افزایش یکنواختی خاک بوده است.

نتیجه‌گیری

عکس طول‌درشت‌مویینگی و هدایت‌آبی‌اشباع بیشتر تحت تأثیر ویژگی‌های ساختمانی خاک از جمله میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD) و میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) و به‌ویژه جرم ویژه ظاهری (ρ_b) خاک بودند. نتایج پژوهش کنونی نشان داد توابع انتقالی پی‌ریزی شده از دقتی قابل قبول در برآورد عکس طول‌درشت‌مویینگی و هدایت‌آبی‌اشباع برخوردار هستند. با این وجود، مقایسهٔ توابع پی‌ریزی شده نشان می‌دهد عکس طول‌درشت‌مویینگی نسبت به هدایت‌آبی‌اشباع ضریب همبستگی کمتری با ویژگی‌های زودیافت اندازه‌گیری شده داشته است. هم‌چنین، توابع برآوردگر هدایت آبی‌اشباع، دقت و کارایی بیشتری نسبت به توابع پی‌ریزی شده برای برآورد عکس طول درشت مویینگی داشتند. عملکرد توابع پی‌ریزی شده نشان داد پارامترهای بررسی شدهٔ نفوذ، به میزان سنگریزهٔ موجود در خاک حساسیت دارند. بنابراین، پیشنهاد می‌شود به هنگام استفاده از این توابع میزان سنگریزهٔ موجود در منطقهٔ مطالعاتی به دقت اندازه‌گیری و مد نظر قرار گیرد.

سپاسگزاری

بدین وسیله از دانشگاه شهرکرد که اعتبار مالی لازم برای انجام این پژوهش را فراهم نمود تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع مورد استفاده

۱. قربانی دشتکی، ش. و م. همایی. ۱۳۸۳. برآورد منحنی رطوبتی خاک با استفاده از توابع انتقالی نقطه‌ای. مجله علوم کشاورزی۴: ۱۶۷-۱۵۷.

2. Bagarello, V., D.E. Elrick, M. Iovino and. A. Sgroi. 2006. A laboratory analysis of falling head infiltration procedures for estimating the hydraulic conductivity of soils. Geoderma 135: 322-334.
3. Blake, G.R. and K.H. Hartge. 1986. Bulk Density. PP. 363-375. *In:* Klute, A. (Ed), Methods of Soil Analysis. Part 1. 2nd ed., Agron. Monogr. 9. ASA. Madison, WI.
4. Bouma, J. 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. Soil Sci. Soc. Amer. J. 9: 177-213.
5. Carles, M.R. 2008. Applicability of site-specific pedotransfer functions and Rosetta model for the estimation of dynamic soil hydraulic properties under different vegetation covers. J. Soils and Sediments. 8(2): 137-145.
6. Carter, M.R. and E.G. Gregorich. 2006. Soil sampling and method of analysis. Second edition. Part 77. Saturated hydraulic properties: Ring infiltrometer. pp. 1043-1056.
7. Chirico, G.B., H. Medina and N. Romano. 2007. Uncertainty in predicting soil hydraulic properties at the hillslope scale with indirect methods. J. Hydrol. 334: 405– 422.
8. Elrick, D.E. and W.D. Reynolds. 1992. Methods for analyzing constant head well permeameter data. Soil Sci. Soc. Amer. J. 56: 320–323.
9. Gardner, W.R. 1956. Representation of soil aggregate-size distribution by a logarithmic-normal distribution. Soil Sci. Soc. Proc. 20: 151-153.
10. Gee, G.W. and J.W. Bauder. 1986. Particle Size Analysis. PP. 383-411. *In:* Klute, A. (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1. 2nd ed., Agron. Monogr. 9. ASA. Madison. WI.
11. Ghorbani Dashtaki, S., M. Homaee, M. and H. Khodaverdiloo. 2010. Derivation and validation of pedotransfer functions for estimating soil water retention curve using a variety of soil data. Soil Use and Mange., 26: 68-74.
12. Ghorbani Dashtaki, S., M. Homaee, M.H. Mahdian and Kouchakzadeh M. 2009. Site-dependence performance of infiltration models. Water Resour. Manage. 23: 2777-2790.
13. Ho, R. 2006. Handbook of Univariate and Multivariate Data Analysis and Interpretation with SPSS. Chapman & Hall/CRC. 403p.
14. Jabro, J.D. 1992. Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data. Trans. ASAE. 35: 557–560.
15. Jarvis, N.J., L. Zavattaro, K. Rajkai, W.D. Reynolds, P.A. Olsen, M. McGechan, M. Mecke, B. Mohanty, P.B. Leeds-Harison and D. Jacques. 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. Geoderma. 108: 1-17.
16. Martin, M.P., D. Seen, L. Boulonn, C. Jolivet, K.M. Nair, G. Bourgen and D. Arrouage. 2009. Optimizing pedotransfer functions for estimating soil bulk density using boosted regression trees. Soil Sc. Soc. Amer. J. 73: 485-493.
17. Mckenzie, N., K. Coughlan and H. Cresswell. 2002. Soil physical measurement and interpretation for land evaluation. CSIRO, Sydney, Australia, pp.108-119.
18. Nasta, P., G.B. Chirico, T. Kamai, J.W. Hopmans and N. Romano. 2009. Scaling soil water retention functions using particle-size distribution. J. Hydrol. 374: 223-234.
19. Nelson, R.E. 1982. Carbonate and Gypsum. PP. 181-197. *In:* Page, A.L., R.H. Miller and D.R. Keeney (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 2. 2nd ed., Agron. Monogr. 9. ASA. Madison, WI.
20. Nemes, A., W.J. Rawls and Y.A. Pachepsky. 2005. Influence of organic matter on the estimation of saturated hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. J. 69: 1330-1337.
21. Pachepsky, Y.A., W.J. Rawls and H.S. Lin. 2006. Hydropedology and pedotransfer functions. Geoderma. 131: 308-316.
22. Radcliffe, D.E., L.T. West and J. Singer. 2005. Gravel Effect on Wastewater Infiltration from Septic System Trenches. Soil Sci. Soc. Amer. J. 69: 1217–1224.
23. Reynolds, W.D. D.E. Elrick and E.G. Youngs. 2002. Ring or Cylinder Infiltrometers (vadose zone). PP. 818-826. *In:* Dane, J.H. and G.C. Topp (Eds.), Methods of Soil Analysis, Part 4. Physical methods, SSSA, Wisconsin, USA,
24. Shirazi, M.A. and L. Boersma. 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. Soil Sci. Soc. Amer. J. 48: 142–147.
25. Slazar, O., I. Wesstrom and A. Joel. 2008. Evaluation of DRAINMOD using saturated hydraulic conductivity estimated by a pedotransfer function model. Agric. Water Manage. 95(10): 1135-1143.
26. Tietje, O. and V. Hennings. 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. Geoderma 69: 71-84.
27. Vereecken, H., J. Maes and J. Feyen. 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. Soil Sci. 149(1): 1-12.
28. Walkley, A. and I.A. Black. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chronic acid titration method. Soil Sci. 37: 29-39.

29. White, I. and M.J. Sully. 1992. On the variability and use of the hydraulic conductivity alpha parameter in stochastic treatments of unsaturated flow. Water Resour. Res. 28(1): 209–213.
30. Wosten, J.H.M., Y.A. Pachepsky and W.J. Rawls. 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. J. Hydrol. 251: 123-150.

Estimation of Saturated Hydraulic Conductivity and Inverse of Macroscopic Capillary Length Using PTFs

SH. Ghorbani Dashtaki[1]*, S. Dehghani Baniani[1], H. Khodaverdiloo[2], J. Mohammadi[1] and B. Khalilmoghaddam[3]

(Received : Feb. 13-2011 ; Accepted : Nov. 19-2011)

Abstract

Saturated hydraulic conductivity (K_{fs}) and macroscopic capillary length of soil pores are important hydraulic properties for water flow and solute transport modeling. Measuring these parameters is tedious, time consuming and expensive. One way is using indirect methods such as Pedotransfer functions (PTFs). The objective of this research was to develop some PTFs for estimating saturated hydraulic conductivity and inverse of macroscopic capillary length parameters (α^*). Therefore, the coefficients, K_{fs} and α^* from 60 points of Azadegan plain in Shahrekord were measured using single ring and multiple constant head method. Also, some of the readily available soil parameters from the two first pedogenic layers of the soils were obtained. Then, the desired PTFs were developed using stepwise multiple linear regression. The accuracy and reliability of the derived PTFs were evaluated using root mean square error (RMSE), mean error (ME), relative error (RE) and Pearson correlation coefficient (r). The highest correlation coefficients of 0.92 and 0.72 were found between K_{fs}-bulk density and α^*-bulk density, respectively. There was no significant correlation between soil particle size distribution and K_{fs} and α^*. This can be related to the fact that most of the soil samples were similar in texture and macro pores. The most efficient PTFs in predicting K_{fs} and α^* could explain 85 and 66 percent of the variability of these parameters, respectively. All the derived PTFs underestimated the K_{fs} and α^* parameters.

Keywords: Infiltration, Inverse of macroscopic capillary length, Pedotransfer functions, Saturated hydraulic conductivity.

1. Assis. Prof., Former MSc. Student and Assoc. Prof. of Soil Sci., Respectively, College of Agric., Shahrekord Univ., Shahrekord, Iran.
2. Assis. Prof. of Soil Sci., College of Agric., Urmia Univ., Urmia, Iran.
3. Assis. Prof. of Ramin Agric. and Natur. Resour. Univ., Khozestan, Iran.
*: Corresponding Author, Email: shoja2002@yahoo.com