

تخمین برخی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌های آهکی منطقه باجگاه استان فارس با استفاده از توابع انتقالی رگرسیونی

محمد امیدی فرد و سیدعلی اکبر موسوی^۱

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد دانشگاه شیراز؛omidifardm@yahoo.com

استادیار دانشگاه شیراز؛aamousavi@gmail.com

دریافت: ۹۳/۳/۲۰ و پذیرش: ۹۳/۹/۱۹

چکیده

ویژگی‌های هیدرولیکی در مطالعات هیدرولوژی، طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی، حفاظت خاک و کنترل فرسایش خاک در آبخیزها نقش مهمی ایفا می‌کنند. اندازه‌گیری این ویژگی‌ها بسیار وقت‌گیر و هزینه‌بر است و به دلیل تغییرات مکانی زیاد برای دسترسی به مقادیر قابل قبول نیاز به اندازه‌گیری آنها در تعداد نقاط زیادی از خاک می‌باشد. امروزه تخمین این ویژگی‌ها با استفاده از سایر ویژگی‌های زودیافت خاک مورد توجه زیادی قرار گرفته است. بنابراین تحقیق حاضر با هدف ارائه توابع انتقالی رگرسیونی برای تخمین برخی ضرایب هیدرولیکی در خاک‌های آهکی منطقه باجگاه (استان فارس) انجام شد. در ۱۰۰ نقطه از خاک‌های مورد مطالعه مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع و نزدیک به اشباع، ضریب جذب آب خاک و پخشیدگی هیدرولیکی با روش‌های تک‌حلقه و قطره‌چکان و ویژگی‌های زودیافت خاک (شامل شن، سیلت، رس، جرم مخصوص ظاهری، ماده آلی، رطوبت خاک، پ هاش، میزان آهک و گچ، ظرفیت تبادل کاتیونی و نسبت جذب سدیم) اندازه‌گیری شد. با استفاده از رگرسیون چند متغیره گام به گام توابع انتقالی برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی ذکر شده ایجاد و با محاسبه برخی آماره‌ها، ارزیابی شدند. توابع انتقالی معرفی شده توانستند ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را با صحت قابل قبول با مقادیر ضریب تبیین ۰/۳۱ تا ۰/۹۲ و شاخص تطابق ۰/۴۷ تا ۰/۹۷ به ترتیب برای پخشیدگی هیدرولیکی (کمترین صحت) و ضریب جذب آب خاک (بیشترین صحت) پیش‌بینی کنند. با توجه به سختی و وقت‌گیر بودن اندازه‌گیری این ویژگی‌ها و از طرفی در دسترس بودن ویژگی‌های زودیافت استفاده شده، می‌توان از توابع ارائه شده برای تخمین این ویژگی‌ها در منطقه مورد مطالعه یا سایر مناطق مشابه استفاده نمود. البته برای استفاده از این روابط در سایر مناطق بایستی ابتدا روابط آزمون و در صورت لزوم واسنجی شده و استفاده شوند.

واژه‌های کلیدی: هدایت هیدرولیکی اشباع، هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع، پخشیدگی

^۱ نویسنده مسئول، آدرس: شیراز، باجگاه، دانشکده کشاورزی، بخش علوم خاک

مقدمه

ویژگی‌های هیدرولیکی خاک از مشخصه‌های بسیار مهم در فرایند حرکت آب و املاح در خاک می‌باشند که معمولاً در قالب منحنی‌های مشخصه رطوبتی خاک و هدایت هیدرولیکی-رطوبت بیان می‌شوند (رادکلیف و راسموسن، 2009). اندازه‌گیری این ویژگی‌ها در صحرا و آزمایشگاه علاوه بر وقت‌گیر بودن، بسیار هزینه‌بر است و نیاز به ادوات و امکانات ویژه و تکنسین ماهر دارند. علاوه بر آن به دلیل تغییرات مکانی و زمانی زیاد، برای دستیابی به مقادیر قابل اطمینان این ویژگی‌ها، نیاز به برداشتن تعداد زیادی نمونه و یا اندازه‌گیری در نقاط بسیار زیاد است. از این رو روش‌های تعیین غیر-مستقیم (تخمین) برای برآورد این ویژگی‌ها با استفاده از برخی از ویژگی‌های خاک که اندازه‌گیری آنها ساده‌تر است و یا ویژگی‌هایی از خاک که به آسانی در دسترس می‌باشند (ویژگی‌های زودیافت) ارائه شده است (هیلل، 1998). تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به روش‌های مختلفی از جمله روش‌های تجربی، استفاده از توابع انتقالی (PTFs)¹ و روش‌های تحلیلی انجام می‌شود (عباسی، 1386). توابع انتقالی (PTFs) روشی غیرمستقیم برای برآورد ویژگی‌های دیریافت خاک (مانند هدایت هیدرولیکی اشباع) با استفاده از ویژگی‌های زود یافت خاک (مانند درصد ذرات تشکیل دهنده خاک) می‌باشند که می‌توانند علاوه بر دقت مناسب سبب صرفه‌جویی در زمان و هزینه‌ها شوند. توابع انتقالی به روش‌های رگرسیون چندگانه و شبکه عصبی مصنوعی ارتباط میان ویژگی‌های زود یافت و دیر یافت خاک را برقرار می‌کنند (عباسی، 1386، وستن و همکاران، 2001).

نخستین تابع انتقالی توسط بریگس و مک لان (1907) برای برآورد رطوبت نقطه پژمردگی دائم خاک ارائه شد. طی دهه‌های 70 و 80 میلادی نیز توابع انتقالی زیادی برای برآورد رطوبت ظرفیت زراعی، نقطه پژمردگی دائم و مقدار آب قابل دسترس ارائه شد. سپس همزمان با گسترش مدل‌سازی انتقال آب و املاح در خاک، نیاز به ویژگی‌های هیدرولیکی به عنوان داده‌های ورودی این مدل‌ها آشکارتر شد. نخستین پژوهش در این زمینه توسط بلومن (1980) انجام شد که ضرایب معادله بروکس و کوری را با استفاده از معادلات تجربی به توزیع اندازه ذرات ارتباط داد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که از سال 1989 به بعد، ایجاد توابع انتقالی براساس معادلات رگرسیونی و شبکه‌های عصبی مصنوعی برای برآورد ویژگی‌های

هیدرولیکی خاک گسترش چشمگیری یافته است (وریکن و همکاران، 1990، وستن، 1997، سوپیراج و همکاران، 2001 و جارویس و همکاران، 2002). برخی از محققان نیز با استفاده از ویژگی‌هایی همچون تخلخل مؤثر، فراوانی نسبی ذرات خاک، ماده آلی خاک و جرم مخصوص ظاهری توابعی برای برآورد هدایت آبی اشباع (K_s) ارائه کردند (نقل از خداوردی لو و همایی، 1381). مردون و همکاران (2006) با استفاده از اطلاعات مربوط به 130 نمونه خاک و با به کارگیری روش‌های رگرسیونی و شبکه‌های عصبی مصنوعی توابع انتقالی را برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع پی‌ریزی نموده و با استفاده از 65 نمونه باقی‌مانده مدل‌ها را ارزیابی و بیان کردند مدل-های رگرسیونی برآورد بهتری از هدایت هیدرولیکی اشباع نسبت به شبکه عصبی مصنوعی داشته است (هرچند تفاوت‌ها از نظر آماری معنی‌دار نبوده است).

مانیام و همکاران (2007) توانایی سه تابع انتقالی رگرسیونی کمپل، وان گنوختن و واکلین را برای تعیین منحنی مشخصه آب خاک و هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک‌های شنی نیجریه بررسی و گزارش کردند توابع انتقالی کمپل و واکلین هدایت هیدرولیکی را کم برآورد کرده و صحت این توابع با ریشه میانگین مربعات خطای 0/61 تا 1/01 (متر در روز) نسبت به توابع انتقالی وان گنوختن با ریشه میانگین مربعات خطای 0/26 تا 0/47 (متر در روز) برای منطقه مورد مطالعه کمتر می‌باشد. وستن (1997) برای بدست آوردن توابع انتقالی پیوسته برای خاک‌های اروپا از مدل‌های ون‌گنوختن و معلم استفاده کردند و مدل‌ها را به‌طور همزمان بر داده‌های منحنی مشخصه رطوبتی خاک و هدایت هیدرولیکی خاک برازش دادند. سپس روابط رگرسیونی خطی، معکوس و توانی بین پارامترهای مدل‌ها و ویژگی‌های زود یافت خاک شامل درصد رس، سیلت، ماده آلی، چگالی ظاهری خاک رویین و زیرین بررسی شد. ضرایب تبیین توابع انتقالی نشان داد که برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی به کمک توابع انتقالی پیوسته صحت زیادی نداشت و لذا پیشنهاد کردند که تقسیم‌بندی مجموعه داده‌ها به زیر مجموعه‌هایی با کلاس بافت خاک یکسان می‌تواند صحت را افزایش دهد.

توابع انتقالی معمولاً در خاک‌هایی که از آنها مشتق شده‌اند کاربرد دارند. بعلاوه برای برخی از ویژگی‌های هیدرولیکی خاک مانند هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع و پخشیدگی هیدرولیکی تاکنون توابع انتقالی بسیار محدودی ارائه شده است که اغلب هم مربوط به خاک-هایی هستند که شرایط آنها با شرایط خاک‌های آهکی

¹ Pedotransfer functions

متر) نیز تا رسیدن به حالت ماندگار انجام شد (Hها از کم به زیاد و طوری انتخاب شد که تا حد امکان اختلاف آنها زیاد باشد) و برای هر H دبی نفوذ یافته به خاک (Q_s) در حالت ماندگار محاسبه شد. سپس نمودار مقادیر Q_s در مقابل H رسم و با توجه به شیب $(\frac{dQ_s}{dH})$ و عرض از مبدا (I) بهترین خط رگرسیونی برازش داده شده و با محاسبه ضریب شکل نفوذ (γ)، مقدار هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع (K_{fs}) و جریان ماتریکی بالقوه (Φ_m) با استفاده از معادلات 1 تا 3 (رینولدز و الریک، 1990) محاسبه شد:

$$\gamma = 0.316(\frac{\alpha}{h}) + 0.184 \quad (1)$$

$$K_{fs} = \frac{\gamma}{\alpha} (\frac{dQ_s}{dH}) \quad (2)$$

$$\Phi_m = \frac{\gamma}{\alpha} (I - \pi \cdot \alpha^2 \cdot K_{fs}) \quad (3)$$

که در آن γ ، Q_s ، I ، Φ_m و K_{fs} به ترتیب ضریب شکل نفوذ (بی بعد)، دبی نفوذ یافته به خاک در شرایط همگام (L^3/T)، عرض از مبدا نمودار Q_s در مقابل H (L^3/T)، جریان ماتریکی بالقوه (L^2/T) و هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع (L/T) می باشد.

از مدل گارد نر [$K_h = K_s \cdot \exp(\alpha h)$]، برای تعیین هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک در مکش h ، استفاده می شود. برای اندازه گیری نمای معادله گاردنر (ضریب آلفا، α) که شاخصی از توزیع اندازه خلل و فرج خاک می باشد، هدایت هیدرولیکی اشباع و ضریب جذب آب خاک در هر یک از نقاط آزمایشی از روش قطره-چکان به شرح زیر استفاده شد: آزمایش بر این اصل استوار است که اگر مقدار دبی ثابتی از طریق قطره چکان به نقطه ای از خاک خشک و مسطح وارد شود خاک در آن قسمت اشباع شده و سطح اشباع شده شروع به گسترش می کند و پس از مدت زمان کوتاهی به حد ثابتی می رسد که در این حالت می توان از معادلات دو بعدی شرایط پایدار جریان آب در خاک استفاده نمود (شینی و همکاران، 1986).

برای انجام آزمایش قطره چکان، در نقطه مورد نظر (خاک دست نخورده) سطح زمین صاف و بقایای گیاهی جمع شد. قبل از شروع آزمایش برای تعیین رطوبت اولیه از خاک مجاور محل، نمونه برداری شد. سپس شیر متصل به منبع آب بالای سطح خاک به گونه ای باز شد تا آب به صورت قطره قطره با دبی تنظیم شده از شیر خارج و به خاک وارد شود. با گذشت زمان شعاع ناحیه اشباع وسط و ناحیه مرطوب اطراف در چهار جهت اندازه گیری شد و تا ناچیز شدن تغییرات ادامه یافت. آزمایش با 5 دبی متفاوت در مجاورت یکدیگر در هر یک

جنوب ایران متفاوت است. با توجه به محدودیت های ذکر شده و لزوم ارائه توابع و معادلات لازم برای تخمین ویژگی های هیدرولیکی که اندازه گیری آنها اغلب مشکل، وقت گیر و هزینه بر است این تحقیق با هدف یافتن توابع انتقالی برای برآورد این ویژگی ها در خاک های آهکی منطقه باجگاه فارس انجام شد.

مواد و روش ها

تحقیق حاضر در تابستان 1391 در خاک های آهکی منطقه باجگاه واقع در دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز در ارتفاع 1810 متری بالای سطح دریای آزاد و در محدوده 52 درجه و 32 دقیقه شرقی و 29 درجه و 36 دقیقه شمالی و در سری های خاک کوی اساتید و دانشکده انجام شد. ویژگی های خاک های مورد آزمایش براساس گزارش مطالعات خاک شناسی نیمه تفصیلی اراضی باجگاه (ابطحی و همکاران، 1370) به شرح زیر می باشد:

خاک سری کوی اساتید جزء خاک های رسوبی آبرفتی، واریزه ای (Xerorthents)، نمیه عمیق و بدون تکامل پروفیلی به رنگ قهوه ای متمایل به زرد با بافت شنی و رسی سنگریزه دار (Gravelly loam) است که سنگریزه ها و قلوه سنگ ها به مقدار زیاد در سطح خاک (35-75%) و تمام پروفیل مشاهده می شود. مساحت آن 1762 هکتار و 48/04% از کل اراضی منطقه را تشکیل می دهد. خاک سری دانشکده جزء خاک های قهوه ای آهکی¹ (Xerochrepts) می باشد و خاکی عمیق به رنگ قهوه ای متمایل به زرد تا قهوه ای متمایل به زرد روشن با بافت لوم تا رسی است و مساحت آن 745 هکتار و 20/31% از کل اراضی منطقه را تشکیل می دهد.

در این تحقیق آزمایش های مزرعه ای نفوذ به روش تک حلقه (رینولدز و الریک، 1990) در 50 نقطه واقع در هر یک از سری های خاک مورد مطالعه انجام شد (مجموعاً 100 نقطه در دو سری خاک). در هر نقطه پس از کنار زدن بقایای گیاهی، اندازه گیری هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع باروش تک حلقه استفاده شد. برای این کار استوانه بیرونی استوانه های مضاعف با شعاع a (60 سانتی متر) تا عمق d (10 سانتی متر) در خاک فرو برده شد. سپس ارتفاع آبی برابر H (5 سانتی متر) در استوانه ریخته و میزان نفوذ آب به خاک (حجم آب اضافه شده به استوانه) در زمان های مختلف تا رسیدن به حالت ماندگار اندازه گیری شد (در حین آزمایش سطح آب درون استوانه با اضافه نمودن آب ثابت نگه داشته شد). سپس آزمایش به صورت گفته شده با سه H دیگر (10، 15 و 20 سانتی -

¹ Calcic Brown Soils

از بررسی نرمال بودن داده‌ها و همچنین هم‌راستایی بین متغیرهای مستقل (ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی زودیافت)، از روش رگرسیون چند متغیره گام به گام برای برآورد متغیرهای وابسته (ویژگی‌های هیدرولیکی) استفاده شد. در مرحله آموزش هر یک از ویژگی‌های هیدرولیکی مربوط به گروه آموزش داده‌ها به عنوان متغیر وابسته و ویژگی‌های زودیافت به عنوان متغیرهای مستقل در نظر گرفته شده و روابط رگرسیونی چند متغیره به شیوه گام به گام بین متغیر وابسته مورد نظر با متغیرهای مستقل (در سطح معنی‌داری 0/05) بدست آمد. پس از بدست آوردن روابط رگرسیونی مرحله آموزش با قرار دادن مقادیر متغیرهای مستقل موجود در معادلات از داده‌های گروه آزمون، مقدار متغیر وابسته مورد نظر برآورد شد. در نهایت مقادیر اندازه‌گیری و برآورد شده در یک دستگاه مختصات در برابر یکدیگر ترسیم و پراکندگی آنها حول خط 1:1 بررسی شد. برای ارزیابی دقیق‌تر توابع انتقالی، از آماره‌های ضریب تبیین (R^2)، میانگین هندسی نسبت خطا (GMER)، شاخص تطابق (d) و ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (NRMSE) استفاده شد (موسوی و سپاسخواه، 2013، قربانی‌دشتکی و همکاران، 2009).

از نقاط صدگانه به شرح مذکور انجام شد. در پایان، از ناحیه اشباع وسط در هر نقطه برای تعیین رطوبت اشباع (نهایی) نمونه برداشته و مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s)، ضریب جذب آب خاک (S)، پخشیدگی هیدرولیکی خاک (D) و نمای معادله گاردنر (α) یا شاخص توزیع اندازه خلل و فرج خاک محاسبه شد (شینی و همکاران، 1986). در هر نقطه ویژگی‌های معمول فیزیکی (درصد ذرات تشکیل‌دهنده، میانگین و انحراف معیار هندسی اندازه ذرات خاک، جرم مخصوص ظاهری، تخلخل، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها) و شیمیایی (قابلیت هدایت الکتریکی، پ‌هاش، ماده آلی، سدیم قابل تبادل، نسبت جذب سدیمی، کربنات کلسیم معادل، گچ و ظرفیت تبادل کاتیونی) به روش‌های استاندارد اندازه‌گیری شدند.

برای ایجاد توابع انتقالی پیش‌بینی کننده ابتدا همه داده‌ها (100 داده)، پس از تصادفی نمودن، به صورت تصادفی به دو گروه مجزا شامل داده‌های آموزش (70 داده) و داده‌های آزمون (30 داده) تقسیم شد. سپس ویژگی‌های آمار توصیفی داده‌ها با استفاده از نرم افزار SPSS 19 محاسبه شد (جدول 1). در مرحله آموزش پس

جدول 1- برخی شاخص‌های آمار توصیفی ویژگی‌های خاکی اندازه‌گیری شده به تفکیک داده‌های استفاده شده برای مراحل آموزش و آزمون در فرایند اشتقاق توابع انتقالی برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک در منطقه مورد مطالعه

داده‌های آموزش (30 داده)				داده‌های آموزش (70 داده)				
ضریب تغییرات (%)	میانگین	حداکثر	حداقل	ضریب تغییرات (%)	میانگین	حداکثر	حداقل	ویژگی‌های خاکی
22/6	24/8	32/1	16/8	19/5	24/3	32/8	14/8	شن (%)
8/5	51/8	59/6	46/0	7/0	51/6	60/0	43/8	سیلت (%)
21/4	23/4	35/2	11/9	17/0	24/1	33/9	14/4	رس (%)
32/3	0/03	0/05	0/02	27/5	0/03	0/05	0/02	میانگین هندسی اندازه ذرات (mm)
11/4	10/9	12/8	8/9	9/8	11/0	13/4	8/9	انحراف معیار هندسی اندازه ذرات
12/1	1/64	1/90	1/1	12/5	1/6	1/96	1/0	جرم مخصوص ظاهری ($g\ cm^{-3}$)
19/5	0/38	0/57	0/28	19/1	0/39	0/61	0/26	تخلخل کل ($cm^3\ cm^{-3}$)
25/8	0/50	0/68	0/26	27/1	0/48	0/85	0/25	رطوبت حجمی اشباع ($cm^3\ cm^{-3}$)
21/6	0/75	1/03	0/42	18/2	0/73	1/04	0/4	میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (mm)
12/7	0/64	0/85	0/49	23/4	0/64	1/77	0/50	میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (mm)
46/5	2/2	4/3	1/0	42/6	2/3	4/4	0/92	ماده آلی (%)
2/2	7/5	7/9	7/2	1/96	7/50	7/9	7/1	پ‌هاش
41/1	0/75	1/24	0/09	31/8	0/75	1/30	0/13	قابلیت هدایت الکتریکی ($dS\ m^{-1}$)
11/3	42/4	49/4	32/5	8/5	42/5	48/5	33/0	کربنات کلسیم معادل (%)
43/7	0/15	0/35	0/02	39/3	0/17	0/50	0/04	گچ (%)
42/3	17/2	43/1	9/3	39/7	15/3	41/6	7/3	ظرفیت تبادل کاتیونی ($cmol_c\ kg^{-1}$)
67/6	0/14	0/38	0	71/1	0/18	0/62	0	نسبت جذب سدیم
44/7	0/71	1/48	0/28	35/1	0/68	1/2	0/30	هدایت هیدرولیکی نزدیک اشباع ($m\ day^{-1}$)
20/7	4/4	7/0	2/7	24/7	4/9	8/5	2/6	هدایت هیدرولیکی اشباع ($m\ day^{-1}$)
18/8	0/18	0/24	0/10	15/9	0/18	0/23	0/09	نمای معادله گاردنر، آلفا (cm^{-1})
25/3	0/07	0/10	0/05	27/3	0/07	0/13	0/04	ضریب جذب آب خاک ($cm\ s^{-0.5}$)
18/2	0/02	0/03	0/01	14/6	0/02	0/03	0/01	پخشیدگی هیدرولیکی ($cm^2\ s^{-1}$)

. براساس درصد ذرات اولیه خاک تعیین شده (با استفاده از سیستم طبقه‌بندی اندازه ذرات وزارت کشاورزی آمریکا)، خاک‌های مورد مطالعه در چهار کلاس لوم، لوم رسی، لوم رسی سیلتی و لوم رسی شنی قرار گرفتند.

نتایج و بحث

شاخص‌های آمار توصیفی نشان داد با وجود محدود بودن نسبی وسعت منطقه مورد بررسی، خاک‌های مورد مطالعه به چهار کلاس بافتی لوم، لوم رسی، لوم رسی سیلتی و لوم رسی شنی تعلق داشته و سایر ویژگی‌های زود یافت و ویژگی‌های هیدرولیکی مورد تخمین خاک (به‌ویژه میزان ماده آلی، گچ، ظرفیت تبادل کاتیونی، رطوبت حجمی اشباع و هدایت هیدرولیکی اشباع و نزدیک اشباع) در هر دو گروه داده‌های آموزش و آزمون نیز در محدوده نسبتاً وسیعی از تغییرات قرار داشتند (جدول 1). توابع انتقالی ارائه شده برای برآورد برخی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک در جدول 2 نشان داده شده است. نتایج نشان داد در تخمین هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک (K_{fs})، کربنات کلسیم معادل، توان دوم کربنات کلسیم معادل، ظرفیت تبادل کاتیونی و ماده آلی با ضریب مثبت، لیکن مقدار گچ و میانگین هندسی قطر ذرات با ضریب منفی به عنوان متغیر ورودی وارد تابع تخمین شده‌اند. کربنات کلسیم سبب هم‌آوری ذرات و خاکدانه‌ها و در نتیجه افزایش K_{fs} خاک می‌شود.

گچ ممکن است سبب تشکیل منافذ درشت در خاک شده و یا اینکه منافذ متوسط و ریزتر را که در هدایت آب در خاک در شرایط نزدیک به اشباع نقش دارند مسدود کند؛ بنابراین K_{fs} خاک با افزایش گچ کاهش یافته است. با افزایش میانگین هندسی قطر ذرات، منافذ درشت خاک افزایش یافته و در نتیجه K_{fs} خاک کاهش یافته است. جاواریس و همکاران (2002) نیز با استفاده از اطلاعات خاک 70 افق سطحی از خاک‌های اروپا با کلاس بافتی مختلف (شنی، لومی، رسی، لوم سیلتی، لوم شنی و شن لومی)، K_{fs} اندازه‌گیری شده با نفوذ سنج‌مکشی (در مکش 10 سانتی‌متر) را به طور قابل قبولی با ضریب تبیین 0/29 با استفاده از درصد ذرات تشکیل‌دهنده خاک برآورد نمودند. آنان گزارش کردند K_{fs} با مقادیر سیلت و رس رابطه منفی ولی با لگاریتم میزان تخلخل رابطه مثبت دارند. آنان یکی از منابع عمده تغییرات و کاهش صحت تخمین‌ها را تغییر در ساختار حفره‌های خاک‌های زراعی به دلیل سست شدن و در نتیجه فشردگی ناشی از شخم و یا تشکیل سله سطحی بیان کردند. پولمن و ویلپرت (2012) نیز با استفاده از اطلاعات 111 خاک جنگلی، تابع انتقالی را برای برآورد هدایت هیدرولیکی غیر اشباع به صورت تابعی از توان دوم جرم مخصوص ظاهری خاک، توان دوم رس و نسبت سیلت به کربن آلی (با ضریب منفی) و جذر شن متوسط (با ضریب مثبت) ارائه نمودند. آنان همچنین گزارش کردند مقدار ضریب تعیین تابع

انتقالی ارائه شده با ورود نسبت سیلت به کربن آلی، توان دوم جرم مخصوص ظاهری خاک، جذر شن متوسط و توان دوم سیلت در فرایند رگرسیون گام به گام به ترتیب 0/18، 0/31، 0/34 و 0/35 می‌باشد.

ضریب تبیین (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (NRMSE)، میانگین هندسی نسبت خطا (GMER) و شاخص تطابق (d) برای تابع انتقالی مذکور به ترتیب عبارت از 0/56، 0/13، 1/06 و 1/78 بودند. بنابراین تابع انتقالی مذکور از نظر R^2 دارای صحت نسبتاً مطلوب است، هرچند مقدار مثبت GMER نشان می‌دهد این تابع دارای مقداری بیش برآوردی است. با توجه به اینکه NRMSE بیشتر از صفر است تخمین انجام شده دارای مقداری بیش برآوردی است. شاخص تطابق نیز نشان می‌دهد 78 درصد از داده‌های تخمینی با مقادیر اندازه‌گیری شده مطابقت دارند و تنها 22 درصد از آنها با مقادیر اندازه‌گیری شده اختلاف دارند.

در تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) خاک، توان دوم کربنات کلسیم معادل، گچ، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها و ماده آلی با ضریب مثبت ولی کل املاح محلول با ضریب منفی به تابع تخمین وارد شدند. به نظر می‌رسد کربنات کلسیم معادل سبب هم‌آوری خاکدانه‌ها و در نتیجه افزایش K_s خاک می‌شود. ماده آلی نیز با تأثیر مثبت بر فرایند خاکدانه‌سازی سبب افزایش K_s خاک می‌شود. با افزایش میانگین هندسی قطر ذرات درصد منافذ درشت و در نتیجه K_s افزایش یافته است. علی‌رغم انتظار بین میزان کل املاح محلول و K_s در تابع انتقالی ارائه شده رابطه معکوس وجود دارد که ممکن است به دلیل وجود املاح سدیمی موجود باشد که می‌تواند سبب پراکنش ذرات خاک و در نتیجه کاهش K_s شوند. گچ با افزایش هم‌آوری ذرات خاک سبب تشکیل منافذ درشت شده و در نتیجه با مقدار K_s رابطه مثبت دارد. مقادیر R^2 ، NRMSE، GMER و d محاسبه شده برای تابع تخمین K_s به ترتیب عبارتند از: 0/44، 0/09، 1/01 و 0/71. آماره‌ها نشان می‌دهند تابع انتقالی، K_s را با صحت نسبتاً قابل قبولی برآورد می‌کند. شاخص تطابق نیز نشان می‌دهد در 71 درصد موارد تخمین‌های انجام شده با مقادیر اندازه‌گیری شده مطابقت داشته و تنها در 29 درصد موارد با یکدیگر تفاوت دارند. وستن (1997) نیز در برآورد K_s خاک‌های لومی و رسی هلند از ماده آلی به عنوان ورودی با تأثیر مثبت استفاده کردند که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی دارد. موسوی و سپاسخواه (2012) از کربنات کلسیم معادل با توان دو و ضریب منفی در تابع انتقالی ارائه شده برای تخمین K_s اندازه‌گیری شده با نفوذسنج

مکشی در خاک‌های آهکی استفاده کردند. آنان مقادیر R^2 ، NRMSE و GMER را برای مقادیر برآورد شده به ترتیب 0/74، 0/56 و 1/40 گزارش کردند که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی ندارد. بخشی از تفاوت‌ها می‌تواند مرتبط با تفاوت در روش‌های اندازه‌گیری K_s باشد. پاکت و همکاران (1985) و وریکن و همکاران (1990) نیز در تخمین K_s خاک به ترتیب از درصد رس و جرم مخصوص ظاهری به عنوان ورودی با ضریب منفی استفاده کردند. در حالی که در این تحقیق به دلیل ضریب همبستگی کم و غیرمعنی دار این ویژگی‌ها با K_s ، در تابع وارد نشدند.

در تخمین نمای معادله گاردنر (α)، رطوبت حجمی اشباع، قابلیت هدایت الکتریکی، درصد شن، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها و کربنات کلسیم معادل به عنوان متغیر ورودی با ضریب مثبت ولی میانگین هندسی قطر ذرات با ضریب منفی به تابع وارد شدند. ضریب α معیاری از اندازه خلل و فرج خاک است بنابراین رابطه مثبت این شاخص با مقدار شن به دلیل بزرگتر بودن اندازه خلل و فرج در خاک‌های شنی می‌باشد. با افزایش قابلیت هدایت الکتریکی، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها و میزان آهک، میزان حفره‌های درشت خاک و در نتیجه نمای معادله گاردنر افزایش یافته است. مقادیر R^2 ، NRMSE، GMER و d محاسبه شده برای تخمین α به ترتیب عبارت بودند از 0/36، 0/16، 0/92 و 0/56. نتایج نشان می‌دهد مقادیر تخمینی α در مقایسه با ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه دارای صحت کمتری بوده است. شاخص تطابق نیز نشان می‌دهد 56 درصد از مقادیر تخمینی با مقادیر اندازه‌گیری شده مطابقت دارند. موسوی و سپاسخواه (2013) نیز از توان دوم رطوبت حجمی اشباع به عنوان ورودی با ضریب مثبت در تخمین α در مکش 0/1 سانتی‌متر استفاده کردند. پولمن و ویلپرت (2012) با استفاده از اطلاعات خاک‌های جنگلی، تابع انتقالی برای برآورد α ارائه نمودند که در آن مقدار α با توان دوم جرم مخصوص ظاهری، لگاریتم کربن آلی و عکس صدک 50 اندازه ذرات رابطه منفی ولی با توان دوم درصد سیلت متوسط و حاصلضرب رس و کربن آلی رابطه مثبت داشت.

ضریب جذب آب به خاک (S)، تابعی از مقادیر قابلیت هدایت الکتریکی، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها، میانگین هندسی قطر ذرات، کربنات کلسیم معادل و رطوبت حجمی اشباع با ضریب مثبت می‌باشد. آهک موجود در خاک آب را جذب نموده و سبب افزایش ضریب جذب آب به خاک می‌شود. با افزایش قابلیت

هدایت الکتریکی نیز ضریب جذب آب به خاک افزایش یافته است. از آنجا که میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها و رطوبت حجمی اشباع به طور مستقیم وابسته به مقدار رس و ماده آلی در خاک است و از طرفی این ذرات دارای ضریب جذب آب بیشتری می‌باشند؛ بنابراین میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها و میزان رطوبت با ضریب مثبت در تابع تخمین S وارد شده‌اند. علی‌رغم اینکه انتظار می‌رفت با افزایش میانگین هندسی قطر ذرات و درشت شدن بافت خاک، ضریب S کاهش یابد ولی بین میانگین هندسی قطر ذرات و ضریب S رابطه مستقیم حاصل شد. مقادیر R^2 ، NRMSE، GMER و d محاسبه شده برای مقادیر S برآورد شده به ترتیب عبارت بودند از: 0/92، 0/08، 1/06 و 0/97. بنابراین تابع انتقالی مذکور از نظر همه آماره‌ها دارای صحت تخمین بسیار مناسبی می‌باشد. شاخص تطابق نیز نشان می‌دهد در 97 درصد موارد، مقادیر برآورد شده و اندازه‌گیری شده هم‌خوانی دارند. مقایسه آماره‌های ارزیابی برای برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه نشان می‌دهد از میان توابع ارائه شده، صحت و کارایی تابع تخمین ضریب S از سایر توابع بیشتر است. بنابراین با اطمینان قابل قبولی می‌توان از این تابع برای تخمین ضریب S در خاک‌های منطقه مورد مطالعه استفاده نمود.

در تخمین ضریب پخشیدگی هیدرولیکی خاک (D)، ویژگی‌هایی از خاک مانند نسبت ظرفیت تبادل کاتیونی به قابلیت هدایت الکتریکی، رطوبت حجمی اشباع، پهاش و توان دوم کربنات کلسیم معادل با ضریب مثبت و میزان کل املاح محلول و نسبت جذبی سدیم با ضریب منفی به تابع تخمین وارد شدند. همانگونه که قبلاً ذکر شد از آنجا که افزایش املاح محلول (احتمالاً به دلیل وجود ترکیبات سدیمی و پراکنده‌کننده) سبب کاهش هدایت هیدرولیکی خاک شده و با توجه به رابطه مستقیم D با هدایت هیدرولیکی ($D=K_{\frac{D}{\theta}}$)، بنابراین مقدار D نیز با افزایش املاح محلول کاهش یافته است. با افزایش نسبت جذبی سدیم نیز ذرات خاک پراکنده شده و هدایت هیدرولیکی و در نتیجه D کاهش می‌یابد. افزایش پهاش، ظرفیت تبادل کاتیونی و کربنات کلسیم معادل نیز سبب هم‌آوری ذرات و در نتیجه افزایش هدایت هیدرولیکی و افزایش D را به دنبال خواهد داشت. مقادیر R^2 ، NRMSE، GMER و d محاسبه شده برای تابع تخمین D به ترتیب برابر با 0/31، 0/12، 0/97 و 0/47 بود. بنابراین تابع مذکور از نظر R^2 دارای صحت کمتر و از نظر GMER نیز دارای مقدار بیشتری کم برآوردی (مقدار کمتر از یک برای این شاخص) در مقایسه با سایر

به طور کلی نتایج نشان داد بر اساس تمام آماره‌های ارزیابی، بهترین تخمین مربوط به S است که نشان دهنده این است که مقادیر واقعی و تخمینی به یکدیگر نزدیک می‌باشند. درحالی‌که کم‌دقت‌ترین تخمین‌ها مربوط به ضریب D خاک است که احتمالاً به این دلیل است که ضریب D تابعی از هدایت‌های هیدرولیکی و سایر ویژگی‌های فیزیکی-هیدرولیکی خاک است.

ویژگی‌های هیدرولیکی است. از نظر NRMSE نیز در مقایسه با سایر ویژگی‌های هیدرولیکی صحت تخمین این تابع کمتر است. شاخص تطابق تابع مذکور نیز نشان می‌دهد در 47 درصد از موارد تخمین‌ها با مقادیر اندازه‌گیری شده مطابقت دارند. نتایج نشان می‌دهد با در نظر گرفتن همه آماره‌های ارزیابی، کمترین صحت تخمین با توابع ارائه شده در این تحقیق مربوط به تابع تخمین D خاک می‌باشد.

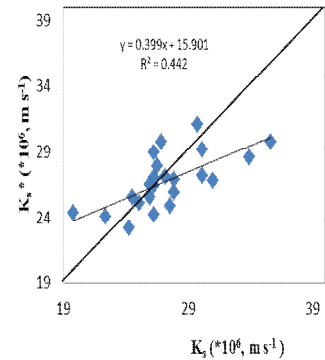
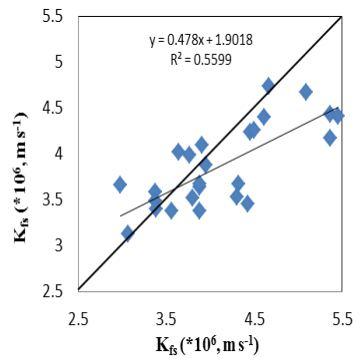
جدول 2- توابع انتقالی ارائه شده برای برآورد برخی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک در خاک‌های مورد مطالعه و آماره‌های محاسبه شده برای ارزیابی دقت تخمین آنها

توابع انتقالی**	معیارهای ارزیابی توابع انتقالی*			
	R ²	NRMSE	GMER	d
$K_{fs} = (1/047E^{-5} CCE) + (-0/054 Gypsum) + (4/754CEC) + (1/68E^{-7} CCE^2) + (-14/2 d_g) + (0/496 OM) + 0/957$	0/56	0/13	1/06	0/78
$K_s = (52/848E^4 Gypsum) + (39/094E^5 OM) + (-16421/737TDS) + (7/636 CCE^2) + (27/385E^6 GMD) - 5/697E^8$	0/14	0/09	1/01	0/71
$\alpha = (0/005 GMD) + (-1/172 d_g) + (0/081 \theta_{vs}) + (5/221E^{-8} CCE) + (0/039 EC) + (0/004 Sand) + 0/047$	0/36	0/16	0/92	0/56
$S = (0/007 GMD) + (0/015 d_g) + (0/153 \theta_{vs}) + (3/064E^{-8} CCE) + (0/007 EC) - 0/019$	0/92	0/08	1/06	0/97
$D = (0/6 pH) + (-0/001TDS) + (8/182E^{-10} CCE^2) + (3/509 CEC/EC) + (0/494 \theta_{vs}) + (-0/564 SAR) + 2/772$	0/31	0/12	0/97	0/47

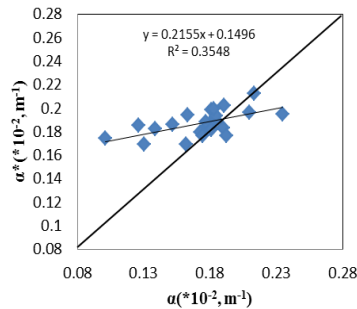
* d, GMER, NRMSE و R² به ترتیب عبارتند از: شاخص تطابق، میانگین هندسی نسبت خطا، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده و ضریب تبیین. ** K_{fs} و K_s به ترتیب عبارتند از: هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع (10⁶ m s⁻¹)، هدایت هیدرولیکی اشباع (10⁶ m s⁻¹)، S، α و D به ترتیب عبارتند از: نمای معادله گاردنر (m⁻¹، 10⁻²)، ضریب جذب آب خاک (10² m³/m³)، و ضریب پخشیدگی هیدرولیکی خاک (10⁴ m² s⁻¹)، GMD، Sand، d_g و θ_{vs} به ترتیب عبارتند از: میزان شن (%، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (mm)، میانگین هندسی قطر ذرات (mm)، رطوبت حجمی اشباع (cm³cm⁻³)، CCE، OM، pH، SAR، CCE، EC، Gypsum، TDS و به ترتیب عبارتند از: نسبت جذبی سدیم (meq/L)، پ هاش (-)، ماده آلی (%، کربنات کلسیم معادل (%، ظرفیت تبادل کاتیونی (cmol_c kg⁻¹)، گچ (%، قابلیت هدایت الکتریکی (ds m⁻¹) و کل املاح محلول (mg L⁻¹).

بیشتر است. منطبق با آماره‌های ارزیابی نتایج شکل 1 نیز نشان داد که صحیح‌ترین تخمین‌ها مربوط به تخمین ضریب جذب آب خاک و کم‌ترین صحت تخمین‌ها مربوط به تخمین ضریب پخشیدگی هیدرولیکی خاک می‌باشد.

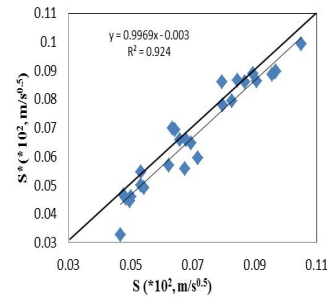
مقادیر تخمین زده شده با توابع انتقالی و مقادیر اندازه‌گیری شده ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه در یک دستگاه مختصات در مقابل یکدیگر ترسیم (شکل 1) و میزان ضریب تبیین و همچنین میزان انحراف نقاط از خط 1:1 تعیین شد. هرچه ضریب تبیین بیشتر باشد و پراکندگی آنها حول خط 1:1 کمتر باشد صحت تخمین‌گر



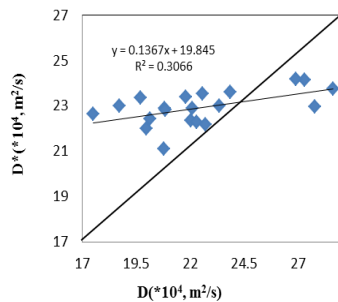
ب: هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع



الف: هدایت هیدرولیکی اشباع



ت: نمای معادله گاردنر



پ: ضریب جذب آب خاک

چ: ضریب پخشیدگی هیدرولیکی

شکل 1- رابطه ویژگی‌های هیدرولیکی اندازه‌گیری و برآورد شده با استفاده از توابع انتقالی معرفی شده در جدول 2

نتیجه‌گیری

را با صحت قابل قبولی پیش‌بینی کنند. بیشترین و کمترین صحت تخمین‌ها به ترتیب مربوط به ضریب جذب آب خاک و پخشیدگی هیدرولیکی و بود. با توجه به در دسترس بودن ویژگی‌های زود یافت و همچنین سختی و هزینه‌بر بودن اندازه‌گیری‌ها، می‌توان از توابع برای تخمین ویژگی‌ها در منطقه مورد مطالعه با صحت قابل قبول استفاده نمود. البته استفاده از این روابط در سایر مناطق نیازمند آزمون و در صورت نیاز واسنجی این روابط می‌باشد.

نتایج نشان داد در تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک، ویژگی‌های زود یافت فیزیکی مقدار شن، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها و اندازه ذرات و همچنین رطوبت حجمی اشباع و ویژگی‌های شیمیایی مقدار پ‌هاش، ماده آلی، کربنات کلسیم معادل، گچ، املاح محلول، ظرفیت تبادل کاتیونی و نسبت جذب سدیم در توابع انتقالی معرفی شده وارد شدند. توابع انتقالی توسعه یافته در این مقاله توانستند ویژگی‌های هیدرولیکی خاک

فهرست منابع:

1. ابطحی، ع.، ن. کریمیان، و م. صلحی. 1370. گزارش مطالعات خاک شناسی نیمه تفضیلی اراضی باجگاه - استان فارس، 73 صفحه.
2. خداوردی لو، ح. و م. همایی. 1381. اشتقاق توابع انتقالی خاک به منظور برآورد منحنی مشخصه رطوبتی. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، جلد 3، شماره 10، صفحات 35-47.
3. عباسی، ف. 1386. فیزیک خاک پیشرفته. دانشگاه تهران، 250 صفحه.
4. Bloemen, W. 1980. Calculation of hydraulic conductivities of soil from texture and organic matter content. *Zeits Pflanzenemahr, Bodenk*, 43: 581-605.
5. Briggs, L.J. and J.W. Mclane. 1907. The moisture equivalent of soils. *USDA Bureau of Soil Bulletin*, 45:1-23.
6. Ghorbani Dashtaki, S., M. Homaei, M.H. Mahdian and M. Kouchakzadeh. 2009. Site-dependence performance of infiltration models. *Water Resour. Manage. J.* 23:1573-1650.
7. Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press, Inc. Newyork, 771 P.
8. Jarvis, N.J., L. Zavattaro, K. Rajkai, W.D. Reynolds, P.A. Olsen, M. McGechan, M. Mecke, B. Mohanty, P.B. Leeds-Harrison, and D. Jacques. 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma*. 108:1-17.
9. Manyam, C., C.L. Morgan, J.L. Heilman, D. Fatondji, B. Gerard and W.A. Payne. 2007. Modeling hydraulic properties of sandy soils of Niger using pedotransfer functions. *Geoderma*. 141:407 – 415.
10. Merdun H., O. Cinar, R. Meral, and M. Apan. 2006. Comparison of artificial neural network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Till Res.* 90:108-116.
11. Moosavi, A.A. and A.R. Sepaskhah. 2012. Pedotransfer functions for prediction of near saturated hydraulic conductivity at different applied tensions in medium texture soils of a semi-arid region. *Plant Know. J.* 1:1-9.
12. Moosavi, A.A. and A.R. Sepaskhah. 2013. Sorptive number prediction of highly calcareous soils at different applied tensions using regression models. *Plant Know. J.* 2(2):62-68.
13. Puckett, W.E., J.H. Dane and B.F. Hajek. 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 831-836.
14. Puhlmann, H. and K. von Wilpert. 2012. Pedotransfer functions for water retention and unsaturated hydraulic conductivity of forest soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 175: 221-235.
15. Radcliffe, D.E. and T.C. Rasmussen. 2000. Soil water movement. In: *Hand Book of Soil Science*. M.E. Sumner. CRC Press.
16. Reynolds, W.D. and D.E. Elrick. 1990. Poned infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1233- 1241.
17. Shani, U., R.J. Hanks, E. Bresler and C.A.S. Oliveria. 1986. Field methods of estimating hydraulic conductivity and matric potential – water content relations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51:298-302.
18. Sobieraj, J.A., H. Elsenbeer and R.A. Vertessy. 2001. Pedotransfer function for estimating aturated hydraulic conductivity: Implications for modeling storm flow generation. *J. Hydrol.* 251:202-220.
19. Vereecken, H., J. Maes and J. Feyen. 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil property. *Soil Sci.* 149:1-12.

20. Wosten, J.H.M. 1997. Pedotransfer functions to evaluation soil quality. In: Gregorich, E.G. and M.R. Carter (Eds), Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Elsevier 464 P.
21. 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.