

کاربرد پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های استان گیلان

حسین بیات¹، آزاده صداقت، ناصر دواتگر و علی اکبر صفری سنجانی

استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا، همدان؛ h.bayat@basu.ac.ir

دانشجوی سابق کارشناسی ارشد دانشگاه بوعلی سینا، همدان؛ azadehsedaghat65@gmail.com

استادیار مؤسسه تحقیقات برنج کشور؛ n_davatgar@yahoo.com

استاد دانشگاه بوعلی سینا، همدان؛ aa-safari@basu.ac.ir

دریافت: 91/6/19 و پذیرش: 92/11/21

چکیده

هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_s) یکی از مهمترین پارامترهای فیزیکی خاک بوده که اندازه‌گیری مستقیم آن به علت تغییرات مکانی و زمانی بسیار دشوار، هزینه‌بر و زمان‌بر است. از این رو از توابع انتقالی برای برآورد K_s بهره‌گیری می‌شود. یافتن متغیرهایی که موجب بهبود برآورد K_s شوند دارای اهمیت زیادی است. هدف از این پژوهش بررسی بهبود برآورد K_s با وارد کردن پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز در توابع انتقالی در گام‌های مختلف بود. در هر گام یک تابع انتقالی با ورودی‌های متفاوت و مجموعاً 6 تابع ایجاد شد. برای انجام این پژوهش تعداد 260 نمونه خاک از اراضی استان گیلان جمع‌آوری شد. توزیع اندازه ذرات (2-0 میلی‌متر) و خاکدانه‌های ریز (2-0 میلی‌متر) اندازه‌گیری شده و مدل فراکتالی بیرد و پریر (2003) بر این توزیع‌ها برازش شد و پارامترهای مدل به دست آمد. تجزیه و تحلیل داده‌ها نشان داد که از دیدگاه آماری بین K_s و پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات همبستگی معنی‌دار ($P < 0/01$) وجود داشت. با وارد کردن پارامترهای فراکتالی ذرات و خاکدانه‌های ریز در توابع انتقالی به ترتیب در گام‌های دوم و سوم برای برآورد K_s ، ریشه میانگین مربعات خطا ($RMSE$) به‌طور معنی‌دار کاهش یافت. همچنین در گام چهارم افزایش میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها اثر معنی‌دار بر برآورد K_s نشان داد. ولی در گام پنجم افزایش میانگین و انحراف استاندارد هندسی قطر ذرات اثر معنی‌دار بر برآورد K_s نداشت. در گام ششم با افزایش همزمان پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز نسبت به گام‌های پیشین $RMSE$ کاهش بسیاری نشان داد و بیشترین اثر را در برآورد K_s داشتند. روی هم رفته پارامترهای فراکتالی می‌توانند به‌عنوان متغیرهای ورودی مناسب در توابع انتقالی بهره‌گیری شده و باعث بهبود برآورد K_s شوند.

واژه‌های کلیدی: توابع انتقالی، تئوری فراکتالی و میانگین هندسی قطر ذرات

¹ نویسنده مسئول، آدرس: همدان، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک

مقدمه

هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_s) به‌عنوان یک پارامتر بسیار مهم برای تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع است (واگنر و همکاران، 2001). بررسی اثر هدایت هیدرولیکی اشباع بر روی هدایت هیدرولیکی غیر اشباع در مدل‌های مختلف از جمله مدل وستن (1999)، کمپل (1985) (واگنر و همکاران، 2001) و ون گنوختن - معلم (1980) (جارویس و همکاران، 2002) انجام شده است. اما به دلیل تغییرات مکانی و زمانی بسیار زیاد K_s تعیین مقادیر واقعی آن کاری دشوار، هزینه‌بر و زمان‌بر است (کومر و همکاران، 1994).

روش‌های متفاوتی برای تخمین K_s وجود دارد که از جمله آن‌ها می‌توان معادلات تجربی و فیزیکی را مثال زد (شانی و همکاران، 1987؛ آریا و همکاران، 1999 b). استفاده از توابع انتقالی یکی از روش‌های غیرمستقیم می‌باشد که می‌توان با استفاده از آن‌ها از ویژگی‌های زود یافت خاک (بافت، کربن آلی، چگالی ظاهری) ویژگی‌های دیر یافت خاک (مثلاً مشخصه‌های هیدرولیکی) را تخمین زد (کاو و هانت، 1996). بنابراین میزان علاقه به استفاده از توابع انتقالی برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک روز به روز در حال افزایش است (کسبای و همکاران، 1984؛ لیج و همکاران، 2002). از جمله مدل‌های برآورد کننده توابع انتقالی مدل‌های رگرسیونی (راولز و همکاران، 1991) و شبکه‌های عصبی مصنوعی (مینانسی و همکاران، 2004) می‌باشند. از این‌رو در این تحقیق از توابع انتقالی $PTFs^1$ به روش رگرسیونی برای برآورد این ویژگی بهره‌گیری شد. از ویژگی‌های متفاوتی مانند درصد شن و رس (وست و همکاران، 2008). جرم مخصوص ظاهری (واگنر و همکاران، 2001)، میانگین هندسی قطر ذرات (میشرا و همکاران، 1989؛ کمپل، 1985) و انحراف استاندارد هندسی قطر ذرات (میشرا و همکاران، 1989) برای برآورد K_s بهره‌گیری شده است.

جارویس و همکاران (2002) و وستن و همکاران (2001) نیز از توزیع اندازه ذرات PSD^2 ، جرم مخصوص ظاهری و اجزای بافت برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع بهره‌گیری نمودند. توابع انتقالی از مشخصه‌های قابل اندازه‌گیری خاک مانند PSD برای تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع با تکیه بر پارامترهای تجربی استفاده می‌کنند. آریا و همکاران (1999 b) مدلی

را پیشنهاد کردند که هدایت هیدرولیکی اشباع را مستقیماً از توزیع اندازه ذرات خاک برآورد می‌کند. مدل آن‌ها بر این فرض استوار است که خلل و فرج خاک را می‌توان با لوله‌های موئین و سرعت جریان آب که تابعی از اندازه منافذ خاک هستند، نشان داد. توزیع اندازه منافذ از توزیع اندازه ذرات با بهره‌گیری از مدل آریا و پاریس گرفته شده است. این مدل هدایت هیدرولیکی را از مقدار رطوبت نزدیک اشباع تا رطوبت خیلی کم پیش‌بینی می‌کند.

در دو دهه اخیر نگرش فراکتالی به‌عنوان ابزاری نیرومند برای مدل کردن پدیده‌های پیچیده به کار رفته است (تیلر و ویت کرفت، 1990). کاربرد این نگرش به پیشنهاد معادله‌هایی برای منحنی‌های نگهداری آب خاک، هدایت هیدرولیکی غیراشباع و اشباع خاک و توزیع اندازه منافذ درشت در خاک انجامیده است (شفیعی، 1375). تئوری فراکتالی توانایی مدل کردن ساختمان خاک (تیلر و ویت کرفت، 1990؛ پریر و همکاران، 1996) و بافت خاک (یانگ و کرافورد، 1991) را دارد و توانسته است نایخنواختی ساختمان خاک را به رفتار ویژه‌ای از خاک پیوند دهد (رضایی و همکاران، 1384؛ یانگ و همکاران، 2001). هدایت هیدرولیکی اشباع را می‌توان با بهره‌گیری از مدل‌های فراکتالی (راولز و براکنسیک، 1995؛ بیرد و دکستر، 1997) پیش‌بینی کرد. برتری پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع با مدل فراکتالی توزیع اندازه ذرات نسبت به مدل‌های دیگر در این است که نشان می‌دهد که هدایت هیدرولیکی در نزدیک نقطه ورود هوا برابر با هدایت هیدرولیکی اشباع است (یانگ و همکاران، 2001). هدایت هیدرولیکی اشباع در کنترل ساختمان خاک نیز است (ریو و اسپوسیتو، a و b، 1991). برای کمی کردن تغییرات ساختمان خاک نیاز به یک شاخص می‌باشد.

توزیع اندازه خاکدانه‌ها به‌عنوان شاخصی از ساختمان به کار رفته است. بنابراین چند شاخص تجربی برای توزیع کامل اندازه خاکدانه‌ها به گونه کمی ارائه شده است. میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها MWD^3 و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها GMD^4 از جمله این شاخص‌ها می‌باشند (بیرمردیان و همکاران، 2005). از شاخص‌های جدید کمی‌کننده ساختمان خاک پارامترهای فراکتالی هستند. برخی از پژوهش‌ها (بیرمردیان و همکاران، 2005) نشان داده است که پارامترهای فراکتالی بهتر از دیگر شاخص‌های ساختمان خاک مانند MWD می‌توانند

³ Mean weight diameter

⁴ Geometric mean diameter

¹ Pedotransfer functions

² Particle size distribution

خاک‌ها میزان خاکدانه‌های ریز بسیار زیاد بود. علاوه بر این محققان در حین اندازه‌گیری توزیع اندازه خاکدانه‌ها شاهد فراوانی خاکدانه‌های ریز بودند.

برای توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز و درشت منابع مختلفی وجود دارد ولی هیچکدام استاندارد نیست و هرکدام بر اساس کاربردی که دارند دامنه‌هایی در نظر گرفته‌اند (نیگوت و همکاران، 2005؛ بارتولی و همکاران، 1999). ولی در این مقاله خاکدانه‌های 0-2 میلی‌متر به عنوان خاکدانه‌های ریز در نظر گرفته شد. برای محاسبه GMD از خاکدانه‌هایی با قطر 0/25 تا 8/0 میلی‌متر استفاده شد.

برای به دست آوردن منحنی PSD در آغاز خاک را هوا خشک کرده و سپس از الک 2 میلی‌متر عبور داده شد. برای به دست آوردن اجزای ذرات سیلت و رس روش هیدرومتری به کار رفت (گی و ار، 2002). پس از خواندن هیدرومتر در سوسپانویون خاک، برای جداسازی ذرات شن از رس و سیلت محتویات سیلندر را روی الک 0/05 میلی‌متر ریخته و ذرات شن در دامنه‌های قطری شن خیلی ریز (0/05 تا 0/10 میلی‌متر)، شن ریز (0/1 تا 0/25 میلی‌متر)، شن متوسط (0/25 تا 0/5 میلی‌متر)، شن درشت (0/5 تا 1 میلی‌متر) و شن خیلی درشت (1 تا 2 میلی‌متر) جداسازی شد. میانگین هندسی قطر ذرات $(D_g)^3$ و انحراف استاندارد هندسی قطر ذرات $(S_g)^4$ با روش شیرازی و بورسما (1984) و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD) با روش جان و کیم (2002) تعیین شد.

تعیین ابعاد فراکتالی

مطالعات میلان و همکاران (2007) نشان می‌دهد که مدل فراکتالی پریر و بیرد (2002) و پریر (2003) قابلیت برازش بر توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز را داشته و به‌خوبی می‌تواند آن‌ها را توصیف کند. در این پژوهش برای به دست آوردن پارامترها و بعد فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز از مدل پریر و بیرد (2002) و بیرد و پریر (2003) بهره‌گیری شد که معادله به گونه زیر است:

$$m(x \leq x_i) = (\alpha^{D-3})(L^{D-3})(x_i)^{3-D} \quad (1)$$

$m(x \leq x_i)$: جرم تجمعی یا درصد تجمعی ذرات یا خاکدانه‌های ریز با قطر کوچکتر مساوی x_i : نسبت

اثر تیمارها را جدا کنند. بررسی‌های پرشماری برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک انجام شده است (تیلر و ویت‌کرفت، 1990؛ آریا و همکاران، 1999 b؛ تیتجه و هنینگز، 1996؛ بیرد و دکستر، 1997) ولی در هیچ کدام از این پژوهش‌ها از پارامترهای فراکتالی PSD و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز برای برآورد K_s بهره‌گیری نشده و سودمندی آن‌ها بررسی و سنجش نشده است. بنابراین اهداف این پژوهش عبارت بودند از: 1. بررسی بهبود برآورد K_s با بهره‌گیری از پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات خاک 2. بررسی بهبود برآورد K_s با بهره‌گیری از پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز و سنجش کارایی آن‌ها با پارامترهای مرسوم ساختمان خاک در برآورد K_s .

مواد و روش‌ها

محل نمونه برداری

برای انجام این پژوهش تعداد 260 نمونه دست خورده و دست نخورده از لایه‌های رویین و زیرین خاک-های استان گیلان آماده شد. نمونه برداری در لایه‌های سطحی از عمق 10-35 سانتیمتر و در لایه‌های زیرسطحی از عمق 20-45 سانتیمتر بر اساس ضخامت هر لایه از وسط آن صورت گرفت. برای برداشت نمونه دست‌نخورده از سیلندرهایی با ارتفاع 4 سانتی‌متر و قطر 5/1 سانتی‌متر بهره‌گیری شد. جرم مخصوص ظاهری با به کارگیری سیلندرهای نمونه‌برداری و پس از خشک کردن نمونه‌ها در دمای 105 درجه سانتی‌گراد در آن تعیین شد (گروسمان و رینسچ، 2002). هدایت هیدرولیکی اشباع در نمونه‌های دست‌نخورده با روش بار ثابت و بار افتان اندازه‌گیری شد (کلوت و دیرکسن، 1986). توزیع اندازه ذرات (PSD) و توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز ASD^1 و GMD در خاک‌های دست خورده اندازه‌گیری شدند. علت استفاده از خاکدانه‌های ریز بررسی تأثیر ریز ساختمان² خاک بر K_s بود.

به همین علت از کل دامنه اندازه خاکدانه‌ها که شامل خاکدانه‌های درشت نیز می‌شود استفاده نشد. از طرف دیگر خاک‌های مورد مطالعه در این تحقیق غالباً اسمکتیتی بودند (دواتگر و همکاران، 1384). در خاک-های اسمکتیتی تشکیل خاکدانه‌های ریز خیلی زیاد است. چراکه رس اسمکتیت در تشکیل خاکدانه‌های ریز تأثیر زیادی داشته و موجب بهبود ریز ساختمان خاک می‌گردد (زانگ و هورن، 2001). احتمالاً به همین علت در این

³ Geometric mean diameter

⁴ Geometric standard deviation

¹ Micro-aggregate size distribution

² Micro-structure

آزمون نرمال بودن داده‌ها انجام شد و متغیرهایی که توزیع نرمال نداشتند تبدیل شده سپس همه متغیرها استاندارد شدند به گونه‌ای که میانگین صفر و واریانس یک داشتند. چگونگی تبدیل متغیرهای غیر نرمال به حالت نرمال در جدول زیر آمده است.

تشابه، L : پارامتر مدل و D : بعد فراکتالی می‌باشد. نکته مهم این است که روابط جرم- اندازه بر پایه فرض ثابت بودن جرم مخصوص ظاهری خاکدانه‌ها می‌باشد (پریر و بیرد، 2002 و بیرد و پریر، 2003). در محاسبه ضرایب این مدل نیز نیازی به جرم مخصوص ظاهری خاکدانه‌ها نیست و تنها با رسم جرم تجمعی خاکدانه‌ها در مقابل میانگین اندازه آن‌ها این ضرایب به دست می‌آیند.

جدول 1- معادلات بکار رفته برای نرمال کردن متغیرهای با توزیع غیر نرمال

پارامتر	معادله	پارامتر	معادله
S	$S^* = 18/57 \ln(S) - 31/59$	a_a	$a_a^* = -1/712 a_a^2 + 5/747 a_a - 3/182$
C	$C^* = -0/004 C^2 + 1/302 C - 4/361$	D_a	$D_a^* = 10/29 D_a - 8/036$
BD	$BD^* = 0/975 BD + 0/029$	L_a	$L_a^* = -1/566 L_a^2 + 5/360 L_a - 2/930$
a_p	$a_p^* = -2/655 a_p^2 + 6/276 a_p - 2/495$	GMD	$GMD^* = 1/055 GMD^{0.880}$
D_p	$D_p^* = 2/946 D_p^2 - 3/922 D_p + 2/046$	S_g	$S_g^* = -0/002 S_g^2 + 1/613 S_g - 32/21$
L_p	$L_p^* = -2/463 L_p^2 + 5/824 L_p - 2/257$	D_g	$D_g^* = 0/048 \ln(D_g) + 0/222$
K_s	$K_s^* = 0/227 \ln(K_s) + 1/131$		

BD: جرم مخصوص ظاهری، a_p و L_p : پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات، D_p : بعد فراکتالی توزیع اندازه ذرات، a_a و L_a : پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (کمتر از 2 میلی متر)، D_a : بعد فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز، GMD : میانگین هندسی قطر خاکدانه‌های 25-8 میلی‌متر، S_g : میانگین هندسی قطر ذرات، D_g : انحراف استاندارد هندسی قطر ذرات، K_s هدایت هیدرولیکی اشباع، S : شن، C : رس

هر گام یک تابع انتقالی (PTF) ایجاد شد. بنابراین در شش گام PTF1 تا PTF6 ایجاد شدند. متغیرهای ورودی برای هر گام در جدول 2 نشان داده شده است.

داده‌ها به گونه تصادفی به دو گروه داده‌های آموزش و آزمون جدا شدند که 67 درصد داده‌ها در بخش آموزش و 33 درصد داده‌ها در بخش آزمون مدل‌ها به کار رفتند. توابع انتقالی برای برآورد K_s در شش گام ایجاد شدند. در

جدول 2- متغیرهای ورودی (نرمال و استاندارد شده)

در هر گام برای توابع برآورد K_s	
PTF	متغیرهای ورودی برای هر گام
PTF1	S, C/Si, BD
PTF2	S, C/Si, BD, D_p , L_p
PTF3	S, C/Si, BD, a_a , D_a
PTF4	S, C/Si, BD, GMD
PTF5	S, C/Si, BD, D_g , S_g
PTF6	C/Si, BD, D_p , L_p , D_a , L_a

VIF کمتر از 10 باشد و مشکل همراستایی ایجاد نشود از نسبت رس به سیلت استفاده شد و بعضی از پارامترهای مستقل که بیشترین همبستگی را با یکدیگر داشتند از ورودی حذف شدند. در PTF2 با حذف پارامتر فراکتالی (a_p)، در PTF3 با حذف پارامتر فراکتالی (L_a) و در PTF6 با حذف شن و پارامترهای فراکتالی (a_a و a_p) مشکل همراستایی حل شد.

برای بررسی همراستایی¹ بین متغیرهای مستقل از فاکتور تورم واریانس² (VIF) استفاده شد (رضایی ارشد و همکاران، 1391). متغیرهایی که VIF آنها کمتر از 10 باشد مشکل همراستایی نخواهند داشت. ارزیابی VIF در این تحقیق با نرم‌افزار SPSS.19 صورت گرفت. برای اینکه

1. Redundancy
2. Variance inflation factor

خاک در مثلث یافت نشان می‌دهد که بیشتر این نمونه‌ها در کلاس‌های بافتی متوسط تا سنگین قرار دارند (شکل 1). نتایج مقایسه میانگین آزمون t برای ارزیابی وجود اختلاف چشمگیر میان دو مجموعه آموزش و آزمون نشان داد که تفاوت میان میانگین هر یک از متغیرها، به جز بعد فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (در پایه احتمال 5%) چشمگیر نبود (نتایج نشان داده نشده است)

همبستگی بین ویژگی‌های مورد بهره‌گیری

ضریب همبستگی خطی متغیرهای مطالعه شده در جدول 4 نشان داده شده است. همبستگی پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات (L_p و α_p) با رس منفی و معنی‌دار ولی با هدایت هیدرولیکی اشباع مثبت و معنی‌دار بود. بعد فراکتالی توزیع اندازه ذرات (D_p) با رس همبستگی مثبت و معنی‌دار ولی با هدایت هیدرولیکی اشباع همبستگی منفی و معنی‌دار (در پایه احتمال 1%) نشان داد. چرا که با رسی‌تر شدن خاک بعد فراکتالی افزایش ولی K_s کاهش پیدا می‌کند (تیلر و ویت‌کرفت، 1990؛ میلان و همکاران، 2003).

شاید علت یافته حاصله این باشد که مقدار K_s در خاک شنی به علت وجود درصد بالای منافذ درشت بیشتر است (عباسی، 1386). پس با افزایش رس منافذ درشت کاهش یافته و K_s کاهش می‌یابد. هر چند که ساختمان خاک نیز یکی از عوامل مؤثر بر K_s است. سالاکو (2006) علت این رابطه را به شکل‌های مختلف ذرات که یافته فرآیندهای به هم پیوستن و جدا شدن ذرات است ربط داد. احمدی و همکاران (1389) هم دلیل رابطه‌ی مثبت و معنی‌دار رس با بعد فراکتالی توزیع اندازه ذرات را حاکی از توان بالای مدل‌های فراکتالی در شبیه‌سازی درصد رس خاک دانستند. میلان و همکاران (2003) نیز نشان دادند که بعد فراکتالی توزیع اندازه ذرات خاک با رس رابطه مثبت و معنی‌دار و با شن منفی و معنی‌دار دارد.

هدایت هیدرولیکی اشباع با جرم مخصوص ظاهری همبستگی مثبت و معنی‌دار در سطح احتمال 5% نشان داد (جدول 2). احتمالاً علت آن افزایش جرم مخصوص ظاهری با افزایش درصد شن باشد. K_s با میانگین هندسی قطر ذرات همبستگی مثبت و معنی‌دار و با انحراف استاندارد هندسی ذرات همبستگی منفی و معنی‌دار نشان داد. زرین فر و همکاران (1390) بیان کردند از آنجایی که میانگین هندسی و انحراف معیار هندسی قطر ذرات خاک شاخص‌های مهمی از دانه‌بندی خاک هستند و نقش هر سه گروه ذرات در مقدار این پارامترها ظاهر می‌شوند، لذا ترکیب‌هایی از این پارامترها می‌توانند بهترین متغیرهای

برای بررسی درستی توابع انتقالی از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خطا¹ ($RMSE$)، معیار اطلاعات آکایک² (AIC) (آکایک، 1974) و ضریب بهبود نسبی³ (RI) بهره‌گیری شد. با توجه به اینکه K_s با تبدیل \ln نرمال شد، به همین علت از $\ln K_s$ در محاسبه آماره‌ها استفاده شد.

ریشه میانگین مربعات خطا، $RMSE$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{N}} \quad (2)$$

معیار اطلاعات آکایک، AIC

$$AIC = N \ln \left[\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{N} \right] + 2n_p \quad (3)$$

ضریب بهبود نسبی:
(4)

$$RI = \frac{RMSE_1 - RMSE_i}{RMSE_1} \times 100 \quad i = 2, \dots, 6$$

در روابط فوق n_p تعداد پارامترهای مدل که باید برآورد شوند، N تعداد نمونه‌های خاک، y_i و \hat{y}_i به ترتیب K_s اندازه‌گیری شده و برآوردی مدل می‌باشند. $RMSE_i$ مجذور میانگین مربعات خطای $PTF1$ و $RMSE_i$ مجذور میانگین مربعات خطای $PTF2$ تا $PTF6$.

نتایج و بحث

ویژگی‌های آماری همه متغیرهای مورد بهره‌گیری در این پژوهش (که مستقیماً اندازه‌گیری شده و یا از طریق مدل‌های فراکتالی برآورد شده‌اند) برای مجموعه داده‌های آموزشی و آزمون به تفکیک در جدول 3 نشان داده شده است.

همه متغیرهای مربوط به بافت و ساختمان خاک و نیز پارامترهای فراکتالی برآورد شده دارای دامنه تغییرات بالایی بودند که دلالت بر بالا بودن قابلیت کاربرد PTF ‌های ایجاد شده می‌باشد. زیرا که بهره‌گیری از PTF ‌ها در محدوده داده‌های به کار گرفته شده برای آموزش با دقت بیشتری همراه خواهد بود (آنگارو و همکاران، 2005). برای غالب متغیرها محدوده تغییرات و میانگین آن‌ها برای مجموعه داده‌های آموزش و آزمون مشابه بود. در مجموعه داده‌های آموزش و آزمون میانگین درصد رس بیشتر از شن است. توزیع بافت 260 نمونه

¹ Root mean square error

² Akaike information criterion

³ Relative improvement

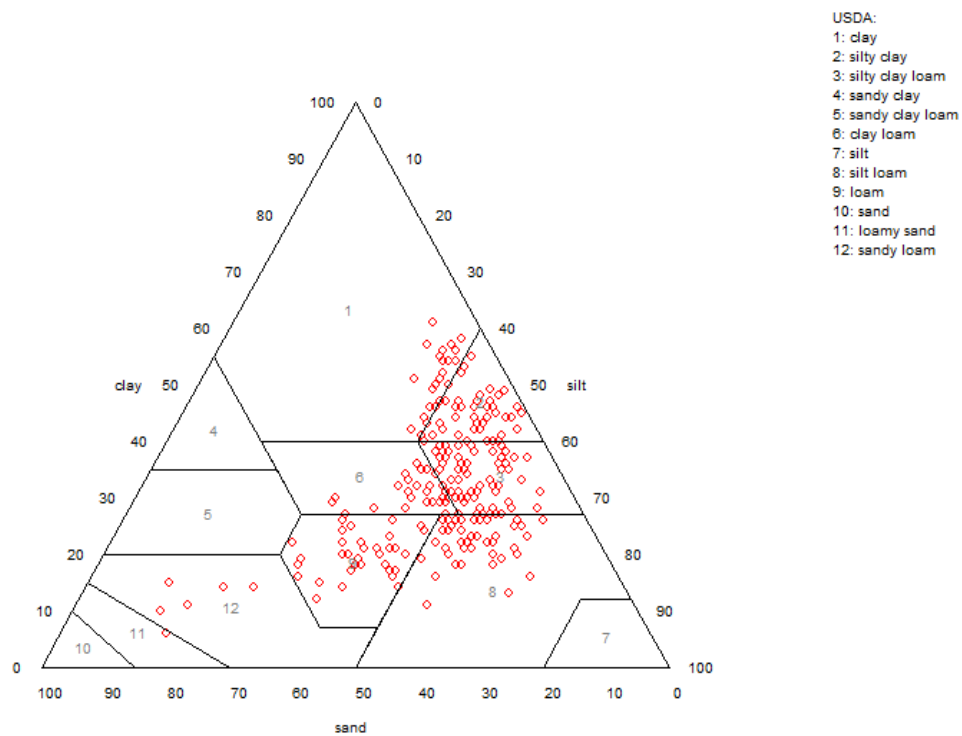
همکاران (1390) بر پایه رابطه‌ی مارشال (1985) که برای هدایت هیدرولیکی اشباع ارائه شده است، نشان دادند که منافذ بزرگتر باعث افزایش هدایت هیدرولیکی اشباع می‌شوند.

مستقل ورودی برای پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع باشند. آریا و پاریس (1981) نشان دادند شعاع منافذ خاک با شعاع ذرات رابطه مستقیم دارند. بنابراین ذرات با قطر بزرگتر متناظر با منافذ بزرگتر می‌باشند. زرین فر و

جدول 3- آماره‌های توصیفی متغیرهای بررسی شده در مجموعه داده‌های آموزش و آزمون

S (%) [*]	C (%)	BD (gcm ⁻³)	α_p	D _p	L _p	α_a	D _a	L _a	GMD (mm)	S _g (-)	D _g (mm)	K _s (cm/hr)	
آموزش													
20/3	31/9	1/21	0/82	2/85	0/82	1/13	2/83	1/13	1/58	10/35	0/02	0/06	میانگین
13/7	11/14	0/24	0/2	0/05	0/19	0/3	0/08	0/3	0/5	2/46	0/03	0/16	انحراف استاندارد
1	6	0/71	0/63	2/65	0/62	0	2/68	0	0/77	5/43	0/004	0	کمینه
77	61	1/78	3/15	2/94	2/88	2/09	3	2/09	2/07	17/32	0/36	1/91	بیشینه
172	172	170	170	170	170	34	34	34	9	173	173	168	تعداد
آزمون													
18/7	33/1	1/20	0/79	2/86	0/79	1/19	2/79	1/19	1/58	9/93	0/02	0/15	میانگین
13/2	11/2	0/2	0/09	0/05	0/09	0/15	0/06	0/16	0/49	2/07	0/04	0/7	انحراف استاندارد
3	6/18	0/75	0/64	2/62	0/64	1	2/68	0/99	0/89	6/29	0/004	0	کمینه
77/2	57/3	1/79	1/24	2/94	1/24	1/49	2/89	1/49	2/04	15/46	0/3	4/87	بیشینه
112	112	84	84	84	84	17	17	17	5	86	86	83	تعداد

*علائم اختصاری در زیر جدول 1 آمده است.



شکل 1- توزیع بافت خاک 260 نمونه بهره‌گیری شده در این پژوهش

ویژگی‌های خاک نشانه‌ای از ماهیت فراکتالی ویژگی‌های خاک است که می‌توانند رفتار متغیرها در خاک را به خوبی تعیین کنند. بنابراین بهره‌گیری از این پارامترها به عنوان برآوردگر برای برآورد K_s دارای پایه فیزیکی بوده و به صورت آزمون و خطا انجام نگرفته است و می‌توان از پارامترهای فراکتالی برای توسعه توابع انتقالی بهره‌گیری کرد (بیات، 1387). از سوی دیگر وجود این همبستگی‌ها به فهم روابط موجود بین ویژگی‌های خاک کمک کرده و در بهبود درستی و قابلیت اعتماد PTF ها مؤثر خواهند بود (بیات و همکاران، 2011).

توسعه توابع انتقالی

درگام اول ($PTF1$) ویژگی‌های پایه خاک (سیلت/لوس، شن و جرم مخصوص ظاهری) به عنوان تخمین‌گر در روش رگرسیونی خطی چند متغیره مورد بهره‌گیری قرار گرفتند که نتایج آن در جدول 5 نشان داده شده است. $RMSE$ و AIC بر اساس lnK_s است. زیرا داده‌های خام K_s با ln نرمال شده‌اند. اجزای بافت خاک

به همین علت K_s با میانگین هندسی قطر ذرات همبستگی مثبت و معنی‌دار نشان داد. با افزایش انحراف معیار هندسی قطر ذرات پراکندگی اندازه ذرات زیاد شده و ذرات با قطر کوچکتر منافذ درشت بین ذرات با قطر بزرگتر را کاهش داده و باعث کاهش هدایت هیدرولیکی اشباع می‌شود. به همین علت همبستگی K_s با انحراف استاندارد هندسی ذرات منفی و معنی‌دار شده است.

بعد فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها همبستگی خطی و چشمگیری با K_s نداشتند. شاید یکی از دلایل عدم همبستگی خطی K_s با پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز پوشش اثر آن‌ها توسط خاکدانه‌های درشت بوده باشد. چراکه خاکدانه‌های درشت نیز بر K_s تأثیر قابل توجهی دارند. اما همبستگی غیر خطی K_s با پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز (α_a و L_a)، بعد فراکتالی (D_a) و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها بهتر از رابطه خطی آن‌ها بود (نتایج نشان داده نشده است). این یافته نشان دهنده رابطه غیر خطی و پیچیده پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز با K_s می‌باشد. وجود همبستگی بین پارامترهای فراکتالی و

جدول 4- ضریب همبستگی خطی بین متغیرها و پارامترهای (داده‌های اصلی) مطالعه شده

	S (%) ^s	C (%)	BD (g/cm ³)	K_s (cm/hr)	α_p	D_p	L_p	α_a	D_a	L_a	S_g (mm)	D_g (mm)
C	-0/72**	1										
BD	0/29**	-0/13*	1									
K_s	0/30**	-0/24**	0/14*	1								
α_p	0/60**	-0/41**	0/24**	0/16*	1							
D_p	-0/91**	0/90**	-0/27**	-0/33**	-0/5**	1						
L_p	0/64**	-0/44**	0/25**	0/17**	0/99**	-0/54**	1					
α_a	-0/02	0/1	-0/18	-0/09	-0/08	0/07	-0/07	1				
D_a	-0/28*	0/29*	0/21	-0/22	-0/29*	0/31*	-0/3*	-0/13	1			
L_a	-0/02	0/1	-0/18	-0/08	-0/07	0/07	-0/06	0/99**	-0/13	1		
S_g	-0/74**	0/97**	-0/12	-0/21**	-0/47**	0/87**	-0/5**	0/09	0/29*	0/09	1	
D_g	0/85**	-0/58**	0/26**	0/36**	0/44**	-0/83**	0/46**	-0/02	-0/2	-0/02	-0/5**	1
GMD	0/33	-0/34	-0/47	0/16	0/2	-0/34	0/2	0/33	-0/35	0/32	-0/37	0/33

^s. همه نشانه‌ها در زیر جدول 1 یاد شده‌اند.

می‌رسد که این متغیرها به تنهایی تخمین‌گرهای خوبی برای K_s نیستند. شاید بافت متوسط تا سنگین خاک‌های مورد بررسی در این پژوهش و یا نوع رس‌های غالب عامل متفاوت بودن نتایج این پژوهش با دیگر تحقیقات گزارش شده باشد.

در تابع انتقالی دوم ($PTF2$) بهره‌گیری از پارامتر-های فراکتالی توزیع اندازه ذرات موجب کاهش معنی‌دار $RMSE$ و AIC در گام آزمون شد. هوانگ و پاورز

تخمین‌گر خوبی برای K_s در خاک‌های شنی هستند (جینز و تیلر، 1984). با افزایش شن خاک K_s افزایش و با افزایش رس خاک K_s کاهش می‌یابد (راولز و براکسنیک، 1982). کلب و هورن برگر (1978) و پراسورمن و الشورباگی (2006) نیز گزارش کردند که استفاده از جرم مخصوص ظاهری، شن و رس موجب بهبود برآورد K_s گردید. درستی و قابلیت اعتماد 1 PTF نسبت به دیگر PTF ها کم است (جدول 3). به نظر

ایجاد نکرده است. وجود همبستگی معنی‌دار در پایه 1% بین BD و D_g (جدول 2) تأییدی بر این تحلیل است. لازم به یادآوری است که مشابه سایر مدل‌ها عدم وجود همراستایی در این مدل نیز از طریق آماره VIF بررسی و مورد تأیید قرار گرفت.

اگر $PTF4$ و $PTF5$ با $PTF2$ و $PTF3$ مقایسه گردد، معلوم می‌شود که پارامترهای فراکتالی ذرات و خاکدانه‌های ریز نسبت به میانگین هندسی و انحراف استاندارد هندسی قطر ذرات و خاکدانه‌ها توانایی بیشتری در برآورد صحیح تر K_s نشان دادند. این یافته شاید نشان دهنده برتری پارامترهای فراکتالی نسبت به پارامترهای مرسوم در برآورد K_s باشد.

در تابع انتقالی ششم ($PTF6$) از پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز افزون بر خصوصیات پایه خاک به عنوان برآوردگر بهره‌گیری شد. نتایج نشان داد که در هر دو گام آموزش و آزمون نسبت به توابع انتقالی گام‌های پیشین $RMSE$ و AIC کاهش بسیاری نشان دادند. RI در گام‌های آموزش و آزمون به ترتیب 45/0 و 17/9 درصد بود که مقدار قابل ملاحظه‌ای می‌باشد. این یافته نشان می‌دهد که افزوده کردن همزمان این دو گروه از پارامترها بیشترین اثر را در بهبود برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع داشته است. به نظر می‌رسد وابستگی K_s به بافت (دکستر و همکاران، 2004) و ساختمان خاک (فلورین و رینز، 2005) علت اصلی این یافته باشد. زیرا پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز به ترتیب روابط اندازه و جرم اجزای معدنی و خاکدانه‌های خاک را کمی می‌نمایند که بر توزیع اندازه منافذ مؤثر بوده و از عوامل کارا در حرکت آب در خاک هستند.

تابع انتقالی ششم ($PTF6$) از بین شش تابع انتقالی بهترین نتیجه را بطور نسبی برای هر دو مرحله آموزش و آزمون نشان داد. این تابع کمترین $RMSE$ را در هر دو مرحله داشت.

ضرایب و مدل‌های رگرسیون تابع انتقالی هر گام در جدول 6 نشان داده شده است. برای استفاده از مدل‌های ارائه شده در جدول 6 کابرن باید ابتدا متغیرهای ورودی را بر اساس روابط جدول 1 نرمال نمایند. سپس متغیرهای نرمال شده را استاندارد نمایند به گونه‌ای که میانگین صفر و واریانس یک داشته باشند. در مرحله بعد متغیرهای استاندارد شده را در فرمول‌های جدول 6 قرار دهند تا مقادیر K_s نرمال استاندارد شده حاصل شود که با تبدیل‌های معکوس مقادیر اصلی K_s به دست خواهد آمد.

(2003) نیز بر پایه فرض آریا و پاریس (1981) از مدل‌های PSD برای برآورد هدایت هیدرولیکی بهره‌گیری کردند. آن‌ها از 4 مدل توزیع اندازه ذرات که از 1 تا 4 پارامتر برازشی داشتند بهره‌گیری نموده و مشاهده نمودند که مدل یک پارامتری جکی بهترین برآورد را برای هدایت هیدرولیکی خاک نشان داده است. نتایج آن‌ها نشان داد که رابطه خطی بین توزیع اندازه ذرات و منافذ که در مدل آریا پاریس (1981) تعریف شده است برای بیشتر خاک‌ها مناسب نیست و رابطه غیر خطی بین توزیع اندازه ذرات و منافذ در بیشتر خاک‌ها مناسب‌تر است.

در تابع انتقالی سوم ($PTF3$) بهره‌گیری از پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز درستی و قابلیت اعتماد تخمین K_s را به گونه معنی‌داری افزایش داد. میزان بهبود (RI) در گام‌های آموزش و آزمون به ترتیب 42/66 و 25/6 درصد بود. این در حالیکه که اندازه RI برای $PTF2$ در گام آموزش 7/5- درصد بود که در برابر مقدار معادل آن برای $PTF3$ بسیار کمتر است. این یافته نشان دهنده اهمیت تأثیر عوامل ساختمانی یعنی توزیع اندازه خاکدانه‌ها بر هدایت هیدرولیکی اشباع است. احتمالاً علت آن اثر توزیع اندازه خاکدانه‌ها بر توزیع اندازه منافذ باشد. در واقع ساختمان خاک اصلاح‌کننده شرایط نامناسبی از خاک است که در اثر بافت خاک ایجاد شده‌اند (بردی و ویل، 2002).

در تابع انتقالی چهارم ($PTF4$) میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها به مدل افزوده و دیده شد که $RMSE$ و AIC آن در هر دو گام آموزش و آزمون نسبت به $PTF1$ کاهش یافته است. این یافته نشان دهنده کارایی بالای میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها در بهبود برآورد K_s می‌باشد.

در تابع انتقالی پنجم ($PTF5$) افزون بر ویژگی‌های پایه خاک از پارامترهای D_g و S_g به عنوان برآوردگر بهره‌گیری شد که $RMSE$ و AIC آن در هر دو گام آموزش و آزمون نسبت به $PTF1$ بهبود معنی‌داری نشان ندادند. این یافته بر خلاف نتایج کمپل (1985) است که برای برآورد K_s یک معادله فیزیکی-تجربی پیشنهاد و آن را تابعی از D_g و S_g گزارش کرد. هر چند هدف کمپل از وارد کردن D_g و S_g در مدل خود در نظر گرفتن همبستگی K_s با BD بود. وریکن و همکاران (1990) نیز از D_g و S_g برای تخمین K_s استفاده کردند و نتیجه مثبت آن را گزارش نمودند. همچنین D_g و S_g چون اطلاعاتی در مورد توزیع هندسی قطر ذرات می‌دهند (شیرازی و بورسما، 1984)، بنابراین احتمال دارد تأثیر آن‌ها در برخی موارد چشمگیر باشد. احتمالاً چون در این پژوهش BD در مدل وجود داشته است بهره‌گیری از D_g و S_g به‌بودی در برآوردها

جدول 5- آماره‌های ارزیابی کارایی توابع انتقالی در برآورد لگاریتم هدایت هیدرولیکی اشباع

	آموزش			آزمون		
	RMSE	RI	AIC	RMSE	RI	AIC
PTF1	0/40	-	554/01	0/39	-	218 /36
PTF2	0/43	-7/54	569/42	0/35	10/3	192/21*
PTF3	0/23	42/66	20/85*	0/32	25/6	17/07*
PTF4	0/25	37/5	-3/34*	0/33	15/4	-0/85*
PTF5	0/39	2/5	546/61	0/38	2/6	212/71
PTF6	0/22	45/0	18/40*	0/32	17/9	10/47*

*. نشان دهنده تفاوت معنی‌دار در سطح احتمال 5% هر کدام از PTFها در مقایسه با PTF1 می‌باشد.

جدول 6- توابع رگرسیونی ایجاد شده و ضرایب آن‌ها برای تخمین مقادیر استاندارد شده $1/131\ln(K_s) + 0/227$

PTF	مدل‌ها و ضرایب مدل‌ها	R ²	تعداد نمونه‌ها
PTF1	$0/245S^* + 0/018C/Si^* + 0/165BD^* + 0/007$	0/13	236
PTF2	$0/022S^* - 0/004 C/Si^* + 0/033BD^* + 0/009 D_p^* - 0/1 L_p^* + 0/017$	0/02	232
PTF3	$0/147S^* - 0/01 C/Si^* + 0/226BD^* - 0/204 \alpha_a^* - 0/155 D_a^* + 0/566$	0/33	49
PTF4	$0/179S^* - 0/012 C/Si^* + 0/275 BD^* + 0/066 GMD^* + 0/262$	0/19	13
PTF5	$-0/356S^* + 0/015 C/Si^* + 0/149BD^* + 0/659 D_g^* + 0/045 S_g^* - 0/002$	0/18	236
PTF6	$-0/013C/Si^* + 0/19BD^* + 0/094D_p^* + 0/114 L_p^* - 0/247D_a^* - 0/247L_a^* + 0/567$	0/35	49

• C/Si نسبت رس به سیلت است.

• وجود علامت ستاره بر روی پارامترها نشان‌دهنده تبدیل نرمال آن‌ها است که در جدول 1 نشان داده شده است.
در ضمن در این جدول از مقادیر استاندارد شده آن‌ها استفاده شده است.

نتیجه‌گیری

ماهیت فراکتالی ویژگی‌های خاک باشد. بهره‌گیری از اطلاعات جزئی‌تر بافت خاک (D_g و S_g) تأثیر چشمگیری در افزایش درستی توابع انتقالی نداشت. روی هم رفته بهره‌گیری از پارامترهای فراکتالی به عنوان برآوردگر برای K_s پیشنهاد می‌شود.

سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند که از کمک‌های مؤسسه تحقیقات برنج برای آماده کردن بخشی از داده‌های این پژوهش دوستانه سپاسگزاری نمایند، چرا که بدون همکاری آن مؤسسه محترم انجام این پژوهش شدنی نبود.

پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز همبستگی غیر خطی قوی و معنی‌دار با K_s نشان دادند. افزایش پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز به طور جدا یا همزمان به گونه گام به گام به مدل‌ها، سبب افزایش درستی برآورد K_s نسبت به گام‌های پیشین شده است. این افزایش درستی در مدلی که از پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز بهره جست، بیشتر بود. این یافته نشان دهنده اهمیت ساختمان خاک در برآورد مقادیر K_s است و می‌تواند تاییدی بر

فهرست منابع:

1. احمدی، ع. نیشابوری، م.ر. اسدی، ح. 1389. ارتباط بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات با برخی خصوصیات فیزیکی خاک. مجله دانش آب و خاک. 20(1): 73-80
2. بیات ح، 1387. ایجاد توابع انتقالی برای پیشبینی منحنی رطوبتی از طریق شبکه‌های عصبی مصنوعی (ANNs) و مدیریت گروهی داده‌ها (GMDH) با استفاده از پارامترهای فرکتالی و تجزیه به مولفه‌های اصلی. پایان نامه دکتری گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

3. رضایی، ع.، نیشابوری، م. ر. و سپاسخواه، ع. 1384. ارزیابی مدل‌های شبیه‌سازی منحنی مشخصه آب خاک بر اساس توزیع دانه بندی ذرات خاک. مجله دانش کشاورزی. 15 (2): 119-130.
4. زرین فر، س.، قهرمان، ق.، داوری، ک. 1390. ارائه توابع انتقالی جهت پیش بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های گراولی با استفاده از رگرسیون حداقل مربعات جزئی. 25 (3): 617-624
5. دوات‌گر، ن.، کاووسی، م.، علی‌نیا، م. ح.، پیکان، م. 1384. بررسی وضعیت پتاسیم و اثر خواص فیزیکی و شیمیایی خاک بر آن در شالیزارهای استان گیلان. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی 4: 71-88.
6. شفیع‌ی، آ. 1375. مطالعه‌ی فراکتال‌ها و کاربرد آنها. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده مهندسی مکانیک. دانشگاه صنعتی اصفهان
7. عباسی، ف. 1386. "فیزیک خاک پیشرفته". انتشارات دانشگاه تهران. 250 صفحه.
8. Addiscott, T.M. 1993. Simulation modelling and soil behavior. *Geoderma*, 60, 15-40.
9. Akaik, H. 1974. A New Look at the statistical model identification. *IEEE Transaction on automatic control* AC-19: 716-723
10. Arya, L.M., and J.F. Paris. 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal* . 45:1023-1030.
11. Arya, L.M., Leij, F.J., Van Genuchten, M.Th., and P.J. Shouse. 1999b. Relation between hydraulic conductivity function and the particle- size distribution. *Soil Science Society of America Journal* 63: 1063-1070.
12. Bartoli, F., Bird, N.R.A., Gomendy, V., Vivier, H and Niquet, S. 1999. The relation between silty soil structures and their mercury porosimetry counterparts: fractals and percolation. *European Journal of Soil Science*. 50, 9-22
13. Bayat, H., Neyshabouri, M.R., Mohammadi, K., and N.Nariman-Zadeh. 2011. Estimating Water Retention with Pedotransfer Functions Using Multi-Objective Group Method of Data Handling and ANNs. *Pedosphere*. 21 : 107-114.
14. Bird, N.R.A., and A.R. Dexter. 1997. Simulation of water retention using random fractal networks. *European Journal of Soil Science*. 48: 633-641
15. Bird, N.R.A., and E.M.A. Perrier. 2003. The PSF model and soil density scaling. *European Journal of Soil Science*. 54: 467-476.
16. Brady, N.C., and R.R. Weil. 2002. *The nature and properties of soils*. 12 th edition. Prentice Hall.
17. Campbell, G.S. 1985. *Soil Physics with Basic. Transport Models for Soil-Plant Systems*. Developments in soil Science, Vol. 14. Elsevier, Amsterdam. 150pp.
18. Clap, R.B., and G.M. Hornberger. 1978. Empirical equations for some soil-hydraulic properties. *Water Resources Research*. 117: 311-314
19. Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B. and Ginn, T.R. 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.* 20: 682-690.
20. Dexter, A.R., Czyz, E.A., and O.P. Gate. 2004. Soil structure and the saturated hydraulic conductivity of subsoils. *Soil Till. Res.* 79: 185-189.
21. Florian, S.C., and H. Rainer. 2005. Modeling the soil water retention curve for conditions of variable porosity. Published in *Vadose Zone Journal*. 4: 602-613.
22. Gee, G.W., and D. Or. 2002. Particle- Size Analysis. PP. 225-295. In: Dane, H.J and Topp, G.C. (eds) *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*. Soil Science Society of America Inc,

23. Grossman, R.B., and T.G.Reinsch. 2002. Bulk density and linear extensibility. PP. 201-228. In: Dane.H.J and Topp.G.C. (eds) Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. Soil Science Society of America Inc,
24. Jarvis, N.J., Zavattaro, L., Rajkai, K., Reynolds, W.D., Olsen, P. A., McGechan, M., Mecke, M., Mohanty, B., Leeds-Harrison, P.B., and D.Jacques. 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma*. 108: 1-17.
25. Jaynes, D.B., and E.J.Tyler. 1984. Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. *Soil Science*. 138:298–305.
26. John, R., and S.Kim. 2002. Methods of Soil Analysis Part 4 Physical Methods. Perkins U.S. Geological Survey, Menlo Park, California. 317-328.
27. Hwang, S.I., and S.E.Powers. 2003. Using particle-size distribution models to estimate soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America*. 67:1103–1112.
28. Kao, C.S. and Hunt, J.R. 1996. Prediction of wetting front movement during one-dimensional infiltration into soils. *Water Resour Res*. 9(2): 384–395.
29. Klute, A., and C.Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. PP. 687-734. In: A.Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1. 2nd edition.. ASA and SSSA, Madison, WI
30. Kumar, S., Gupta, S.K., and S.Ram. 1994. Inverse technique for estimating transmissivity and drainable pore space utilizing data from subsurface drainage experiment. *Agricultural Water Management*. 26: 41-58.
31. Legout, C., Leguedois, a.b.s., Lebissonnais, b.y. 2005. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared with aggregate stability measurements. *European Journal of Soil Science*. 56, 225–237
32. Leij, F., Schaap, M.G. and Arya, L.M. 2002. Water retention and storage: Indirect methods. PP. 1009–1045. In: J.H. .Dane and G.C. Topp (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 4. SSSA Book Ser. No. 5. Soil Science Society of America Journal, Madison
33. Marshall, T.J. 1958. A relationship between permeability and size distribution of pores, *J. Soil Science*, 9: 1-8
34. Minasny, B., Hopman, J., Harter, W.T., Eching, S.O., Toli, A. and Denton, M.A. 2004. Neural networks prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multistep outflow data. *Soil Science Society of America Journal*. 68: 417– 429
35. Millan, H., Gonzalez-Posada, M., Aguilar, M., Dominguez, J., and L.Cespedes. 2003. On the fractal scaling of soil data . Particle-size distributions. *Geoderma*. 117: 117-128.
36. Millán, H., González-Posada, M., Morilla, A.A. and Pérez, E. 2007. Self-similar organization of Vertisol microstructure: A pore–solid fractal interpretation. *Geoderma* 138: 185–190.
37. Mishra, S., Parker, J.C., and N.S.Singhal. 1989. Estimating of soil hydraulic properties and their uncertainty from particle size distribution data. *J. Hydrol* .108: 1-18.
38. Mualem, Y. 1976a. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res*. 12:513-522.
39. Mualem, Y. 1976b. A catalogue of the hydraulic properties of unsaturated soils. Research project no. 442 Technion, Israel Institute of Technology, Haifa, Israel.
40. Parasuraman, K., A.Elshorbagy. 2006. Estimating saturated hydraulic conductivity in spatially variable fields using neural network ensembles. *Soil Science Society of America Journal*. 70: 1851–1859.
41. Perrier, E., Rieu, M., Sposito, G., and G. Marsily. 1996. A computer model of the water retention curve for soils with a fractal pore size distribution. *Water Resour. Res*. 32: 3025-3031.

42. Perrier, E., N.Bird. 2002. Modelling soil fragmentation : the PSF approach. *Soil Tillage Res.* 64: 91-99.
43. Pirmoradian, N., Sepaskhah, A.R., and M.A.Hajabbasi. 2005. Application of fractal theory to quantify soil aggregate stability as influenced by tillage treatments. *Biosystems Engin.* 90(2): 227-234.
44. Rawls, W.J., and D.L.Brakensiek. 1982. Estimating soil water retention from soil properties. *J. Irrig. Drain. Div., Proc. ASCE.* 198 (IR2): 166– 171.
45. Rawls, W.J., Gish, T.J and Brakensiek.D.L.1991.Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics.*Adv. Soil Science.*9, 213-234
46. Rawls, W.J., and D.L.Brakensiek. 1995. Utilizing fractal principles for predicting soil hydraulic-properties. *Journal of Soil and Water Conservation.* 50: 463-465
47. Rieu, M., and G.Sposito. 1991a. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. I. Theory. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 1231–1238.
48. Rieu, M., and G.Sposito. 1991b. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. II. Applications. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 1239–1244.
49. Salako, F.K. 2006. Fractal scaling of soil particles in agricultural landscapes of Nigerian savannas. *Int.Agrophysics.* 20: 337-344
50. Shani, U., R.J. Hanks, E. Bresler, and C.A.S. Oliveira. 1987. Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential water content relations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:298-302.
51. Shirazi, M. A., and L.Boresma. 1984. A unifying quantitative of soil texture. *Soil Science Society of America Journal.* 48 : 142- 147.
52. 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.
53. Tyler, S.W., and S.W.Wheatcraft. 1990. Fractal process in soil water retention. *Water Resour. Res.* 26: 1047-1054.
54. Ungaro, F., Calzolari, C., and E.Busano. 2005. Development of pedotransfer functions using a group method of data handling for the soil of the Pianura Padano- Veneta region of north Italy: Water retention properties. *Geoderma.* 124:293-317.
55. Vereecken, H., Maes, J. and Feyen, J. 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Sci.* 149:1–12.
56. Wagner, B., Tarnawski, V.R., Hennings, V., Muller, U., Wessolek, G., and R.Plagge. 2001. Evaluation pedprtransfer function for unsaturayed soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma.* 102:275-297.
57. West, L.T., Abreu, M.A ., and J.P.Bishop. 2008. Saturated hydraulic conductivity of soil in the Southern piedmont of Georgia, USA: Field evaluation and relation to horizon and landscape properties. *Catena.* 73: 174-179.
58. Wosten, J.H.M., Pachepsky, Ya.A., and W.J.Rawls. 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics, *Journal of Hydrology (Amsterdam).* 251: 123-150.
59. Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. and Darius, P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science.* **148**: 389–403
60. Young, I.M., and J.W.Crawford. 1991. The fractal structure of soil aggregates: its measurement and interpretation. *Soil Science Society of America Journal.* 42: 187-192.
61. Young, I.M., Crawford, J.W., and C.Rappoldt. 2001. New method and models for characterizing structural heterogeneity of soil . *Soil and Tillage Res.* 61: 33-45.
62. Zhang, B. and Horn, R. 2001. Mechanisms of aggregate stabilization in Ultisols from subtropical China. *Geoderma* 99: 123

Use of Fractal Parameters of Particles and Micro-Aggregate Size Distributions for Estimation of Saturated Hydraulic Conductivity in Soils of Guilan Province

H. Bayat¹, A. Sedaghat, N. Davatgar, and A. A. Safari Sinejani

Assistant Professor, Bu Ali Sina University; E-mail: h.bayat@basu.ac.ir

M. Sc. student of Bu Ali Sina University; E-mail: azadehsedaghat65@gmail.com

Assistant Professor, Rice Research Institute of Iran; E-mail: n_davatgar@yahoo.com

Professor, Bu Ali Sina University; E-mail: aa-safari@basu.ac.ir

Received: September, 2012 & Accepted: February, 2014

Abstract

Soil saturated hydraulic conductivity (K_s) is one of the most important soil physical properties. Its direct measurements is difficult, expensive, and time consuming because of spatial and temporal variability. Therefore, pedotransfer functions have been used to estimate K_s . The purpose of this study was to improve the estimation of K_s using fractal parameters of particle and micro-aggregate size distributions and to compare their efficiency with the structural parameters at six stages in the estimation of K_s . As a matter of fact, one pedotransfer function was developed in each stage with different input variables. In this study, 260 soil samples were taken from different parts of Guilan province, Iran. Particle and micro-aggregate size distributions (0-2 mm) were measured and fractal model of Bird and Perrier (2003) was fitted to them and their parameters were calculated. Significant correlations ($P < 0.01$) were found between K_s and fractal parameters of particles and micro-aggregates. Estimation of K_s was improved and root mean square error (RMSE) decreased significantly by using fractal parameters of soil particles and micro-aggregates as predictors. Using geometric mean diameters of soil aggregates at the stage four improved K_s estimations significantly, but, using geometric mean and standard deviation of soil particles at the stage five did not improve K_s estimations significantly. Using fractal parameters of particles and micro-aggregates, simultaneously, at the stage six, decreased RMSE considerably and had the highest effect on the estimation of K_s . Generally, fractal parameters may be successfully used as input parameters to improve the estimates of K_s by the pedotransfer functions.

Keywords: Fractal theory, Geometric mean diameters of particles, Pedotransfer functions

¹ Corresponding author: Soil Science Department, Faculty of Agriculture, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran.