Archive of SID

نشریه دانش آب و خاک / جلد ۲۸ شماره ۴ صفحه‌های ۱۹۶ تا ۲۰۹ / سال ۱۳۹۷

کاربرد و مقایسه توابع انتقالی بین‌المللی برای خاک‌های استان مازندران و آذربایجان شرقی

سیران مجیدی گنجی[۱]، حسین بیات[۲]*، آزاده صداقت[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا- همدان

۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا- همدان

۳- دانشجوی سابق کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا- همدان

*مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: h.bayat@basu.ac.ir

چکیده

در این مطالعه قابلیت کاربرد ۱۶ سری از توابع انتقالی ایجادشده توسط محققان مختلف برای تخمین منحنی مشخصه آب خاک (SWCC)[۱] ۵۷ نمونه خاک از استان‌های مازندران و آذربایجان شرقی مورد بررسی قرار گرفت. درصد رس، شن، سیلت، جرم مخصوص ظاهری و حقیقی، درصد کربن آلی و عمق نمونه‌برداری به‌عنوان پارامترهای زودیافت و مقدار رطوبت در مکش‌های مختلف و پارامترهای مدل ون‌گنوختن و بروکس و کوری به‌عنوان پارامترهای دیریافت خاک در نظر گرفته شدند. مقادیر اندازه‌گیری‌شده و برآوردشده رطوبت در مکش‌های مختلف با همدیگر مقایسه و توابع انتقالی توسط شاخص‌های آماری ارزیابی گردیدند. نتایج نشان داد که درصد رس، کربن آلی و جرم مخصوص ظاهری دارای همبستگی معنی‌داری با غالب ضرایب منحنی‌های رطوبتی بودند. تابع کمپل و شیوزاوا که تابع انتقالی پارامتریک با متغیرهای ورودی درصد رس، شن و جرم مخصوص ظاهری بود با انتگرال جذر میانگین مربعات خطا (IRMSE)[۲] و معیار اطلاعات آکایک (AIC)[۳] به‌ترتیب (cm^3cm^{-3}) ۰/۰۶۷۶ و ۳۶۰۰- و تابع انتقالی پارامتریک مایر و جارویس با متغیرهای ورودی درصد شن، رس، سیلت، کربن آلی و جرم مخصوص ظاهری با IRMSE و AIC به‌ترتیب (cm^3cm^{-3}) ۰/۲۴۵۲ و ۱۹۰۰- به‌ترتیب بهترین و بدترین نتایج تخمین رطوبت را در دامنه مکش صفر تا ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر داشتند. نتایج این پژوهش نشان داد که می‌توان از برخی توابع انتقالی بین‌المللی جهت تخمین رطوبت برای خاک‌های ایران استفاده نمود.

واژه‌های کلیدی: ایران، تخمین، توابع انتقالی، منحنی مشخصه آب خاک، ویژگی‌های زودیافت خاک

[1] . Soil water characteristic curve
[2] . Integral root mean square error
[3] . Akaike's information criterion

www.SID.ir

Archive of SID

Application and Comparison of International Pedotransfer Functions for Mazandaran and East Azarbaijan Soils

S Majidi Ganji [1], H Bayat[2]*, A Sedaghat [3]

[1] M.Sc. Student, Dept. of Soil Science, Faculty of Agric., Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran
[2] Assoc. Prof., Dept. of Soil Science, Faculty of Agric., Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran
[3] Former M.Sc. Student, Dept. of Soil Science, Faculty of Agric., Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran
*Corresponding Author, Email: h.bayat@basu.ac.ir

Abstract

In this study, the applicability of 16 series of the developed pedotransfer functions for estimating soil water characteristic curve (SWCC) of 57 soil samples from Mazandaran and East Azarbaijan provinces were examined. Clay, sand and silt percentages, bulk density, soil particle density, organic carbon percentage and depth of sampling were used as readily available soil parameters to estimate the water contents at different matric suctions, while parameters of Brooks and Corey and van Genuchten models were considered as difficult to measure soil parameters. The measured and estimated water contents at the different matric suctions were compared with each other and the pedotransfer functions were evaluated by statistical criteria. The results showed that clay and organic carbon percentages and bulk density had significant correlations with the most of the coefficients of the Brooks and Corey and van Genuchten models. The Campbell and Shiosawa parametric pedotransfer functions with the inputs of clay and sand percentages and bulk density had the amounts of IRMSE=0.0676 cm3cm-3 and AIC= -3600 (the best model) and Mayr and Jarvis parametric pedotransfer functions with the inputs of clay, silt, sand and organic matter percentages and bulk density had the amounts of IRMSE= 0.2452 cm3cm-3 and AIC= -1900 (worst model), for the 0 to 15000 cm matric suctions. The results showed that some of international pedotransfer functions could be used to estimate the water content of Iranian soils.

Keywords: Estimation, Iran, Pedotransfer functions, Readily available soil properties, Soil water characteristic curve

مقدمه

منحنی مشخصه آب خاک (SWCC)[1]، نشان‌دهنده رابطه بین پتانسیل ماتریک و درصد رطوبت خاک می‌باشد (دسبارات ۱۹۹۵). از این منحنی در مسایل مربوط به حرکت آب در خاک در حالت اشباع و غیراشباع استفاده فراوانی می‌شود. همچنین از روی این منحنی می‌توان به چگونگی نگهداری آب در خاک پی برده و مقدار آب قابل ذخیره در خاک را در هر پتانسیل به‌دست آورد. منحنی مشخصه آب خاک نه‌تنها رطوبت خاک در مکش‌های گوناگون را که در مدیریت آب خاک مهم است نشان می‌دهد، بلکه ویژگی‌های دیگری مانند توزیع اندازه منافذ، تخلخل کل و رطوبت قابل بهره‌گیری خاک را نیز بیان می‌کند (رومانو و چریکو ۲۰۰٤). اندازه‌گیری منحنی مشخصه آب خاک در آزمایشگاه وقت‌گیر، مشکل و پرهزینه است (سکستن و همکاران ۱۹۸٦) و به‌علت

[1] . Soil water characteristic curve

www.SID.ir

Archive of SID

تغییرپذیری مکانی و زمانی بالای خصوصیات هیدرولیکی خاک، تعداد نمونه‌های زیادی برای توصیف دقیق منحنی مشخصه آب خاک در شرایط مزرعه مورد نیاز است (خداوردیلو و همکاران ۲۰۱۱). محققان به دنبال روش‌ها و روابطی هستند که به‌توان این قبیل خصوصیات خاک (خواص دیریافت) را از روی ویژگی-هایی که به‌طور ساده به‌دست می‌آیند (خواص زودیافت)، تخمین بزنند. یکی از این روش‌های غیر مستقیم برای برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی دیریافت خاک، توابع انتقالی خاک[1] می‌باشند (بوما ۱۹۸۹). در حقیقت، توابع انتقالی خاک، خصوصیات زودیافت خاک را به سایر خصوصیات خاک ارتباط می‌دهند.

در همین راستا، روش‌های غیر مستقیمی مانند روش‌های رگرسیون خطی (قربانی دشتکی و همایی ۲۰۰٤)، شبکه‌های عصبی مصنوعی (شاپ و همکاران ۱۹۹۸)، روش‌های غیر پارامتریک (نمس و همکاران ۲۰۰٦)، مدیریت گروهی داده‌ها (توماسلا و همکاران ۲۰۰۳)، مدیریت چند هدفی گروهی داده‌ها (بیات و همکاران ۲۰۱۱ و ۲۰۱۳b) و روش ماشین بردار پشتیبان (تواراکیوا ۲۰۰۹) به‌منظور توسعه توابع انتقالی و تخمین ویژگی‌های دیریافت خاک مانند منحنی مشخصه آب خاک به‌کار گرفته می‌شوند.

در دو دهه اخیر تلاش‌های زیادی برای ایجاد توابع انتقالی نقطه‌ای و پارامتریک توسط روش‌های گوناگونی صورت گرفته است. علی‌رغم توابع انتقالی فراوان ایجادشده، بررسی قابلیت استفاده این توابع به‌ویژه در ایران بسیار محدود بوده است. در ارزیابی توابع سه هدف عمده شامل ۱- تطابق به محدوده وسیعی از خاک‌های مختلف ۲- عدم انحراف سیستماتیک از مقادیر اندازه-گیری‌شده و ۳- دقت مد نظر می‌باشد (ترابی فارسانی و قهرمان ۲۰۰۷). مسئله انتقال PTFها از محل تولید آن به محل دیگر با خصوصیات کم و بیش یکسان و یا متفاوت هنوز به‌طور کامل حل نشده است. توابع متعددی از داده-های بین المللی ایجاد شده است. با توجه به این که دامنه وسیعی از خاک‌ها در ایجاد این توابع به‌کار برده شده است، احتمال دارد که قابلیت تخمین آن‌ها در خاک‌های مختلف از جمله ایران خوب باشد.

مدل‌های بروکس و کوری (۱۹٦٤) و ون‌گنوختن (۱۹۸۰) از پرکاربردترین مدل‌های منحنی مشخصه آب خاک هستند، که در توابع انتقالی پارامتریک، رطوبت خاک از طریق انها براورد شده است.

در بررسی استفاده از توابع ایجادشده، اینکه کدام‌یک از دو مدل مذکور در هر خاکی بالاترین قابلیت تخمین را داشته و در صورت نیاز به‌تخمین رطوبت خاک از طریق این مدل‌ها قابلیت تخمین کدام مدل با چه متغیر-های ورودی بالاتر خواهد بود، تا کنون مورد بررسی قرار نگرفته است.

بنابراین هدف این پژوهش بررسی قابلیت کاربرد ۱٦ تابع بین‌المللی برای خاک‌های استان‌های مازندران و آذربایجان شرقی و انتخاب بهترین تابع به‌همراه مدل منحنی مشخصه آب خاک مربوطه (بروکس و کوری یا ون‌گنوختن) برای استفاده در این خاک‌ها بود.

مواد و روش‌ها

نمونه‌برداری از سطح استان‌های مازندران و آذربایجان شرقی

در این پژوهش ۵۷ نمونه خاک از استان‌های مازندران (۲۷ نمونه) و آذربایجان شرقی (۳۰ نمونه)، به‌صورت دست خورده و دست نخورده از لایه‌های سطحی (۱۵-۰ سانتی متر) و زیر سطحی (۵۵-۲۰ سانتی‌متر) جمع-آوری شد. نمونه‌های دست نخورده با استفاده از سیلندرهای استیل با قطر ۵/۱ و ارتفاع ٤/۵ سانتی‌متر برداشت شدند. کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه در استان مازندران شالیزار، جنگل و مرتع بود. مواد مادری منطقه شامل سنگ آهک، شیل، کنگلومرا و ماسه سنگ می‌باشد. در استان آذربایجان شرقی مواد مادری منطقه از رسوبات کواترنری نشأت گرفته است. کاربری اراضی

[1]. Pedotransfer functions

www.SID.ir

Archive of SID

منطقه مورد مطالعه به‌صورت زمین زراعی، مرتع و جلگه آبرفتی است.

پس از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، نمونه‌های دست خورده هوا خشک شده و سپس از الک دو میلی‌متر عبور داده شدند. بافت خاک نمونه‌ها به روش هیدرومتر (گی وار ۲۰۰۲) و ماده آلی به روش والکی - بلک (والکی بلک ۱۹۳٤) اندازه‌گیری شد. جرم مخصوص ظاهری با روش استوانه‌های نمونه‌برداری اندازه‌گیری شد (گروسمن و رینش ۲۰۰۲). برای اندازه‌گیری منحنی مشخصه آب خاک، رطوبت در مکش‌های صفر، ۱، ۲ و ۵ کیلو پاسکال با استفاده ازجعبه شن[1] و ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۱۵۰۰ کیلوپاسکال با استفاده از صفحات فشاری[2] اندازه‌گیری شد.

ویژگی‌های آماری پارامترهای اندازه‌گیری‌شده خاک‌های به کار رفته در این پژوهش درجدول ۱ نشان داده شده است. در کل ۵۷ نمونه خاک در کلاس‌های بافتی رسی (۱۱نمونه)، رس‌سیلتی (٤ نمونه)، لوم (۱۵نمونه)، لوم‌سیلتی (۱۳ نمونه)، لوم‌رسی‌سیلتی (۳ نمونه)، لوم‌رسی (۳ نمونه)، لوم‌رسی‌شنی (۲ نمونه)، لوم‌شنی (۵ نمونه) و شنی (۱ نمونه) بر اساس سیستم طبقه‌بندی وزارت کشاورزی آمریکا (USDA) قرار دارند (هیات نقشه‌برداری خاک، ۱۹۷۵).

جدول۱- ویژگی‌های آماری متغیرهای ورودی و پارامترهای مدل‌های بروکس و کوری و ون‌گنوختن.

ویژگی‌های خاک	آماره			
	میانگین	کمینه	بیشینه	انحراف معیار
جرم مخصوص ظاهری (gcm^{-3})	۱/٤۰	۱/۰۲	۱/۸۷	۰/۱۵
کربن آلی (درصد)	۳/۲۲	۰/۱۲	۱۱/۰٤	۳/۵۰
رس (درصد)	۲۷/٦۸	۷/۵۱	٦۵/٦۰	۱۵/۱۷
سیلت (درصد)	۳۸/۰۰	۲/۵۰	۷۹/۵۰	۱۷/٦۱
شن (درصد)	۳٤/۲٤	۵/۹۰	۸۹/۹۹	۱٦/۹۲
عمق نمونه برداری (cm)	۱۵/۹۷	۵	۵۵	۱۰/۷۲
$\theta_{s\,(BC)}$ (cm^3cm^{-3})	۰/۵۳	۰,۳۲۱	۰/٦۸۰	۰/۰٦۵
$\theta_{r\,(BC)}$ (cm^3cm^{-3})	۰/۰۲۳	۰/۰۰	۰/۲٤۹	۰/۰٦۰
λ	۰/۱۷۵	۰/۰۷	۱/۲٤۷	۰/۱٦۰
h_b (cm)	۰/۰۸٦	۰/۰۰۵	۰/۳۳۹	۰/۰۸۱
θ_s (cm^3cm^{-3})	۰/۵۵۹	۰/۳۲٦	۰/۷٦۲	۰/۰۸۵
θ_r (cm^3cm^{-3})	۰/۰۷٦	۰/۰۰	۰/۳۰۵	۰/۱۰۱
α (cm^{-1})	۰/۳۱۸	۰/۰۱۳	۰,۹۳۳	۰/۳۷۳
n	۱/۲۹	۱/۰۳	٤/۹٤	۰/٦۹۸

مقدار بالای جرم مخصوص ظاهری (gcm^{-3}) ۱/۸۷ مربوط به نمونه خاک لوم‌شنی با درصد شن ۵۹/۰۷، سیلت ۲۸/۱٦ و رس ۱۲/۷۷ بود. در خاک‌های شنی مقدار جرم مخصوص ظاهری افزایش می‌یابد، اما در خاک رسی به دلیل خاک‌دانه‌های فراوان مقدار آن کاهش می‌یابد (بایبوردی، ۲۰۰۹).

مدل‌های منحنی مشخصه آب خاک

[1]. Sand box
[2]. Pressure plate

www.SID.ir

Archive of SID

به منظور توصیف منحنی مشخصه آب خاک مدل‌های بروکس و کوری (۱۹٦٤) و ون‌گنوختن (۱۹۸۰) با استفاده از نرم‌افزار RETC بر داده‌های تجربی برازش شدند.

$$\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}=\begin{cases}\left(\frac{h_b}{h}\right)^{\lambda} & h>h_b\\ 1 & h\le h_b\end{cases} \qquad [۱]$$

$$\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}=\frac{1}{\left[1+(\alpha h)^n\right]^m} \qquad [۲]$$

معادله‌های ۱ و ۲ به‌ترتیب مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن را نشان می‌دهند. در معادله‌های فوق θ، θ_r و θ_s به‌ترتیب مقدار رطوبت حجمی خاک، رطوبت حجمی باقیمانده و اشباع برحسب سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب می‌باشند و h: مکش ماتریک برحسب سانتی‌متر بود. در مدل بروکس و کوری (معادله ۱) h_b: مکش ورود هوا به خاک برحسب سانتی‌متر، λ: ضریب توزیع اندازه منافذ خاک که بر روی شیب تابع نگه‌داشت منحنی مشخصه آب خاک تأثیر می‌گذارد. در مدل ون‌گنوختن (معادله ۲) m پارامتر عدم تقارن مدل است که بر اساس فرض معلم m=1-1/n در نظر گرفته شد. n در ارتباط با توزیع اندازه منافذ خاک و شیب منحنی مشخصه آب خاک است. α: عکس مکش ورود هوا به‌خاک است. در این پژوهش از توابع انتقالی ایجادشده در ۱٦ منبع برای برآورد ضرایب مدل‌های بروکس و کوری و ون‌گنوختن استفاده شد. این توابع انتقالی همراه با متغیرهای مورد نیاز هر تابع در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. در

جدول۲- فهرست ۱۶ سری توابع انتقالی با متغیرهای مورد نیاز هر سری.

ردیف	منبع	مدل	عمق نمونه‌برداری (cm)	جرم مخصوص ظاهری (gcm^{-3})	کربن‌آلی (٪)	رس (٪)	سیلت (٪)	شن (٪)
۱	ساکستون و همکاران (۱۹۸۶)	BC		+		+		+
۲	کمپل و شیوزاوا (۱۹۹۲)	BC		+		+		+
۳	راولز و براکنسیک (۱۹۸۵)	BC		+		+		+
۴	ویلیامس و همکاران (۱۹۹۲)-مدل الف	BC		+		+		+
۵	ویلیامس و همکاران (۱۹۹۲)-مدل ب	BC		+	+	+		+
۶	استرولد و چانگ (۱۹۸۰)	BC	+	+		+		+
۷	مایر و جارویس (۱۹۹۹)	BC		+	+	+	+	+
۸	وستن و همکاران (۱۹۹۹)	VG	+			+	+	+
۹	وارالیای و همکاران (۱۹۸۲)	VG		+		+		
۱۰	وریکن و همکاران (۱۹۸۹)	VG		+	+	+		+
۱۱	وستن و همکاران (۱۹۹۹)	VG	+	+	+	+	+	
۱۲	توماسلا و هودنت (۱۹۹۸)	VG			+	+	+	
۱۳	راولز و همکاران (۱۹۸۲)	VG		+	+	+	+	+
۱۴	گوپتا و لارسون (۱۹۷۹)	VG		+	+	+	+	+
۱۵	راجکایی و وارالیای (۱۹۹۲)	VG		+	+	+		+
۱۶	راولز و همکاران (۱۹۸۳)	VG		+	+	+	+	+

BC و VG به ترتیب نشان‌دهنده مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن می‌باشند. + نشان دهنده استفاده از آن متغیر به‌عنوان متغیر ورودی می‌باشد

توابع انتقالی ایجادشده در منابع ۱۳ تا ۱٦ با استفاده از متغیرهای ذکر شده در هر معادله مقدار رطوبت در تمامی مکش‌ها برآورد شده است. توضیحات بیشتر در مورد معادله‌های آورده‌شده در مقالات مربوطه و توابع انتقالی گوبر و همکاران (۲۰۱۰) ذکر شده است.

با استفاده از سری توابع (منظور از سری توابع، مجموع توابعی هستند که در یک منبع برای برآورد ضرایب

www.SID.ir

Archive of SID

منحنی مشخصه آب خاک مانند θ_r، θ_s، h_b و λ در مدل بروکس و کوری ایجاد شده‌اند) ۱ تا ۷ ضرایب مدل بروکس و کوری و با استفاده از سری توابع ۸ تا ۱۶ ضرایب مدل ون‌گنوختن تخمین‌زده شدند. با استفاده از پارامترهای تخمین زده‌شده، منحنی مشخصه آب خاک پیش‌بینی‌شده برای هر سری توابع محاسبه شد. سپس منحنی مشخصه آب خاک پیش‌بینی‌شده و منحنی مشخصه آب خاک اندازه‌گیری‌شده (برازش شده) به‌صورت منحنی به منحنی با استفاده از معیارهای ارزیابی با هم مقایسه شدند.

برای بررسی دقت توابع انتقالی مورد مطالعه از معیارهای آماری ضریب تعیین[1] (R^2)، انتگرال ریشه میانگین مربعات خطا[2] (IRMSE)، انتگرال میانگین خطا[3] (IME) (تیتجه و تاپکن‌هنریش، ۱۹۹۳) و معیار اطلاعات آکایک [4] (AIC)، استفاده شد.

نتایج و بحث

همبستگی بین متغیرهای ورودی و خروجی

ضریب همبستگی پیرسون بین پارامترهای مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن با متغیرهای مستقل در جدول ۳ آمده است. همبستگی منفی و معنی داری (در سطح احتمال ۱ درصد) بین θ_s در هر دو مدل ون‌گنوختن و بروکس و کوری با درصد شن مشاهده شد (جدول ۳). چرا که وجود شن به دلیل تخلیه سریع و سطح ویژه کم، اثر منفی در نگه‌داری آب خاک دارد.

قربانی دشتکی و همکاران (۲۰۱۱) و طلوعی و همکاران (۲۰۱۵) نیز اثر معنی‌دار و منفی درصد شن در توابع انتقالی ایجاد شده برای تخمین رطوبت را نشان دادند. مطالعات انجام شده در خاک‌های مناطق مختلف، همگی بر تأثیر منفی شن در نگه‌داری رطوبت تأکید داشته‌اند (راولز و پاچپسکی ۲۰۰۲). همبستگی مثبت و معنی‌داری (در سطح احتمال ۱ درصد) بین θ_s هر دو مدل با مقدار رس و ماده آلی مشاهده شد (جدول ۳). طلوعی و همکاران (۲۰۱۵) گزارش کردند که ماده آلی از طریق افزایش تخلخل و سطح ویژه منجر به افزایش نگهداری رطوبت در مکش‌های مختلف می‌شود. صداقت و همکاران (۲۰۱۶) نیز اثر رس بر نگهداری رطوبت را گزارش کردند. ولی همبستگی بین θ_s هر دو مدل با جرم مخصوص ظاهری خاک منفی و معنی دار (در سطح احتمال ۱ درصد) بود. به طور کلی با افزایش رس مقدار رطوبت در یک مکش معین افزایش می‌یابد (بای بوردی ۲۰۰۳). در مکش‌های بالا آب در منافذ ریز خاک نگهداری شده و درصد رس خاک تاثیر مهم‌تری بر میزان رطوبت دارد (هیل، ۱۹۹۸). ولی در مکش‌های پایین رطوبت خاک بیشتر تحت تاثیر ویژگی‌های ساختمانی خاک (مانند جرم مخصوص ظاهری) است (توماسلا و همکاران ۲۰۰۳). احتمالا به همین علت θ_s هر دو مدل دارای همبستگی منفی و معنی‌دار با جرم مخصوص ظاهری خاک بودند. θ_s با شن، رس، کربن آلی و جرم مخصوص ظاهری رابطه معنی‌داری داشت. از نظر فیزیکی قابل درک است که رطوبت اشباع شامل تمامی اجزای آب ثقلی، آب کاپیلاری و آب هیگروسکوپیک می‌باشد و به کلیه عواملی که بر توزیع اندازه منافذ تأثیر می‌گذارند بستگی داشته باشد (جانا و همکاران ۲۰۰۷).

بین پارامتر n مدل ون‌گنوختن و بروکس وکوری (بر اساس گوبر و پاچپسکی (۲۰۱۰) در این پژوهش، λ معادله بروکس-کوری برابر با n در نظر گرفته شده است) و درصد سیلت همبستگی مثبت و معنی‌داری (در سطح احتمال ۵ درصد) مشاهده شد (جدول ۳). پارامتر α مدل ون‌گنوختن همبستگی مثبت و معنی‌دار (در سطح احتمال ۵ درصد) با درصد سیلت

[1] . Coefficient of determination
[2] . Integral root mean square error
[3] . Integral mean error
[4] . Akaike's information criterion

www.SID.ir

Archive of SID

داشت. برخی از محققان تأثیر توزیع اندازه ذرات و توزیع اندازه خاکدانه‌ها را بر پارامترهای مدل ون‌گنوختن مطالعه کردند (گوبر و همکاران ۲۰۰۳). سیلرز و همکاران (۲۰۰۱) گزارش کردند که پارامتر α توسط منافذ درشت کنترل می‌شود و هر چقدر درصد منافذ درشت در خاک بیشتر باشد، ورود هوا در مکش‌های نزدیک به اشباع رخ خواهد داد. عموما افزایش رس موجب کاهش پارامتر α مدل ون‌گنوختن و افزایش شن موجب افزایش پارامتر α ون‌گنوختن خواهد شد (راولز و همکاران ۱۹۸۲). وریکن و همکاران (۱۹۸۹) نیز همبستگی بین شن و پارامتر α ون‌گنوختن را گزارش کردند. در این پژوهش رابطه منفی بین ماده آلی و پارامتر α ون‌گنوختن مشاهده شده است. اصغری و همکاران (۲۰۱۶) نیز گزارش کردند که ماده آلی باعث افزایش مکش ورود هوا به خاک و کاهش پارامتر α می‌شود. شاید یکی از دلایل معنی‌دار نبودن برخی از همبستگی‌های بین ضرایب مدل‌های بروکس و کوری و ون‌گنوختن با متغیرهای ورودی، رابطه پیچیده بین این ضرایب با پارامترهای ورودی بکار برده شده باشد.

جدول۳- همبستگی بین متغیرهای ورودی وپارامترهای مدل‌های بروکس و کوری و ون‌گنوختن.

مدل	پارامتر	جرم مخصوص ظاهری (gcm^{-3})	کربن آلی (٪)	رس (٪)	سیلت (٪)	شن (٪)	عمق (cm)
BC	θ_r	۰/۱۵۱	۰/۲۱۷	۰/۱۵۱	-۰/۰۶۶	-۰/۰۶۹	۰/۰۹۶
	θ_s	-۰/۸۲۷**	۰/۵۱۴**	۰/۴۸۸**	۰/۰۵۱	-۰/۴۹۲**	۰/۰۰۸
	α	۰/۱۰۱	-۰/۰۵۸	-۰/۰۶۹	۰/۰۳۳	۰/۰۲۸	۰/۰۱۳
	n	-۰/۰۷۸	-۰/۰۲۳	-۰/۱۷۳	۰/۲۹۴*	-۰/۱۵۲	۰/۱۴۲
VG	θ_r	-۰/۰۰۹	-۰/۱۸۰	-۰/۰۹۶	۰/۳۵۷**	-۰/۲۸۵*	۰/۰۹۷
	θ_s	-۰/۷۲۶**	۰/۴۲۸**	۰/۳۴۹**	-۰/۱۴۵	-۰/۴۶۶**	۰/۰۵۱
	α	۰/۰۷۵	-۰/۲۴۳	-۰/۲۳۱	۰/۳۱۵*	-۰/۱۱۹	۰/۱۵۹
	n	-۰/۰۹۷	۰/۰۹۷	-۰/۰۲۲	۰/۲۶۲*	-۰/۲۴۵	۰/۰۶۰

BC و VG به ترتیب نشان‌دهنده مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن می‌باشند. * و ** به‌ترتیب نشان دهنده همبستگی معنی‌دار در سطح ۵ و ۱ درصد می‌باشند.

قابلیت برازش دو مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن بر داده‌های تجربی منحنی مشخصه آب خاک

شاخصه‌های آماری آماره‌های ارزیابی دقت برازش مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن در جدول ٤ نشان داده شده است. این جدول نشان می‌دهد که به‌طور نسبی دقت برازش مدل ون‌گنوختن بیش از دقت برازش مدل بروکس و کوری است. چرا که مدل ون‌گنوختن دارای میانگین ضریب تعیین بیشتر و جذر میانگین مربعات خطا و آکایک کمتری نسبت به مدل بروکس و کوری می‌باشد. مدل بروکس و کوری به‌علت ناپیوستگی در نقطه مکش ورود هوا، در خاک‌های شنی دارای دقت برازش بیشتری است، ولی در خاک‌های متوسط و سنگین دقت برازش آن کاهش می‌یابد (ون‌گنوختن ۱۹۸۰). با توجه به اینکه غالب خاک‌های استفاده شده در این تحقیق دارای کلاس بافتی متوسط و ریز بودند، بنابراین طبیعی است که مدل ون‌گنوختن به‌علت فرم پیوسته معادله آن، دارای دقت برازش بیشتری باشد.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۴- شاخصه‌های آماری آماره‌های ارزیابی دقت برازش مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن.

آماره	میانگین	انحراف استاندارد	کمینه	بیشینه
	بروکس و کوری			
ME (cm^3cm^{-3})	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	-۰/۰۰۱	۰/۰۰۹
RMSE (cm^3cm^{-3})	۰/۰۲۱	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۰٤٤
AIC	-۸۱/۳	۹/۸	-۱۰۳/۷	-٦۱/٤
R^2	۰/۹۵۹	۰/۰٤۳	۰/۷۷٦	۰/۹۹٦
	ون‌گنوختن			
ME (cm^3cm^{-3})	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	-۰/۰۱۲	۰/۰۱۰
RMSE (cm^3cm^{-3})	۰/۰۱۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۱	۰/۰٤۱
AIC	-۸٦/۰	۱۵/٦	-۱۵٤/۳	-٦۲/۷
R^2	۰/۹٦۸	۰/۰۳۳	۰/۸۱۳	۱

ME میانگین خطا، RMSE جذر میانگین مربعات خطا، AIC معیار اطلاعات آکایک و R^2 ضریب تعیین می‌باشد.

قابلیت کاربرد ۱۶ سری توابع مورد بررسی

نتایج حاصل از ١٦ سری توابع انتقالی در جدول ۵ خلاصه گردیده است. هر کدام از سری‌های توابع انتقالی مربوطبه مدل‌های بروکس و کوری و ون‌گنوختن در جدول ۵ به‌ترتیب کمتر بودن IRMSE مرتب شده‌اند. به‌طور کلی تفاوت بین مقادیر پیش‌بینی‌شده و اندازه-گیری‌شده در کل توابع کم بود. مقادیر IRMSE برای توابع انتقالی مدل بروکس و کوری در محدوده ۰/۰٦۷ تا ۰/۲٤۵ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب قرار دارند. با توجه به جدول ۵، از گروه توابع انتقالی مربوط به مدل بروکس و کوری توابع کمپل و شیوزاوا (۱۹۹۲) و توابع ویلیامس و همکاران (۱۹۹۲)-مدل الف مناسب‌ترین سری‌های توابع برای پیش‌بینی رطوبت در مکش‌های مختلف بودند و تفاوت معنی‌داری باهم نداشتند. ولی دقت آن‌ها نسبت به دقت سری توابع ویلیامس و همکاران (۱۹۹۲)- مدل ب و مایر و جارویس (۱۹۹۹) به‌طور معنی‌داری بیشتر بود. احتمالا دقت بالای این توابع به‌دلیل تشابه دامنه متغیرهای ورودی استفاده شده برای ایجاد آن‌ها با دامنه داده‌های این پژوهش بود. با توجه به جدول ۵ توابع انتقالی مایر و جارویس (۱۹۹۹) که از گروه توابع انتقالی مدل بروکس کوری بودند، دارای دقت کمتری بوده و از متغیرهای کربن آلی، درصد رس، سیلت و شن و جرم مخصوص ظاهری به‌عنوان متغیر ورودی استفاده کردند. توابع انتقالی مایر و جارویس (۱۹۹۹) برای خاک‌های با درصد کربن آلی بیشتر از ۵ درصد و جرم مخصوص ظاهری کمتر از gcm^{-3} ۰/۹ مناسب نیست. ولی در این پژوهش تعدادی از خاک‌های استفاده شده (۲۰ نمونه خاک) دارای درصد کربن آلی بیشتر از ۵ درصد بودند. احتمالا به این علت بوده که دقت ان برای خاک‌های این تحقیق پایین بوده است. اما از لحاظ بافت خاک نیز بیشتر خاک‌های استفاده شده در توابع انتقالی مایر و جارویس (۱۹۹۹) بافت رسی، رس‌سیلتی و لوم‌رسی بودند (مایر و جارویس ۱۹۹۹). در حالیکه تمرکز بافت خاک نمونه‌های استفاده شده در این تحقیق در کلاس‌های لومی بود. نکته دیگر در خصوص توابع انتقالی مایر و جارویس (۱۹۹۹) این است که آنها برای ایجاد توابع رگرسیونی به‌طور همزمان از درصد رس، سیلت و شن به‌عنوان ورودی استفاده کردند. استفاده همزمان از این سه متغیر باعث ایجاد چند همخطی در معادلات رگرسیونی شده و مدل و ضرایب ان معتبر نخواهند بود. شاید یکی از علت‌های اصلی دقت پایین توابع انتقالی مایر و جارویس (۱۹۹۹) این نکته باشد.

نتایج حاصل از مقایسه میانگین آماره IRMSE برای توابع انتقالی مدل بروکس و کوری نشان داد تابع مایر و جارویس (۱۹۹۹) دقت تخمین کمتری (معنی‌دار در سطح ۵ درصد) نسبت به سایر توابع مدل بروکس و کوری داشت.

www.SID.ir

Archive of SID

با توجه به جدول ۵ بر اساس مدل ون‌گنوختن توابع گوپتا و لارسون (۱۹۷۹) IRMSE و AIC (به ترتیب (cm^3cm^{-3}) ۰/۰۷۳٦ و ۳۵۰۰-) کمتری (معنی‌دار در سطح ۵ درصد) نسبت به دیگر سری توابع داشتند. در نتیجه قابلیت اعتماد این توابع بیشتر است. در توابع انتقالی گوپتا و لارسون (۱۹۷۹) از متغیرهای ورودی بافت خاک، کربن آلی وجرم مخصوص ظاهری استفاده شده است و دامنه این ورودی‌ها شامل درصد شن (۹۸-۵)، سیلت (۱-۷۲)، رس (٦۵-۰)، درصد کربن آلی (۲۳-۰) و جرم مخصوص ظاهری (gcm^{-3} ۰/۱-۷/۸) مشابه با دامنه ورودی‌ها در این پژوهش می‌باشد و از معادله رگرسیون ساده نیز استفاده شده است. این محققان فرض‌های آماری را نیز برسی کرده‌اند. به‌همین علت تخمین‌های حاصل از آن دقت بالایی داشتند (گوپتا و لارسون ۱۹۷۹).

سیلت با افزایش منافذ متوسط در انتقال آب در مکش‌های مختلف نقش اساسی دارد (آریان‌پور و همکاران، ۲۰۱۳). ریتز و هاینس (۲۰۰۳) اظهار داشتند که افزودن بقایای گیاهی به مواد معدنی می‌تواند منجر به پیوند رس و موادآلی شود. این ترکیب پراکندگی رس را کاهش داده و از طرف دیگر باعث افزایش نگه‌داری آب در خاک می‌گردد. مدل ون‌گنوختن در رطوبت‌های بالا نسبت به رطوبت‌های کم دقت برازش بیشتری دارد. رز و همکاران (۱۹۹۱) نیز نتیجه مشابهی را گزارش کردند. با توجه به جدول ۵ در مدل ون‌گنوختن توابع انتقالی وریکن و همکاران (۱۹۸۹) دقت تخمین ضعیفی (معنی‌دار در سطح ۵ درصد) نسبت به غالب سری‌های توابع داشتند. این توابع از متغیرهای ورودی درصد شن (۹۷-۵)، رس (٥٤-۰)، درصد کربن آلی (٦-۰/۰۱) و جرم مخصوص ظاهری (gcm^{-3} ۱/۱-۰٤/۲۳) استفاده کردند که دامنه متغیرهای ورودی انها با آنچه در این پژوهش بود، تفاوت دارد و این یکی از دلایل احتمالی برای دقت پایین تخمین در این تابع می‌باشد. همچنین بیشتر نمونه‌های استفاده شده در این توابع دارای بافت‌های شنی، لوم‌سیلتی‌شنی و لوم‌سیلتی بودند. در حالی که در این پژوهش تعدادی از نمونه‌ها (۲۰ نمونه از ۵۷ نمونه) دارای بافت‌های رسی با کلاس‌های رسی‌سیلتی، رسی‌شنی و رسی بودند. این نکته می‌تواند دلیل دیگر بر تخمین ضعیف این توابع باشد. نتایج حاصل از مقایسه میانگین آماره IRMSE برای توابع انتقالی مدل ون‌گنوختن نشان داد که توابع وستن و همکاران (۱۹۹۹)، وارالیای و همکاران (۱۹۸۲) و وریکن و همکاران (۱۹۸۹) با کمترین دقت تفاوت معنی‌داری باهم نداشتند.

براساس آماره IME، همه توابع انتقالی به‌جز تابع راجکایی و وارالیای (۱۹۹۲)، کم‌برآوردی نشان دادند (جدول ۵). این نتیجه نشان می‌دهد که بین مقادیر برآوردشده نسبت به مقادیر اندازه‌گیری اریب وجود دارد و قابلیت اصلاح اریب منظم نسبت به خطای نامنظم بالاتر است (شاپ ۲۰۰٤). تفاوت زیاد بین مقادیر اندازه-گیری‌شده و برآوردشده احتمالا مانع از این می‌شود که بتوان از آن‌ها با اطمینان خاطر در مدل‌های متداول منحنی مشخصه آب خاک استفاده کرد. بیش‌برآوردی یا کم‌برآوردی هر تابع انتقالی را می‌توان بر اساس شکل SWCC و در مکش‌های مختلف مورد بررسی دقیق‌تر قرار داد (بیات و همکاران a ۲۰۱۳).

به‌طور کلی بر اساس نتایج حاصل از ۱٦ سری توابع انتقالی که بر اساس دو مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن رطوبت خاک را تخمین زدند، بهترین توابع انتقالی، توابع کمپل و شیوزاوا (۱۹۹۲) بودند که دارای بالاترین دقت تخمین، بخاطر تشابه دامنه متغیرهای ورودی استفاده شده در این توابع خارجی با منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، بودند. ضعیف‌ترین توابع نیز توابع انتقالی مایر و جارویس (۱۹۹۹) بودند که دقت پایینی در تخمین داشتند. علت آن نیز تفاوت در دامنه متغیرهای ورودی در توابع خارجی با منطقه مورد مطالعه و استفاده از متغیرهای ورودی که باعث ایجاد چندهمخطی در معادلات رگرسیونی می‌شود، بود.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۵- مقادیر پارامترهای آماری کلیه توابع انتقالی.

ID	PTF [A]	R^2	AIC	IME (cm^3cm^{-3})	IRMSE (cm^3cm^{-3})
۱	کمپل و شیو زاوا (۱۹۹۲)	۰/۹۲	-۳۶۰۰	-۰/۰۱۳۱	۰/۰۶۷۶ a
۲	ویلیامس و همکاران (۱۹۹۲)-مدل الف	۰/۹۶	-۳۵۷۳	-۰/۰۵۱۵	۰/۰۷۱۱ a
۳	ساکستون و همکاران (۱۹۸٦)	۰/۹۳	-۳۴۳۲	-۰/۰۵۵۶	۰/۰۷۷۷ ab
۴	استرولد و چانگ (۱۹۸۰)	۰/۹۰	-۳۴۲۲	-۰/۰۵۵۰	۰/۰۷۸۴ ab
۵	راولز و براکنسیک (۱۹۸۵)	۰/۹۴	-۳۳۸۵	-۰/۰۶۰۰	۰/۰۷۹۵ abc
۶	ویلیامس و همکاران (۱۹۹۲)-مدل ب	۰/۹۳	-۳۲۰۱	-۰/۰۶۴۵	۰/۰۸۹۹ bcd
۷	مایر و جارویس (۱۹۹۹)	۰/۷۵	-۱۹۰۰	-۰/۲۴۳۴	۰/۲۴۵۲ f
۸	گوپتا و لارسون (۱۹۷۹)	۰/۸۹	-۳۵۰۰	-۰/۰۰۸۸	۰/۰۷۳۶ a
۹	راولز و همکاران (۱۹۸۳)	۰/۸۵	-۳۲۳۷	-/۰۲۹۱	۰/۰۸۹۷ bcd
۱۰	راجکایی و وارالیای (۱۹۹۲)	۰/۷۶	-۳۲۸۳	۰/۰۰۴۱	۰/۰۹۰۷ bcd
۱۱	توماسلا و هودنت (۱۹۹۸)	۰/۹۰	-۳۱۹۹	-۰/۰۱۰۴	۰/۰۹۱۲ bcd
۱۲	راولز و همکاران (۱۹۸۲)	۰/۸۴	-۳۱۱۹	-۰/۰۰۶۰	۰/۰۹۳۱ bcd
۱۳	وستن و همکاران (۱۹۹۹)	۰/۹۱	-۳۳۴۷	-۰/۰۶۶۶	۰/۰۹۴۹ cd
۱۴	وستن و همکاران (۱۹۹۹)	۰/۹۱	-۳۲۴۷	-۰/۰۷۷۴	۰/۱۰۱۹ de
۱۵	وارالیای و همکاران (۱۹۸۲)	۰/۸۲	-۲۹۶۷	-۰/۰۷۴۶	۰/۱۱۱۱ e
۱۶	وریکن و همکاران (۱۹۸۹)	۰/۵۰	-۲۹۶۰	-۰/۰۲۵۰	۰/۱۱۲۵ e

[A]. ترتیب مدل‌ها براساس IRMSE می باشد. حروف کوچک انگلیسی نتایج مقایسه میانگین‌ها را نشان می‌دهند، بدین مفهوم که در ستون IRMSE، وجود حداقل یک حرف مشابه نشان‌دهنده عدم وجود تفاوت معنی‌دار (در سطح ۵ درصد) بین مدل‌ها از نظر دقت تخمین است. R2 ضریب تعیین، IRMSE انتگرال ریشه میانگین مربعات خطا، IME انتگرال میانگین خطا و AIC معیار اطلاعات آکایک می‌باشند.

مقایسه میانگین t-test بین پارامترهای آماری توابع انتقالی شامل R^2، IRMSE، IME و AIC بین دو گروه مربوط به مدل بروکس و کوری (توابع شماره ۱ تا ۷ در جدول ۵) و ون‌گنوختن (توابع شماره ۸ تا ۱٦ در جدول ۵) جهت مقایسه دقت تخمین از طریق آن‌ها انجام شد و نتایج نشان داد که بین آن‌ها تفاوت معنی‌داری در سطح ۵ درصد در هیچ‌کدام از آماره‌ها مشاهده نشد. این نتیجه نشان می‌دهد علی‌رغم اینکه دقت برازش دو مدل بروکس و کوری و ون‌گنوختن بر داده‌های تجربی منحنی مشخصه رطوبتی متفاوت بود (جدول ٤)، ولی در مجموع این مدل‌ها تاثیری بر دقت تخمین رطوبت از پارامترهای سهل‌الوصول نداشتند. احتمالا همبستگی بین پارامترهای مدل‌های مذکور با متغیرهای ورودی حائز اهمیت بیشتری در تخمین رطوبت باشد.

نتیجه‌گیری کلی

در این پژوهش از توابع انتقالی مختلف با متغیرهای ورودی رس، سیلت، شن، کربن آلی و جرم مخصوص ظاهری استفاده شد. نتایج نشان داد که بیشتر توابع انتقالی مطالعه‌شده دارای دقت مناسبی برای پیش-بینی منحنی مشخصه آب خاک بودند. توابع انتقالی کمپل و شیوزاوا (۱۹۹۲)، ویلیامس و همکاران (۱۹۹۲) -مدل الف و گوپتا و لارسون (۱۹۷۹) بالاترین دقت را داشتند و نتایج مقایسه میانگین نشان داد که تفاوت معنی‌داری بین این سه تابع انتقالی وجود ندارد. بنابراین، این توابع می‌توانند برای تخمین منحنی مشخصه اب خاک، خاک‌های دو استان تحت بررسی در ایران، مورد استفاده

www.SID.ir

Archive of SID

قرار گیرند. توابع انتقالی مایر و جارویس (۱۹۹۹) دقت تخمین پاپینی داشتند و تفاوت آن با سایر توابع انتقالی معنی‌دار بود و دلیل آن استفاده از کربن آلی با درصد بیشتر از ۵ درصد بود. این نتیجه نشان می‌دهد که ماده آلی می‌تواند تغییرات رطوبت خاک را توجیه کند. مدل بروکس وکوری و ون‌گنوختن از نظر R^2، IRMSE، IME و AIC تفاوت معنی‌داری در دقت تخمین رطوبت نداشتند.

نتایج نشان داد که توابع انتقالی مناسب برای خاک‌های یک منطقه ممکن است برای خاک‌هایی با همان شرایط بافتی در مناطق دیگر مناسب نباشد. از مهم ترین دلایل ممکن می توان به تفاوت در شکل و نوع کانی‌های رس خاک، تفاوت در مقدار سطح ویژه و ماده آلی خاک و تفاوت در اقلیم مناطق اشاره نمود. هم‌چنین شرایط اولیه خاک‌هایی که توابع انتقالی بر اساس آنها استخراج شده‌اند، نقش قابل توجهی در مناسب بودن این توابع برای خاک‌های مناطق دیگر با شرایط یکسان دارند. به طور کلی می‌توان گفت توابعی مناسب هستند که با استفاده از تعداد زیادی از نمونه‌های خاک استخراج شده-اند، زیرا در این صورت حتی اگر خاک‌ها دارای محدوده خاصی از بافت هم باشند، تنوع ویژگی‌های آنها زیاد است و لذا برای خاک‌های مناطق دیگر می‌توانند مناسب باشند.

منابع مورد استفاده

Aryanpour H, and Shorafa M, 2013. Cultivation impact on soil available water in different soil textures using pore size distribution. Journal of Soil Management and Sustainable Production 3(1): 131-148.

Asghari Sh, Roozban E, and Khodaverdiloo H, 2016. Derivation of pedotransfer functions for estimating penetration resistance, aggregate stability and parameters of van genuchten moisture curve model in Fandoglou Forest Lands of Ardabil. Water and Soil Science 26(2): 129-148. (Farsi)

Bayat H, Ebrahimi E, Rastgo M, Zare Abyaneh H, and Davatgar N, 2013a. Fitting different soil water characteristic curve models on the experimental data of various textural classes of guilan province soils. Water and Soil Science 23(3): 151-167. (Farsi)

Bayat H, Neyshabouri M, Mohammadi K, and Nariman-Zadeh N, 2011. Estimating water retention with pedotransfer functions using ulti-objective group method of data handling and ANNs. Pedosphere 21: 107-114.

Bayat H, Neyshaburi MR, Mohammadi K, Nariman-Zadeh N, Irannejad M and Gregory AS, 2013b. Combination of artificial neural networks and fractal theory to predict soil water retention curve. Computers and Electronics in Agriculture 92: 92-103.

Bouma J, 1989. Using Soil Survey Data for Quantitative Land Evaluation. In: Advances in Soil Science. Springer. New York, USA.

Brooks RH and Corey AT, 1964. Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. Transactions of the ASAE **7**: 26-0028.

By-bordi M, 2003. Soil Physics. Fifth edition. Tehran University Press. Iran. (Farsi)

By-bordi M, 2009. Soil Physics. Ninth edition. Tehran University Press. Iran. (Farsi)

Campbell GS and Shiozawa S, 1992. Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data. Pp. 317–328. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. 11-13 October, California, USA.

Desbarats A, 1995. Upscaling capillary pressure-saturation curves in heterogeneous porous media. Water Resources Research 31: 281-288.

Gee GW and Or D, 2002. Particle-size analysis. Pp. 255-293. In: Warren AD (ed). Methods of Soil Analysis: Part 4 Physical Methods. Soil Science Society of America Inc. Madison, Wisconsin, USA.

Ghorbani Dashtaki SH and Homaee M, 2004. Using geometric mean particle diameter to derive point and continuous pedotransfer functions. Pp. 1-10. Proceedings of EuroSoil, 4–12 September, Freiburg, Germany.

www.SID.ir

Archive of SID

Ghorbani Dashtaki SH, Homae M and Khodaverdiloo H, 2011. Derivation and validation of pedotransfer functions for estimating soil water retention curve using a variety of soil data. Soil Use and Management 26: 68-74.

Grossman R and Reinsch T, 2002. Bulk density and linear extensibility. Pp. 201-228. In: Warren AD (ed). Methods of Soil Analysis: Part 4 Physical Methods. Soil Science Society of America Inc. Madison, Wisconsin, USA.

Guber A, Rawls W, Shein E and Pachepsky YA, 2003. Effect of soil aggregate size distribution on water retention. Soil Science 168: 223-233.

Guber AK and Pachepsky YA, 2010. Multimodeling with Pedotransfer Functions, Documentation and User Manual for PTF Calculator (CalcPTF). Environmental Microbial and Food Safety Laboratory, Hydrology and Remote Sensing Laboratory, Beltsville Agricultural Research Center, USDA-ARS.

Gupta S and Larson W, 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. Water Resources Research 15: 1633-1635.

Hillel D, 1998. Environmental Soil Physics. Academic Press, London.

Jana RB, Mohanty BP and Springer EP, 2007. Multiscale pedotransfer functions for soil water retention. Vadose Zone Journal 6: 868–878.

Khodaverdiloo H, Homaee M, van Genuchten MT and Dashtaki SH, 2011. Deriving and validating pedotransfer functions for some calcareous soils. Journal of Hydrology 399: 93-99.

Mayr T and Jarvis NJ, 1999. Pedotransfer functions to estimate soil water retention parameters for a modified Brooks–Corey type model. Geoderma 91: 1-9.

Nemes A, Rawls WJ and Pachepsky YA, 2006. Use of the nonparametric nearest neighbor approach to estimate soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal 70: 327-336.

Rajkai K and Várallyay Gy, 1992. Estimating soil water retention from simpler properties by regression techniques. Pp. 417–426. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. 11-13 October, California, USA.

Rawls W J, Brakensiek DL and Saxton KE, 1982. Estimation of soil water properties. Transactions of the ASAE 25:1316–1320.

Rawls WJ, Ahuja L and Brakensiek D, 1992. Estimating soil hydraulic properties from soils data. Pp. 329–340. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. 11-13 October, California, USA.

Rawls WJ and Pachepsky Y A, 2002. Soil consistence and structure as predictors of water retention. Soil Science Society of America Journal 66: 1115-1126.

Rawls WJ and Brakensiek D, 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. Pp. 293-299. Proceeding of Symposium on Watershed Management in the Eighties, 30 Apr–1 May, New York, USA.

Rietz DN and Haynes RJ, 2003. Effects of irrigation-induced salinity and sodicity on soil microbial activity. Soil Biology and Biochemistry 35.6: 845-854.

Romano N and Chirico FB, 2004. The role of terrain analysis in using and developing pedotransfer functions. Pp. 273–290. In: Pachepsky Ya, Rawls WJ (eds). Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. Elsevier, Boston, Heidelberg, London.

Ross P, Williams J and Bristow KL, 1991. Equation for extending water-retention curves to dryness. Soil Science Society of America Journal 55: 923-927.

Saxton K, Rawls WJ, Romberger J and Papendick R, 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Soil Science Society of America Journal 50: 1031-1036.

Schaap MG, 2004. Accuracy and uncertainty in PTF predictions. Pp. 33-43. In: Pachepsky Ya, Rawls WJ (eds). Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. Elsevier, Boston, Heidelberg, London.

Schaap MG, Leij FJ and van Genuchten MT, 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal 62: 847-855.

Sedaghat A, Bayat H, and Safari Sinejani AA, 2016. Relationship between mechanical properties and unsaturated hydraulic conductivity curves of soils. Water and Soil Science 26(3): 1-19. (Farsi)

Sillers WS, Fredlund DG and Zakerzadeh N, 2001. Mathematical attributes of some soil—water characteristic curve models. Geotechnical and Geological Engineering 19: 243-283.

www.SID.ir

Archive of SID

Soil Survey Staff, 1975. Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA-SCS Agric. Handb. 436. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

Tietje O and Tapkenhinrichs M, 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. Soil Science Society of America Journal 57: 1088-1095.

Toluee R, Neyshabouri MR, and Rasoulzadeh A, 2015. Estimating parametrs of Brooks-Corey soil water retention curve for drying and wetting branches by pedotransfer functions. Water and Soil Science 25(3): 195-210. (Farsi)

Tomasella J, Pachepsky Y, Crestana S and Rawls W, 2003. Comparison of two techniques to develop pedotransfer functions for water retention. Soil Science Society of America Journal 67: 1085-1092.

Torabi Farsani N, and Ghahraman B, 2007. Comparison of some ommon pedotransfer functions (PTF) for determination of soil moisture retention curve for some soils in Iran. Iranian Journal of Irrigation & Drainage 1 (2): 45-57. (Farsi)

Twarakavi NKC, Šimůnek J and Schaap MG, 2009. Development of pedotransfer functions for estimation of soil hydraulic parameters using support vector machines. Soil Science Society of America Journal 73: 1443-1452.

Van Genuchten MT, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal 44: 892-898.

Varallyay G, Rajkai K, Pachepsky Ya A and Shcherbakov RA, 1982. Mathematical description of soil water retention curve. Russian. Pochvovedenie 4: 77-89.

Vereecken H, Maes J and Feyen J, 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. Soil Science 149: 1-12.

Vereecken H, Maes J and Feyen J, 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. Soil Science148: 389-403.

Walkley A and Black I A, 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Science 37: 29-38.

Williams J, Ross P and Bristow K, 1992. Prediction of the Campbell water retention function from texture, structure, and organic matter.Pp. 427–442. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. 11-13 October, California, USA.

Wösten JHM, 1997. Pedotransfer functions to evaluate soil quality. Pp. 221–245. In: Gregorich EG and Carter MR (eds). Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soils Science, vol. 25, Elsevier, Amsterdam.

Wösten JHM, Lilly A, Nemes A and Le Bas C, 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. Geoderma 90.3: 169-185.

www.SID.ir