

عملکرد توابع انتقالی طیفی پارامتریک و نقطه‌ای برای برآورد منحنی مشخصه رطوبتی خاک

ابراهیم باباییان^۱، مهدی همایی^{۲*}، علی‌اکبر نوروزی^۳

۱. دانشجوی دکتری گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه تربیت‌مدرس تهران

۲. استاد گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه تربیت‌مدرس تهران

۳. استادیار پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری تهران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۳/۱۰ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۳/۴/۲)

چکیده

اندازه‌گیری مستقیم ویژگی‌های هیدرولیکی خاک معمولاً هزینه‌بر و وقت‌گیر است. تلاش فراوانی صورت گرفته تا بتوان از طریق توابع انتقالی خاک (PTFs) و به کمک اطلاعات زود یافت به ویژگی‌های هیدرولیکی خاک دست یافت. هدف این پژوهش ارزیابی عملکرد پارامتریک و نقطه‌ای توابع انتقالی طیفی (STFs) و PTFها در برآورد پارامترهای مدل‌های منحنی رطوبتی و گنوختن و بروکز- کوری بود. همچنین، به منظور مقایسه کارایی متغیرهای طیفی و متغیرهای مبنایی خاک، عملکرد توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک‌های منطقه نسبت به مهم‌ترین توابع انتقالی برخی خاک‌های جهان بررسی شد. بدین منظور، تعداد ۱۷۴ نمونه خاک گردآوری و منحنی‌های طیفی آنها در گستره ۳۵۰ تا ۲۵۰۰ نانومتر با استفاده از دستگاه اسپکترومتر زمینی اندازه‌گیری شد. برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک همراه مقادیر رطوبت در پتانسیل‌های ماتریک معین اندازه‌گیری و به روش حداقل مربعات خطا و پارامترهای مدل‌های رطوبتی و گنوختن و بروکز- کوری محاسبه شد. با استفاده از روش رگرسیون مرحله‌ای چندگانه، توابع انتقالی خاک و توابع انتقالی طیفی پارامتریک و نقطه‌ای اشتقاق یافت. نتایج نشان داد STFs و PTFs خاک‌های منطقه در هر دو رویکرد نقطه‌ای و پارامتریک نسبت به PTFهای دیگر مناطق جهان (متوسط RMSR برابر ۰/۱۰۰)، برای پیش‌بینی نگره‌داشت آب در خاک، دقت بیشتری (متوسط RMSR برابر ۰/۲۹) دارند. دقت برآورد رطوبت خاک توسط مدل و گنوختن (متوسط RMSR برابر ۰/۳۴) نسبت به مدل بروکز- کوری (متوسط RMSR برابر ۰/۴۱) بیشتر بود. به طور کلی، STF و PTFهای اشتقاق یافته دقت تقریباً برابری داشتند؛ با این تفاوت که در مکش‌های متوسط و زیاد STFها برآوردی بهتر ارائه کردند.

کلیدواژگان: بازتاب طیفی خاک، توابع انتقالی خاک، توابع انتقالی طیفی

مقدمه

توابع انتقالی خاک (PTFs) یکی از روش‌های غیر مستقیم، سریع، کم‌هزینه، و شناخته‌شده در برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک (منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی) به‌شمار می‌آید. در واقع، این توابع همچون پلی برای برقراری ارتباط بین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک (متغیرهای دیر یافت) و ویژگی‌های مبنایی خاک (یا متغیرهای زود یافت همچون توزیع اندازه ذرات خاک، جرم ویژه ظاهری، کربن آلی) عمل می‌کنند. از آنجا که توابع انتقالی خاک روابطی تجربی هستند، به منظور استفاده عملی از آنها در سایر مناطق لازم است دقت و کارایی آنها در مقابل داده‌ها و پایگاه‌های

اطلاعاتی خاک‌های مختلف ارزیابی و راست‌آزمایی شود. طی چند دهه گذشته مطالعات بسیاری در زمینه اشتقاق و توسعه توابع انتقالی خاک در سطح جهان و ایران انجام شده است (Vereecken *et al*, 1989, Vereecken *et al*, 1990, Vereecken *et al*, 1992, Vereecken *et al*, 2010; Schaap *et al*, 1998, Schaap *et al*, 2001; Jarvis *et al*, 2002; Rawls and Pachepsky, 2002; Pachepsky and Rawls, 2004; Pachepsky *et al*, 2006; Jana *et al*, 2007; Weynants *et al* 2009; Khodaverdiloo *et al*, 2011; Khodaverdiloo and Homaei, 2002; Ghorbani Dashtaki and Homaei, 2002; Ghorbani Dashtaki and Homaei, 2004; Ghorbani Dashtaki and Homaei, 2007; Farokhian Firouzi and Homaei, 2003; Farokhian Firouzi and Homaei, 2005; Motalebi *et al*, 2007; Motalebi *et al*, 2010; Navabeian *et al*, 2004). همچنین، به عملکرد و گستره کاربرد توابع انتقالی خاک‌های جهان در مطالعات گوناگونی توجه شده است. در مطالعه‌ای Wosten *et al* (2001) دقت ۲۱ تابع انتقالی خاک را

با این حال، تاکنون دستورالعمل جامع و مشخصی ارائه نشده است که نشان دهد توابع انتقالی خاک‌های مختلف در چه مناطقی و تحت چه شرایطی قابلیت کاربرد دارند (Pachepsky and Rawls, 2004). مروری بر منابع نشان می‌دهد به‌رغم توسعه و ارائه انواع روش‌های مدل‌سازی، مانند شبکه‌های عصبی و k -نزدیک‌ترین همسایه و روش‌های مونت کارلو و بیزین و رگرسیون درختی، هنوز توابع انتقالی خاک با محدودیت‌های گوناگون روبه‌رو هستند؛ محدودیت‌هایی نظیر وابستگی به نوع و میزان دقت روش‌های اندازه‌گیری، در نظر نگرفتن ویژگی‌هایی ساختمانی و کانی‌شناسی خاک، وجود آثار عواملی همچون فرسایش و شخم بر پایداری زمانی توابع، کارایی نه‌چندان بالا در دیگر مناطق، نبود اطلاعات جانبی و تکمیلی درباره شرایطی که در آن نمونه‌برداری خاک انجام شده، وضعیت پوشش گیاهی، سطح زمین، و ... (Vereecken et al, 2010).

طی چند دهه گذشته، استفاده از اطلاعات طیفی خاک در گستره‌های مرئی و مادون قرمز نزدیک و میانی (۳۵۰ تا ۲۵۰۰ نانومتر) روشی سریع و کم‌هزینه به منظور برآورد برخی ویژگی‌های خاک، همچون توزیع اندازه ذرات خاک (Gomez et al, 2008; Lagacherie et al, 2008; Janik et al, 2009; Lopez Lagacherie et al, 2008; Gomez et al, 2013), مقدار آهک (Nocita et al, 2013; Lopez et al, 2008), کربن آلی (Viscarra Rossel and Behrens, 2010), و ظرفیت تبادل کاتیونی (Janik et al, 2009; Savvides et al, 2010) شناخته شده است. با وجود این، مطالعه در زمینه برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک با استفاده از اطلاعات طیفی خاک بسیار کم است. در حال حاضر، فقط سه مطالعه در دنیا انجام شده که در آن‌ها تلاش شده از روی داده‌های طیفی خاک ویژگی‌های هیدرولیکی آن به‌دست آید. Janik et al (2007) و Minasny et al (2008) از اطلاعات طیفی خاک در گستره مادون قرمز دور (۲۵۰۰ تا ۲۵۰۰۰ نانومتر) برای برآورد مقدار رطوبت خاک در مکش‌های ۱، ۱۰، ۳۰، و ۱۵۰۰ کیلوپاسکال استفاده کردند. بر اساس نتایج آن‌ها، تخمین‌ها در مکش ۱۵۰۰ کیلوپاسکال از دقت بالاتری ($RMSE=0.05$ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب، $R^2=0.71$) در مقایسه با مکش ۱۰ کیلوپاسکال ($RMSE=0.07$ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب، $R^2=0.78$) برخوردار بودند. از آنجا که سنجنده‌های ماهواره‌ای غالباً در گستره ۳۵۰ تا ۲۵۰۰ نانومتر اقدام به تصویربرداری از عوارض سطح زمین می‌کنند، گستره مادون قرمز دور نمی‌تواند در تخمین‌های بزرگ مقیاس استفاده شود. از

در برآورد مقدار رطوبت خاک در دو نقطه ظرفیت زراعی (مکش ۳۳ کیلوپاسکال) و نقطه پژمردگی دائم (مکش ۱۵۰۰ کیلوپاسکال) ارزیابی کردند. بر پایه نتایج آن‌ها، به‌ازای همه توابع بیشترین دقت در مکش ۱۵۰۰ کیلوپاسکال به‌دست آمد. از طرفی، دو تابع (Petersen et al (1968) و Rawls and Brakensiek (1985) کمترین خطا را در برآورد مقدار رطوبت خاک به‌ازای این دو مقدار مکش ماتریک نشان دادند. این نتیجه ممکن است به دلیل وجود تنوع بافتی خاک‌های موجود در پایگاه داده‌های مربوط به اشتقاق این توابع باشد. همچنین، در پژوهشی (Jafari Gilandeh et al (2013) دقت برخی توابع انتقالی خاک را در شبیه‌سازی جریان غیر ماندگار آب در خاک ارزیابی کردند. نتایج نشان داد اگرچه PTF‌های منطقه‌ای و جهانی در برآورد منحنی رطوبتی خاک دقت مناسبی دارند، طی فرایند شبیه‌سازی رطوبت خاک نتایج این دو گروه تابع انتقالی با یکدیگر متفاوت است.

Vereecken et al (2010) به منظور برآورد پارامترهای هیدرولیکی معلم-ون‌گنوختن مروری جامع بر دقت انواع توابع انتقالی خاک‌های دنیا انجام دادند. نتایج نشان داد آن دسته از توابع انتقالی که به طور هم‌زمان از ویژگی‌های توزیع اندازه ذرات، جرم ویژه ظاهری، و کربن آلی به مثابه متغیرهای ورودی استفاده می‌کنند بیشترین دقت را در برآورد منحنی مشخصه رطوبتی خاک دارند. در حالی که در ضریب آب‌گذری اشباع خاک، علاوه بر ویژگی‌های مذکور، مقدار رطوبت در مکش‌های ۳۳ و ۱۵۰۰ کیلوپاسکال اثر به‌نسبت زیادی بر افزایش دقت نتایج دارد. اخیراً (Khodaverdiloo et al (2011) توابعی را به منظور برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌های آهکی و غیر آهکی ارائه کردند. آن‌ها همچنین عملکرد توابع انتقالی Rosetta (Schaap et al, 2001) را در برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی این خاک‌ها ارزیابی کردند. بر پایه نتایج آن‌ها، توابع انتقالی اشتقاقی در مقایسه با توابع Rosetta برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌های منطقه دقت بالاتری داشتند. از دلایل مهمی که آن‌ها در توجیه عملکرد پایین توابع Rosetta ارائه کردند در نظر نگرفتن کربنات کلسیم به منزله متغیر ورودی توابع، اثر موقعیت جغرافیایی بر تغییرپذیری ویژگی‌های خاک، و تفاوت در روش‌های اندازه‌گیری این ویژگی‌ها بود. افزون بر این، Homae and Farrokhian Firouzi (2008) نیز نتایج مشابهی مبنی بر عملکرد پایین توابع انتقالی Rosetta در پیش‌بینی منحنی مشخصه رطوبتی خاک‌های گچی ایران گزارش کردند.

طیفی، به منظور برآورد منحنی مشخصه رطوبتی خاک‌های ایران، با استفاده از مدل‌های ون گنوختن و بروکز- کوری، مطالعه شد. همچنین، به منظور بررسی کارایی متغیرهای طیفی نسبت به متغیرهای مبنایی خاک، عملکرد توابع انتقالی اشتقاق یافته در مقابل برخی توابع انتقالی خاک‌های دنیا مقایسه و ارزیابی شد.

تئوری

مدل‌های منحنی مشخصه رطوبتی خاک

به منظور توصیف منحنی مشخصه رطوبتی خاک از مدل‌های رطوبتی ون گنوختن (رابطه ۱) و بروکز- کوری (رابطه ۲) استفاده شد (Brooks and Corey, 1964; van Genuchten, 1980):

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_s & h \geq 0 \\ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot [1 + |\hat{\alpha}h|^n]^{-m} & h < 0 \end{cases} \quad (\text{رابطه ۱})$$

$$S_e = \begin{cases} 1 & h \geq -1/\alpha \\ |\alpha h|^{-\lambda} & h < -1/\alpha \end{cases} \quad (\text{رابطه ۲})$$

h مکش ماتریک، $\hat{\alpha}$ ، n ، m ($m=1-1/n$) پارامترهای شکل منحنی رطوبتی ($\hat{\alpha}$ برحسب cm^{-1} ، n و m و λ بدون بعد)، $\theta(h)$ مقدار رطوبت ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) به ازای پتانسیل‌های ماتریک، (h) معین (cm)، θ_r و θ_s ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) به ترتیب مقدار رطوبت باقی مانده و اشباع خاک، و S_e اشباع نسبی (بدون بعد) است.

با استفاده از کمینه‌سازی تابع هدف (رابطه ۳)، به روش حداقل مربعات خطا، مدل‌های رطوبتی به نقاط رطوبتی اندازه‌گیری شده برازش و پارامترهای هیدرولیکی شامل n ، m ، و λ محاسبه شدند. مقدار رطوبت باقی مانده (θ_r) خاک نیز نزدیک به ۰ (۰/۰۰۱) در نظر گرفته شد (Schaap and Bouten, 1996):

$$O(b) = \sum_{i=1}^N \{w_i [\theta_i - \bar{\theta}_i(b)]\}^2 \quad (\text{رابطه ۳})$$

θ_i و $\bar{\theta}_i$ به ترتیب مقادیر رطوبت خاک اندازه‌گیری شده و تخمینی، N تعداد نقاط منحنی رطوبتی، و w_i ضرایب وزنی (برابر ۱) است.

توابع انتقالی (TFs)

توابع انتقالی، که در این پژوهش در نظر گرفته شدند، شامل دو گروه ۱. برخی توابع انتقالی مهم خاک‌های دنیا (شامل ۱۴ سری تابع انتقالی) و ۲. توابع انتقالی اشتقاق یافته برای خاک‌های

طرفی، در این پژوهش‌ها طول موج‌های مهم، که در حقیقت متغیرهای مؤثر تخمینگر طی فرایند تخمین‌اند، به طور دقیق شناسایی نشده‌اند. در پژوهشی دیگر (Santra et al, 2009) تلاش کردند با استفاده از داده‌های بازتاب طیفی خاک در گستره ۳۵۰ تا ۲۵۰۰ نانومتر پارامترهای شکل مدل رطوبتی ون گنوختن را در ناحیه نزدیک اشباع (مکش کمتر از ۸۰ کیلو پاسکال) برآورد کنند. بر پایه نتایج آن‌ها، اگرچه پارامتر n با دقت متوسطی برآورد شد، دقت تخمین‌ها در پارامترهای α و K_s بسیار پایین بود. محدودیت بسیار مهم مطالعه آن‌ها این است که از روی چنین دامنه محدودی از منحنی رطوبتی نمی‌توان به کارایی داده‌های طیفی درباره برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک پی برد. زیرا برخی مطالعات نشان می‌دهد اطلاعات طیفی قادر نیستند آن دسته از ویژگی‌های خاک را که با منافذ خاک مرتبطاند برآورد کنند. از آنجا که ویژگی‌های هیدرولیکی خاک در ناحیه اشباع و نزدیک اشباع غالباً متأثر از ویژگی‌های ساختمانی خاک و خصوصیات منافذ خاک است، داده‌های طیفی در پیش‌بینی چنین ویژگی‌هایی از خاک عملکرد بالایی ندارند (Minasny et al, 2008). اخیراً (Babaeian et al, 2012) نشان داده‌اند با استفاده از اطلاعات طیفی خاک در گستره مرئی و مادون قرمز نزدیک و میانی و نیز روش رگرسیون حداقل مربعات جزئی می‌توان ظرفیت نگاه‌داشت آب در خاک را برآورد کرد.

با توجه به آنچه گفته شد، به نظر می‌رسد استفاده از اطلاعات طیفی خاک بتواند تا حدودی محدودیت‌های توابع انتقالی خاک را برطرف کند. زیرا، در رویکرد طیفی، داده‌های ورودی توابع منحصر به متغیرهای طیفی خاک خواهند بود که برخلاف داده‌های زودیافت خاک، منحصراً با روشی استاندارد و طی یک مرحله اندازه‌گیری می‌شوند. بنابراین، خطای ناشی از تنوع روش‌های اندازه‌گیری و همچنین خطای کاربر به مقدار زیادی کاهش خواهد یافت. همچنین، روش طیفی روشی غیر مخرب و سریع است که در صورت توسعه آن، از طریق دورکاوی ماهواره‌ای، پتانسیل استفاده در مقیاس‌های بزرگ را دارد و می‌تواند تغییرپذیری زمانی ویژگی‌های خاک را نیز مد نظر قرار دهد. هرچند، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای محدود به سطح خاک است، در اراضی کشاورزی، که لایه سطحی خاک در اثر شخم لایه‌ای همگن ایجاد می‌کند، می‌تواند کارآمد باشد.

به منظور پاسخ به این مسئله که آیا استفاده از اطلاعات طیفی خاک می‌تواند به طور مؤثر باعث بهبود دقت تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک شود، عملکرد پارامتریک و نقطه‌ای دو گروه از توابع انتقالی، شامل توابع انتقالی خاک و توابع انتقالی

آن‌ها در دامنه مرئی و مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز میانی (۳۵۰ تا ۲۵۰۰ نانومتر) به کمک دستگاه اسپکترورادایومتر زمینی (FieldSpec@3, ASD, FR, USA) و با استفاده از روش‌های استاندارد طیف‌سنجی در تاریک‌خانه اندازه‌گیری شد (Viscarra Rossel, 2008). برای اطلاع از جزئیات اندازه‌گیری‌های طیفی می‌توان به مقاله (Babaeian et al, 2012) مراجعه کرد.

همبستگی متغیرها و اشتقاق توابع انتقالی خاک و توابع انتقالی طیفی

به منظور فراهم کردن امکان ارزیابی صحیح دقت توابع، داده‌های مبنایی خاک و داده‌های هیدرولیکی و داده‌های طیفی موجود به دو گروه داده‌های واسنجی (n=۱۳۰) و اعتبارسنجی (n=۴۴) تقسیم شدند. ابتدا نرمال بودن پارامترهای هیدرولیکی به کمک آزمون کلمگروف-اسمیرنوف در سطح ۵ درصد بررسی شد. متغیرهایی که توزیع غیر نرمال داشتند به کمک تبدیل مناسب نرمال شدند (شکل ۱ ب). سپس، با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون، میزان ارتباط متغیرهای مبنایی خاک (شامل توزیع اندازه ذرات خاک، کربن آلی، جرم ویژه ظاهری) و نیز مقادیر بازتاب طیفی در هر طول موج با پارامترهای هیدرولیکی خاک (شامل پارامترهای مدل‌های ون گنوختن و بروکز-کوری و رطوبت حجمی خاک در مکش‌های معین) بررسی شد. آن دسته از متغیرهایی که همبستگی معنادار در سطوح ۱ و ۵ درصد داشتند به منزله متغیرهای ورودی رگرسیون مرحله‌ای چندگانه انتخاب شدند. روابط رگرسیونی دو گروه توابع انتقالی پارامتریک و نقطه‌ای، شامل توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک، تعیین شدند. هر تابع انتقالی از نظر وجود هم‌راستایی چندگانه^۱ و نیز همبستگی‌های درونی^۲ متغیرها به ترتیب به کمک شاخص‌های تورم واریانس (VIF)^۳ و دوربین-واتسون^۴ ارزیابی شدند (Ho, 2006). به منظور در نظر گرفتن عدم قطعیت پارامترهای هیدرولیکی تخمینی از روشی که Weynants et al (2009) ارائه کردند استفاده شد. در این روش، ضرایب رگرسیون به دست آمده در روابط رگرسیونی پارامترهای هیدرولیکی و مقادیر بازتاب طیفی مقادیر پیشین در نظر گرفته شد. در مرحله بعد، مقدار بهینه این ضرایب از طریق کمینه کردن مجموع مربعات باقی مانده پارامترهای هیدرولیکی تخمینی در مرحله اول و مقادیر پارامترهای هیدرولیکی مشاهده‌ای محاسبه شد.

منطقه (شامل ۳ سری تابع انتقالی) بودند. در توابع گروه اول، به ترتیب، تعداد ۳ و ۶ سری تابع انتقالی خاک برای برآورد پارامترهای مدل‌های رطوبتی بروکز-کوری (Campbell and Shizowa, 1992; Saxon et al, 1986; Oosterveld and Vereecken et al, 1989;) و ون گنوختن (Chang, 1980; Weynants et al, 2009; Wosten et al, 1999; Schaap et al, 2001; Zacharias and Wessolek, 2007; Khodaverdiloo et al, 2011) (رویکرد پارامتریک) و ۵ سری تابع انتقالی خاک به منظور برآورد برخی نقاط مهم رطوبتی خاک (Gupta and Larson, 1979; Rawls et al, 1983; Tomasella and Hodnet, 1998; Al-Majou et al, 2008; Khodaverdiloo et al, 2011) (رویکرد نقطه‌ای) در نظر گرفته شدند. در توابع گروه دوم، به ازای هر یک از مدل‌های رطوبتی و نیز رویکرد نقطه‌ای یک سری تابع انتقالی خاک اشتقاق یافت. در جدول ۱ جزئیات این توابع همراه متغیرهای ورودی، تعداد داده‌های استفاده شده، و روش اشتقاق توابع می‌آید. برای اطلاع از جزئیات روابط ریاضی توابع انتقالی گروه اول می‌توان به منابع مرتبط در این زمینه مراجعه کرد (Vereecken et al, 1989; Weynants et al, 2009; Schaap et al, 2001; Wosten et al, 2001; Gupta and Larson, 1979; Rawls et al, 1982; Tomasella and Hodnett, 1998; Saxton et al, 1986; Oosterveld and Chang, 1980; Zacharias and Wessolek, 2007; Campbell and Shiozawa, 1992; Khodaverdiloo et al, 2011).

مواد و روش‌ها

نمونه برداری و اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک

تعداد ۱۷۴ نمونه خاک از لایه سطحی (۰ تا ۳۰ سانتی‌متر) به صورت سری‌های دست‌خورده و دست‌نخورده از منطقه‌ای به وسعت ۲۵۰ کیلومتر مربع واقع در زیر حوزه آبخیز زنگان رود جمع‌آوری شد. پس از انتقال نمونه‌های خاک به آزمایشگاه، مقدار رطوبت حجمی خاک‌ها در پتانسیل‌های ماتریک ۰، ۵، ۱۰، ۱۵، ۳۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۱۰۰۰، ۳۰۰۰، ۵۰۰۰، ۱۰۰۰۰ و ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر با استفاده از روش‌های جعبه شنی و صفحات فشاری اندازه‌گیری شد (Vereecken et al, 2010). دیگر ویژگی‌های خاک، همچون توزیع اندازه ذرات و مقدار کربن آلی و جرم ویژه ظاهری خاک، به روش‌های هیدرومتری و واکلی بلاک و کلوخه اندازه‌گیری شدند (Gee and Bauder, 1986; Walkley and Black, 1934).

طیف‌سنجی خاک و پیش‌پردازش‌های طیفی

به منظور اندازه‌گیری بازتاب طیفی خاک، نمونه‌های هواخشک خاک‌ها از الک ۲ میلی‌متر عبور داده شد و منحنی‌های طیفی

1. Multico-linearity
2. Autocorrelation
3. Variance Inflation Factor
4. Durbin Watson

دقت آزمایی توابع انتقالی

صورت رابطه‌های ۴ و ۵ است:

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\theta_i^{Pred.} - \theta_i^{Obs.}) \quad (\text{رابطه ۴})$$

$$RMSR = \sqrt{\frac{1}{N-P} \sum_{i=1}^N (\theta_i^{Pred.} - \theta_i^{Obs.})^2} \quad (\text{رابطه ۵})$$

از آماره‌های میانگین خطا (ME) و ریشه میانگین مربعات (RMSR) انجام شد. بیان ریاضی این آماره‌ها به تخمینی به‌ازای پتانسیل ماتریک θ_i ، تعداد تخمین‌گرها، و N تعداد داده‌هاست.

از آنجا که توابع انتقالی اشتقاقی مدل‌هایی تجربی محسوب می‌شوند، لازم است دقت و صحت آن‌ها در مقابل سایر ورودی‌ها، که قبلاً در اشتقاق توابع استفاده نشده‌اند، آزمون شود. ارزیابی دقت توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک با استفاده از آماره‌های میانگین خطا (ME) و ریشه میانگین مربعات (RMSR) انجام شد. بیان ریاضی این آماره‌ها به

جدول ۱. خلاصه‌ای از توابع انتقالی مختلف همراه متغیرهای ورودی، تعداد داده‌ها، و روش اشتقاق توابع

توابع انتقالی	روش اشتقاق	تعداد داده‌ها	تعداد اشتقاقی	رویکرد پارامتریک	مدل ون‌گنوختن	تعداد داده‌ها	تعداد اشتقاقی	روش اشتقاق	تعداد داده‌ها	تعداد اشتقاقی	رویکرد پارامتریک	مدل ون‌گنوختن
LR	۱۸۲	$m=1$	$\alpha, n, \theta_r, \theta_s$								Vereecken <i>et al</i> (1989)	
LR	۱۶۶	$\theta_r = 0$ $m=1-1,n$	α, n, θ_s								Weynants <i>et al</i> (2009)	
NLR	۵۵۲۱	$\theta_r = 0$ $m=1-1,n$	α, n, θ_s								Wosten <i>et al</i> (1999) (Hypres)	
NN	۱۲۰۹	$m=1-1,n$	$\alpha, n, \theta_r, \theta_s$								Schaap <i>et al</i> (2001) (Rosetta)	
LR	۱۴۷	$\theta_r = 0$ $m=1-1,n$	α, n, θ_s								Zacharias and Wessolek (2007)	
LR	۲۷۵	$m=1-1,n$	$\alpha, n, \theta_r, \theta_s$					$\theta_{15000}, \theta_{330}, \delta_g$			Khodaverdilo <i>et al</i> (2011)	
LR	۱۷۴	$\theta_r = 0$ $m=1-1,n$	α, n, θ_s							+	توابع انتقالی طیفی منطقه (region-specific STFs)	
LR	۱۷۴	$\theta_r = 0$ $m=1-1,n$	α, n, θ_s					θ_{15000}			+	توابع انتقالی خاک منطقه (region-specific PTFs)
LR	۶		$b_s h_b$									مدل بروکز-کوری Campbell and Shizowa (1992)
NLR	۵۳۲۰		A,B									Saxton <i>et al</i> (1986)
NLR	۲۹۸											Oosterveld and Chang (1980)
LR	۱۷۴		$\alpha, \lambda, \theta_s$								+	توابع انتقالی طیفی منطقه (region-specific STFs)
LR	۱۷۴		$\alpha, \lambda, \theta_s$					θ_{15000}				توابع انتقالی خاک منطقه (region-specific PTFs)
LR	۴۳		$\theta_{336}, \theta_{1020}, \theta_{10200}, \theta_{15300}$									رویکرد نقطه‌ای Gupta and Larson (1979)
LR	۵۳۲۰		$\theta_{330}, \theta_{1000}, \theta_{3300}, \theta_{15000}$									Rawls <i>et al</i> (1989)
LR	۳۲۰		$\theta_{330}, \theta_{1000}, \theta_{3300}, \theta_{15000}$									Al-Majou <i>et al</i> (2008)
LR	۶۱۴		$\theta_{330}, \theta_{1000}, \theta_{5000}, \theta_{15000}$									Tomasella and Hodnet (1998)
LR	۲۷۵		$\theta_{330}, \theta_{1000}, \theta_{5000}, \theta_{15000}$					d_g, δ_g				Khodaverdilo <i>et al</i> (2011)
LR	۱۷۴		$\theta_s, \theta_5, \theta_{10}, \theta_{330}, \theta_{1000}, \theta_{5000}, \theta_{10000}, \theta_{15000}$								+	توابع انتقالی طیفی منطقه (region-specific STFs)
LR	۱۷۴		$\theta_s, \theta_5, \theta_{10}, \theta_{330}, \theta_{1000}, \theta_{5000}, \theta_{10000}, \theta_{15000}$					d_g				توابع انتقالی خاک منطقه (region-specific PTFs)

LR رگرسیون خطی، NLR رگرسیون غیر خطی، NN شبکه عصبی مصنوعی، A و B ضرایب مدل خطی بروکز-کوری، hb مکش ورود هوا به خاک، bs ضریب توانی مدل بروکز-کوری، d_g و δ_g به ترتیب میانگین و انحراف معیار هندسی قطر ذرات خاک است.

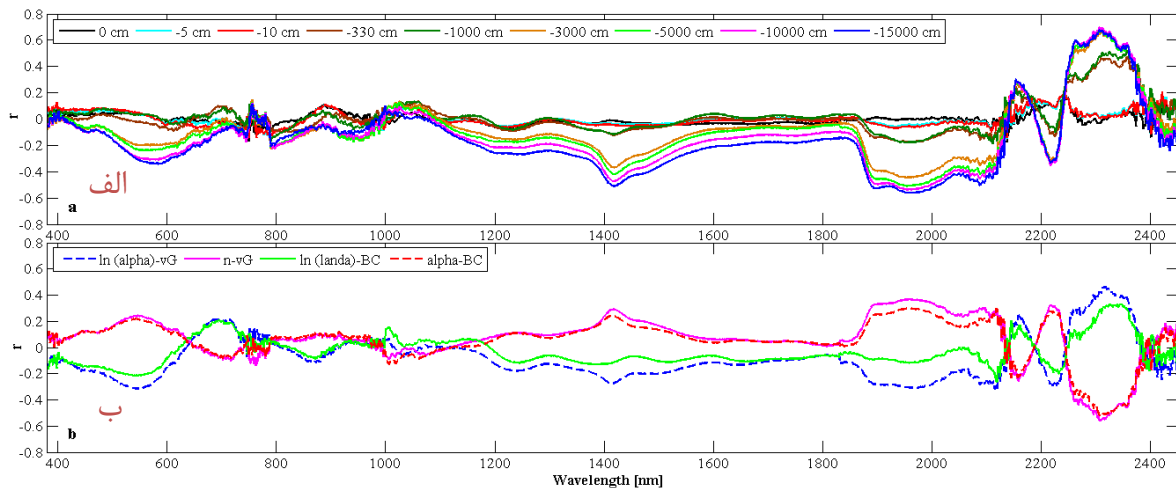
یافته‌ها و بحث

توابع انتقالی طیفی (STFs)

در شکل ۱ الف، ضریب همبستگی پیرسون (r) بین مقادیر بازتاب طیفی خاک در هر طول موج با مقادیر رطوبت خاک در مکش‌های مختلف می‌آید. همان‌طور که مشاهده می‌شود، همبستگی بالا و معناداری بین نقاط رطوبتی خاک با مقادیر بازتاب طیفی در گستره مرئی و مادون قرمز نزدیک و میانی وجود دارد. بالاترین ضریب همبستگی (معنادار در سطح ۱ درصد) در مکش‌های ۳۳۰ ($r=0.46$)، ۱۰۰۰ ($r=0.50$)، ۳۰۰۰ ($r=0.66$)، ۵۰۰۰ ($r=0.67$)، ۱۰۰۰۰ ($r=0.69$) و ۱۵۰۰۰ ($r=0.67$) سانتی‌متر و به‌ازای طول موج‌های ۵۸۷ (گستره مرئی)، ۱۴۱۷، ۱۹۵۷، و ۲۳۰۷ نانومتر به‌دست آمد. در حالی که در رطوبت‌های اشباع و نزدیک به اشباع (مکش‌های ۰ و ۵ و ۱۰ سانتی‌متر) این همبستگی‌ها چندان قوی نبود ($r < 0.20$). علاوه

بر این، در مکش‌های بالاتر از ۳۰۰۰ سانتی‌متر همبستگی‌های معنادار در طول موج‌های جذبی (۱۴۱۴، ۱۹۱۵، ۲۲۱۲، ۲۳۴۰ نانومتر) مشاهده شد.

همبستگی بین مقادیر بازتاب طیفی خاک در طول موج‌های مختلف با پارامترهای شکل مدل‌های رطوبتی ون‌گنوختن و بروکز-کوری در شکل (۱ ب) می‌آید. همان‌طور که دیده می‌شود، پارامترهای هیدرولیکی خاک نیز همبستگی‌های مثبت و منفی و معناداری، به‌ازای طول موج‌های مختلف، به‌ویژه در ناحیه مادون قرمز دور نشان می‌دهند. الگوی همبستگی مقادیر رطوبت خاک به‌ازای مکش‌های مختلف مشابه الگوی همبستگی پارامترهای هیدرولیکی در طول موج‌های مختلف بود. بررسی‌ها نشان داد همبستگی قوی بین نقاط رطوبتی خاک با مقادیر بازتاب طیفی به دلیل اثر مستقیم ذرات رس و شن بر رفتار طیفی خاک است (Stenberg *et al*, 2010).



شکل ۱. ضریب همبستگی پیرسون (r) بین مقدار رطوبت خاک به‌ازای مکش‌های ماتریک معین (الف) و پارامترهای شکل مدل‌های رطوبتی ون‌گنوختن و بروکز-کوری (ب) با مقادیر بازتاب طیفی در طول موج‌های مختلف

جذب سطحی بالا، به‌ویژه در انتهای خشک منحنی رطوبتی، باعث می‌شوند آب بیشتری در خاک نگهداری شود و مستقیم بر مقدار بازتاب خاک تأثیر می‌گذارند. از این رو تخمین‌ها در انتهای خشک منحنی رطوبتی با دقت بیشتری همراه است. کاهش مقادیر RMSR از انتهای مرطوب به سمت انتهای خشک منحنی رطوبتی در انطباق با یافته‌های *Minasny et al* (2008) و *Janik et al* (2007) قرار دارد. این پژوهشگران با استفاده از داده‌های طیفی مادون قرمز دور (۲۵۰۰ تا ۲۵۰۰۰ نانومتر) نشان دادند دقت تخمین‌ها از انتهای خشک (مکش ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر) به سمت انتهای مرطوب (مکش ۱۰۰ سانتی‌متر)

در جدول ۲ مدل‌های پارامتریک و نقطه‌ای توابع انتقالی طیفی خاک همراه مقادیر R^2 و RMSR می‌آید. مقادیر R^2 و RMSR توابع نقطه‌ای به ترتیب بین ۰.۲ تا ۰.۶۴ و ۰.۱۲۴ تا ۰.۵۳۶ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب به‌دست آمد. در حالی که به‌ازای توابع پارامتریک مقادیر R^2 در گستره ۰.۱۴ تا ۰.۴۴ محاسبه شد. دقت تخمین توابع طیفی نقطه‌ای در مکش‌های بالا بیشتر از مکش‌های متوسط و پایین بود. از آنجا که ساختمان خاک نقش مهمی در نگه‌داشت آب در خاک در مکش‌های پایین دارد، توابع نقطه‌ای قابلیت بالایی در برآورد این ویژگی خاک نداشتند. به‌علاوه، ذرات رس به دلیل داشتن انرژی

بالتر از ۳۳۰ سانتی‌متر ($0.63 < R^2 < 0.52$) و پارامتر λ^+ (۰/۴۴) بود. در پارامترهای شکل مدل ون گنوختن نیز نتایج مشابهی به دست آمد. به عبارت دیگر، پارامتر n نسبت به پارامتر α^+ با دقت بیشتری برآورد شد. بر این اساس، می‌توان نتیجه گرفت پارامترهای شکل، که مرتبط با مکش ورود هوا به خاک‌اند (یعنی α^+ و α)، در مقایسه با پارامترهای λ^+ و n با دقت کمتری برآورد شده‌اند.

کاهش می‌یابد؛ طوری که مقادیر R^2 و RMSE در این دو انتها به ترتیب بین ۰/۵۱-۰/۰۵ و ۰/۰۷-۰/۰۵ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شده است. در این زمینه Tranter et al (2008) نیز نتایج مشابهی گزارش کرده‌اند.

توابع طیفی پارامتریک در مقایسه با توابع طیفی نقطه‌ای دقت نسبتاً پایین‌تری داشتند؛ مثلاً، مقدار R^2 به دست آمده برای تخمین پارامتر شکل α در مدل بروکز- کوری (۰/۱۴) کوچک‌تر از مقادیر به دست آمده برای تخمین رطوبت خاک در مکش‌های

جدول ۲. مدل‌های رگرسیونی توابع انتقالی طیفی پارامتریک و نقطه‌ای خاک‌های منطقه همراه مقادیر ضریب تبیین (R^2) و جذر میانگین مربعات خطای باقی‌مانده (RMSR)

RMSR	R^2	توابع انتقالی طیفی (STFs)
۰/۱۲۶	*** ۰/۶۳	$\theta_{15000} = -3.93 + 0.01(0.123R_{442} - 0.588R_{602} - 1.749R_{662} + 5.237R_{2142} - 0.787R_{2227} + 0.909R_{2287} + 0.94R_{2327})$
۰/۱۲۴	*** ۰/۶۴	$\theta_{10000} = -5.427 + 0.01(0.02R_{442} + 0.172R_{532} - 2.17R_{662} + 5.278R_{2142} + 0.795R_{2152} - 0.543R_{2202} + 1.608R_{2307} + 0.443R_{2327})$
۰/۱۳۵	*** ۰/۶۰	$\theta_{5000} = -0.247 + 0.01(0.0119R_{442} + 0.2271R_{532} - 1.832R_{667} + 0.2941R_{2162} - 0.4869R_{2202} + 1.66R_{2307} + 0.508R_{2322} + 0.081R_{2447})$
۰/۱۴۲	*** ۰/۵۹	$\theta_{3000} = -0.139 + 0.01(0.096R_{437} - 1.776R_{662} + 0.025R_{1732} - 0.481R_{2222} + 0.9180R_{2302} + 1.146R_{2327} - 0.694R_{2367} + 1.083R_{2402})$
۰/۱۶۷	*** ۰/۵۳	$\theta_{1000} = -3.832 + 0.01(-0.91R_{457} + 1.492R_{502} - 0.615R_{1162} + 1.690R_{2287} + 1.152R_{2332} + 1.406R_{2402})$
۰/۱۷۸	*** ۰/۵۲	$\theta_{330} = -0.354 + 0.01(-0.8527R_{437} + 2.369R_{507} - 1.872R_{572} - 2.256R_{2187} - 1.975R_{2257} + 3.884R_{2307} + 1.444R_{2422})$
۰/۴۷۲	** ۰/۰۵	$\theta_{10} = -4.332 + 0.01(3.386R_{2242} + 1.521R_{2427})$
۰/۴۹۶	** ۰/۰۵	$\theta_5 = -4.7097 + 0.01(3.52R_{2242} + 1.801R_{2427})$
۰/۵۳۶	* ۰/۰۲	$\theta_s = -2.888 + 0.01(3.501R_{2242})$
۰/۳۷۲	*** ۰/۳۳	$\alpha^+ = -44.107 + 0.01(-2.174R_{552} + 48.77R_{687} - 0.494R_{1252} + 0.53R_{1897} - 2.608R_{2222} + 19.654R_{2317} - 21.707R_{2447})$
۰/۲۶۸	*** ۰/۳۸	$n = 3.739 + 0.01(-0.20R_{552} + 0.116R_{1417} - 0.385R_{1957} - 1.885R_{2157} + 0.935R_{2222} - 2.82R_{2307} + 1.623R_{2427})$
۰/۱۱۷۲	*** ۰/۱۴	$\alpha = 4.762 + 0.01(-9.104R_{2237} + 4.3711R_{2347})$
۰/۱۶۵۰	*** ۰/۴۴	$\lambda^+ = -8.813 + 0.01(-4.170R_{302} + 12.447R_{587} - 51.518R_{2107} + 48.89R_{2117} + 23.261R_{2242} - 22.319R_{2307})$

α^+ و n پارامترهای شکل مدل رطوبتی ون گنوختن، α و λ^+ پارامترهای شکل مدل رطوبتی بروکز- کوری، Rw مقدار بازتاب طیفی (%) در طول موج w (نانومتر)، و θ مقدار رطوبت حجمی خاک (سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب) در مکش‌های مختلف است. *** و ** به ترتیب سطوح معناداری ۰/۰۰۱ و ۰/۰۱ را نشان می‌دهند.

توابع انتقالی خاک (PTFs)

۰/۲۹ تا ۰/۶۶ و ۰/۱۲۶ تا ۰/۰۳۶۰ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب به دست آمد. بیشترین مقادیر RMSR در رطوبت‌های نزدیک به اشباع (یعنی مکش‌های ۰ و ۵ و ۱۰ سانتی‌متر) و با متوسط مقدار برابر ۰/۰۳ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شد. این نتیجه نشان‌دهنده آن است که جرم ویژه ظاهری خاک نتوانسته است به طور دقیق اثر ساختمان خاک را در نگاه‌داشت رطوبت خاک در مکش‌های پایین نشان دهد. مروری بر پژوهش‌های انجام‌شده در زمینه توابع انتقالی نقطه‌ای خاک نشان می‌دهد بیشترین مقادیر RMSR در مکش‌های بین ۵۰۰ تا ۲۵۰۰ سانتی‌متر (۳/۴- Vereecken et al, 2010) (pF=۲/۷) به دست آمده است.

در جدول ۳ توابع انتقالی پارامتریک و نقطه‌ای خاک به منظور برآورد مقادیر رطوبت در مکش‌های مختلف و نیز پارامترهای مدل‌های ون گنوختن و بروکز- کوری می‌آید. در این توابع ویژگی‌های مبنایی خاک شامل مقادیر رس، سیلت، شن، جرم ویژه ظاهری، کربن آلی، و میانگین هندسی قطر ذرات خاک متغیرهای تخمین‌گر در نظر گرفته شده‌اند. در برخی توابع به منظور اجتناب از هم‌راستایی چندگانه از نسبت بین رس و شن استفاده شده است (Khodaverdilo et al, 2011). بر اساس توابع انتقالی نقطه‌ای خاک، مقادیر رطوبت خاک در گستره مکش ماتریک ۰ تا ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر با R^2 و RMSR بین

دقت آزمایی توابع انتقالی

در شکل ۲ تغییرات مقادیر RMSR و ME رطوبت حجمی خاک به ازای پتانسیل‌های ماتریک معین (pF)، که با توابع انتقالی مختلف محاسبه شده‌اند، می‌آید. به ازای مدل ون گنوختن، بیشترین مقادیر RMSR در مکش‌های بین ۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر (pF=۲) با مقادیر بین ۰/۰۴ تا ۰/۱۹ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب به دست آمد (شکل ۲ الف). همچنین، بیشترین و کمترین مقادیر RMSR به ازای مدل ون گنوختن به ترتیب در حضور توابع انتقالی Zacharias and Wessolek (2007) و توابع انتقالی طیفی با متوسط مقادیر برابر ۰/۰۸ و ۰/۰۳۲ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب مشاهده شد. علاوه بر این، کمترین تغییرات بین مقادیر RMSR حاصل توابع انتقالی مختلف در نواحی نزدیک به اشباع (pF<۱/۷) و نواحی خشک منحنی رطوبتی (pF>۳) مشاهده شد (شکل ۲ الف). توابع انتقالی Zacharias and Wessolek (2007) بیشترین انحراف را در نقاط اشباع و نزدیک به اشباع (pF<۱/۷) نشان دادند. این انحراف می‌تواند به دلیل وجود ماکروپورها در خاک، تفاوت در نوع خاک‌ها، تعداد اندک خاک‌های مطالعه شده یا در نظر نگرفتن مقدار ماده آلی خاک به منزله یکی از متغیرهای ورودی مهم توابع انتقالی توسط آن‌ها باشد (Vereecken et al, 2010). علاوه بر توابع Zacharias and Wessolek (2007)، توابع Wosten et al (1999) نیز در نقاط نزدیک به اشباع با خطای بالایی همراه بودند. این خطای بالا می‌تواند به دلیل در نظر نگرفتن جرم ویژه ظاهری خاک به منزله متغیر ورودی این توابع باشد (Sharma et al, 2001; Schaap et al, 2006; al). از طرفی، محدودیت استفاده از فرض $m=1-1/n$ در فرایند برآزش مدل ون گنوختن به نقاط رطوبتی نزدیک به اشباع را قبلاً دیگر پژوهشگران نیز گزارش کرده‌اند (Vereecken et al, 1989; Cornelis et al, 2005). افزون بر این، به دلیل وجود مشکلات اندازه‌گیری، همچون محبوس شدن هوا در خاک و نیز عدم اشباع کامل منافذ خاک، تعیین دقیق مقدار رطوبت حجمی خاک در نواحی نزدیک به اشباع به آسانی امکان‌پذیر نیست. توابع انتقالی Khodaverdiloo et al (2011) نتایجی نزدیک و مشابه PTFها و STFهای منطقه ارائه کردند. توابع انتقالی Vereecken et al (1989) و Weynants et al (2009) نسبت به توابع Schaap et al (2001) و Wosten et al (1999) و Zacharias and Wessolek (2007) دقت بالاتری در دامنه نزدیک به اشباع (pF<۱/۵) نشان دادند. این می‌تواند به دلیل در نظر گرفتن مقدار کربن آلی علاوه بر توزیع اندازه ذرات و جرم ویژه ظاهری به مثابه متغیرهای ورودی

حالی که نتایج پژوهش حاضر در انطباق با یافته‌های Nemes et al (2003) و Khodaverdiloo et al (2011) است. در واقع، توصیف دقیق منحنی مشخصه رطوبتی خاک در نواحی نزدیک به اشباع خاک هنوز چالشی مهم در فیزیک خاک است (Vereecken et al, 2010). همان‌طور که جدول ۳ نشان می‌دهد، نقاط رطوبتی نسبت به پارامترهای مدل‌های رطوبتی با دقت بیشتری برآورد شده‌اند. به عبارت دیگر، توابع انتقالی خاک، مشابه توابع انتقالی طیفی، پارامترهای مدل‌های ون گنوختن و بروکز- کوری را با مقادیر R^2 کمتر از ۰/۵۰ برآورد کرده‌اند. این وضعیت می‌تواند به دلیل وجود خطای برآزش مدل‌های رطوبتی خاک به داده‌های اندازه‌گیری شده، گستره نه‌چندان وسیع پارامترهای هیدرولیکی خاک‌های منطقه، و وابستگی درونی پارامترهای هیدرولیکی خاک باشد (van der Berg et al, 1997). دیگر پژوهشگران نیز نتایج مشابهی در زمینه دقت تخمین توابع انتقالی نقطه‌ای و پارامتریک خاک گزارش کرده‌اند (Tranter et al, 2008; Khodaverdiloo et al, 2011).

جدول ۳. مدل‌های رگرسیونی توابع انتقالی پارامتریک و نقطه‌ای خاک‌های منطقه همراه مقادیر ضریب تبیین (R^2) و جذر میانگین مربعات خطا (RMSR)

RMSR	R^2	توابع انتقالی خاک (PTFs)
۰/۰۱۲۹	۰/۶۱***	$\theta_{15000} = 0.212 + 0.025C/S - 0.087\rho_b$
۰/۰۱۲۸	۰/۶۲***	$\theta_{10000} = 0.173 + 0.0009C + 0.016C/S - 0.061\rho_b$
۰/۰۱۲۶	۰/۶۵***	$\theta_{5000} = 0.186 + 0.01OC + 0.029C/S - 0.055\rho_b$
۰/۰۱۲۹	۰/۶۶***	$\theta_{3000} = 0.153 + 0.013OC + 0.026C/S - 0.078d_g^*$
۰/۰۲۰۰	۰/۳۳***	$\theta_{1000} = 0.237 - 0.0011S + 0.021OC$
۰/۰۲۱۷	۰/۲۹***	$\theta_{330} = 0.196 + 0.013OC + 0.030C/S + 0.020\rho_b$
۰/۰۳۵۶	۰/۳۶***	$\theta_{10} = 0.8211 + 0.000459C - 0.2761\rho_b$
۰/۰۳۶۰	۰/۴۰***	$\theta_5 = 0.869 + 0.0258OC - 0.2916\rho_b$
۰/۰۳۳۹	۰/۵۳***	$\theta_s = 0.9743 + 0.0351OC - 0.3442\rho_b$
۰/۴۳۲۱	۰/۱۰***	$\alpha^+ = -2.189 + 0.0020C - 0.3199OC$
۰/۰۲۵۳	۰/۴۴***	$n = 1.331 - 0.00007C - 0.00069Si - 0.99\theta_{15000}$
۰/۱۲۰۴	۰/۱۰***	$\alpha = 0.4733 + 0.0018C - 0.0023S - 0.1799\rho_b$
۰/۱۵۹۹	۰/۴۶***	$\lambda^+ = -1.2573 + 0.00433S - 5.4783\theta_{15000}$

α^+ و n پارامترهای شکل مدل رطوبتی ون گنوختن، α و λ^+ پارامترهای شکل مدل رطوبتی بروکز- کوری، C و S و Si و OC به ترتیب درصد رس و شن و سیلت و کربن آلی خاک، ρ_b جرم ویژه ظاهری خاک (گرم بر سانتی‌متر مکعب)، d_g^* میانگین هندسی قطر ذرات خاک، و θ مقدار رطوبت حجمی خاک (سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب) در مکش‌های مختلف است. *** و ** به ترتیب سطوح معناداری ۰/۰۰۱ و ۰/۰۱ را نشان می‌دهند.

نسبتاً بالاتری در مقایسه با توابع انتقالی طیفی برخوردار بودند. در حالی که در مکش‌های بیشتر از ۱۰۰ سانتی‌متر دقت تخمین توابع انتقالی طیفی بیشتر از توابع انتقالی خاک بود (شکل ۲ ج). دقت پایین توابع انتقالی طیفی به‌ازای $pF < 2$ می‌تواند به دلیل حساسیت پایین گستره مرئی و مادون قرمز به ساختمان خاک باشد که نتوانسته این ویژگی خاک را، که اثر قابل توجهی بر نگه‌داشت آب در خاک در انتهای مرطوب منحنی رطوبتی دارد، به طور صحیح برآورد کند. ساختمان خاک عمدتاً در ارتباط با اندازه و فراوانی و نحوه اتصال منافذ خاک با یکدیگر است. پژوهش‌ها نشان داده آن دسته از ویژگی‌های خاک که مرتبط با منافذ خاک‌اند، مانند جرم ویژه ظاهری و رطوبت اشباع، نمی‌توانند برخلاف ویژگی‌هایی که بخش جامد خاک را تشکیل می‌دهند (مانند رس و شن و ماده آلی) با دقت زیاد برآورد شوند (Mutuo et al, 2006; Minasny et al, 2008; Cecillon et al, 2009). بر پایه مقادیر ME و با استفاده از مدل بروکز-کوری، به جز توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک‌های منطقه، سایر توابع انتقالی خاک حالت کم‌برآورد را به‌ویژه در ناحیه مرطوب و نزدیک به اشباع نشان دادند. در حالی که توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک‌های منطقه با حالت بیش‌برآورد، به‌ویژه در نقطه اشباع خاک، همراه بودند (شکل ۲ د).

به طور کلی، بر اساس توابع پارامتریک می‌توان نتیجه گرفت که غالب توابع انتقالی در ناحیه خشک منحنی رطوبتی با دقت بالاتری همراه‌اند (شکل ۲). فقط توابع Saxton et al (1986) در ناحیه خشک منحنی رطوبتی دقت پایینی داشتند. مقادیر RMSR توابع انتقالی نقطه‌ای بین ۰/۰۲۰ تا ۰/۲۷۸ با مقدار متوسط ۰/۰۴۷ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب به‌دست آمد. از طرفی، با افزایش مقدار مکش خاک، مقادیر RMSR برای همه توابع انتقالی نقطه‌ای کاهش یافت. در این میان، توابع نقطه‌ای Gupta and Larson (1979) و Tomasella and Hodnet (1998) نسبت به سایر توابع بیشترین مقادیر RMSR را تقریباً در همه مکش‌ها نشان دادند. بین توابع انتقالی خاک‌های دنیا، توابع Al-Majou et al (2008) و Khodaverdiloo et al (2011) با مقادیر متوسط RMSR برابر ۰/۰۲۶ و ۰/۰۲۸ نتایج بهتری ارائه کردند. به طور کلی، بر اساس رویکرد نقطه‌ای، توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک‌های منطقه به‌ترتیب با مقادیر متوسط RMSR برابر ۰/۰۱۲۷ و ۰/۰۱۵۵ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب با بیشترین دقت همراه بودند؛ هرچند نتایج این توابع تا حدود زیادی مشابه و نزدیک به یکدیگر بود (شکل ۲ ه). بر پایه مقادیر ME، به جز

این توابع باشد. بر اساس مدل ون‌گنوختن، مقدار RMSR توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک‌های منطقه در مکش‌های بالا ($pF > 2/5$) تقریباً ثابت و با تغییرات بسیار اندکی همراه بودند. همچنین، مقادیر RMSR حاصل توابع انتقالی خاک و توابع انتقالی طیفی خاک‌های منطقه تقریباً مشابه یکدیگر به‌دست آمد؛ با این تفاوت که در مکش‌های متوسط و بالا ($pF > 1/7$) توابع طیفی دقت نسبتاً بالاتری داشتند (شکل ۲ الف).

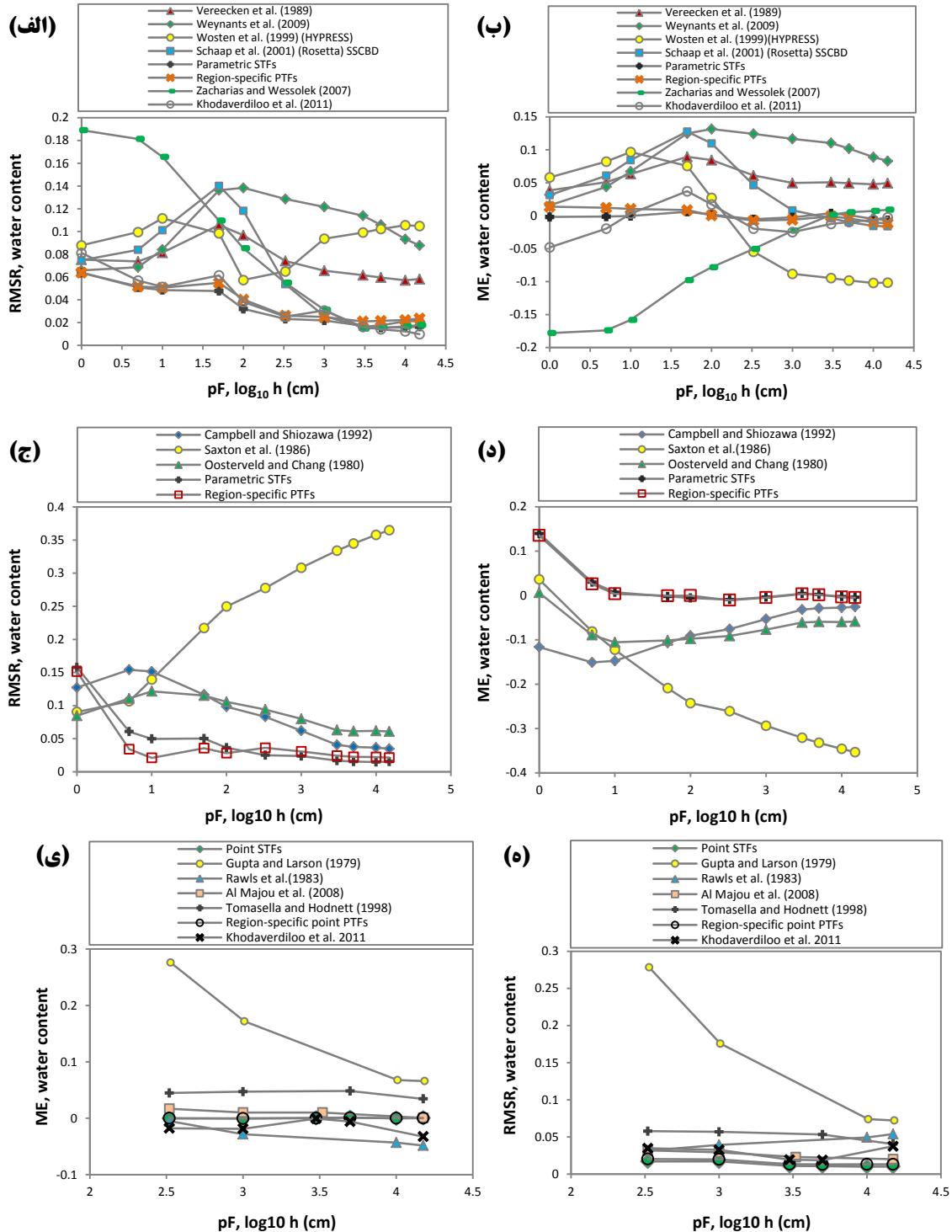
بر پایه مقادیر ME و مدل ون‌گنوختن، به جز توابع Wosten et al (1999) و Zacharias and Wessolek (2007) همه توابع انتقالی تمایل به بیش‌برآوردی رطوبت خاک به‌ازای همه پتانسیل‌های ماتریک داشتند (شکل ۲ ب). توابع Zacharias and Wessolek (2007) در نواحی مرطوب ($pF < 3/5$) و توابع Wosten et al (1999) در نواحی خشک ($pF > 2$) در تخمین رطوبت خاک حالت کم‌برآورد نشان دادند. این کم‌برآوردی ممکن است به دلیل در نظر نگرفتن ماده آلی به منزله متغیر ورودی این توابع باشد. زیرا ماده آلی نقش مهمی در ظرفیت نگه‌داشت آب در خاک در نقاط نزدیک به اشباع و نیز بخش خشک منحنی رطوبتی دارد. حداقل مقادیر ME در نواحی نزدیک به اشباع ($pF < 1$) و نیز در گستره خشک ($pF > 3$) منحنی رطوبتی به‌دست آمد.

به‌ازای مدل بروکز-کوری، مقدار RMSR حاصل از همه توابع انتقالی به جز توابع Saxton et al (1986) با افزایش پتانسیل ماتریک خاک کاهش پیدا کرد (شکل ۲ ج). از طرفی، به جز توابع Saxton et al (1986)، بیشترین مقادیر RMSR به‌ازای مکش‌های کمتر از ۱۰ سانتی‌متر ($pF < 1$) به‌دست آمد. این نتیجه می‌تواند به دلیل ناتوانی این توابع در توصیف منافذ درشت خاک در منطقه نزدیک به اشباع باشد. در توابع Saxton et al (1986) فقط از مقادیر رس و شن به مثابه متغیرهای تخمینگر استفاده شده است. بنابراین یکی از دلایل ضعف این توابع در نواحی با رطوبت متوسط و خشک ($pF > 1/7$) ممکن است به دلیل در نظر نگرفتن جرم ویژه ظاهری و ماده آلی خاک به منزله متغیرهای ورودی مهم در این توابع باشد.

مشابه مدل ون‌گنوختن به‌ازای مدل بروکز-کوری نیز توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک‌های منطقه، نسبت به سایر توابع انتقالی خاک، با کمترین مقدار RMSR همراه بودند؛ طوری که متوسط مقدار RMSR برای این توابع به‌ترتیب برابر ۰/۰۴۲ و ۰/۰۳۹ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب به‌دست آمد. با استفاده از مدل بروکز-کوری و در مکش‌های کمتر از ۱۰۰ سانتی‌متر ($pF < 2$)، توابع انتقالی خاک‌های منطقه از دقت

پژوهشگران نیز نشان داده‌اند (Cornelis *et al.*, 2001). توابع Gupta and Larson (1979) برای خاک‌های رسوبی مرکز امریکا و بر اساس تعداد ۴۳ نمونه خاک اشتقاق پیدا کرده‌اند. بنابراین، استفاده از این توابع در خاک‌های غیر رسوبی ممکن است با نتایج مطلوبی همراه نباشد.

توابع Rawls *et al.* (1983)، سایر توابع با حالت بیش‌برآورد همراه بودند. در این میان، حالت بیش‌برآورد برای توابع Gupta and Larson (1979) با مقدار متوسط ME برابر ۰/۱۴۵ با شدت بیشتری همراه بود (شکل ۲ ی). تمایل توابع Gupta and Larson (1979) در بیش‌برآورد مقادیر تخمینی را دیگر



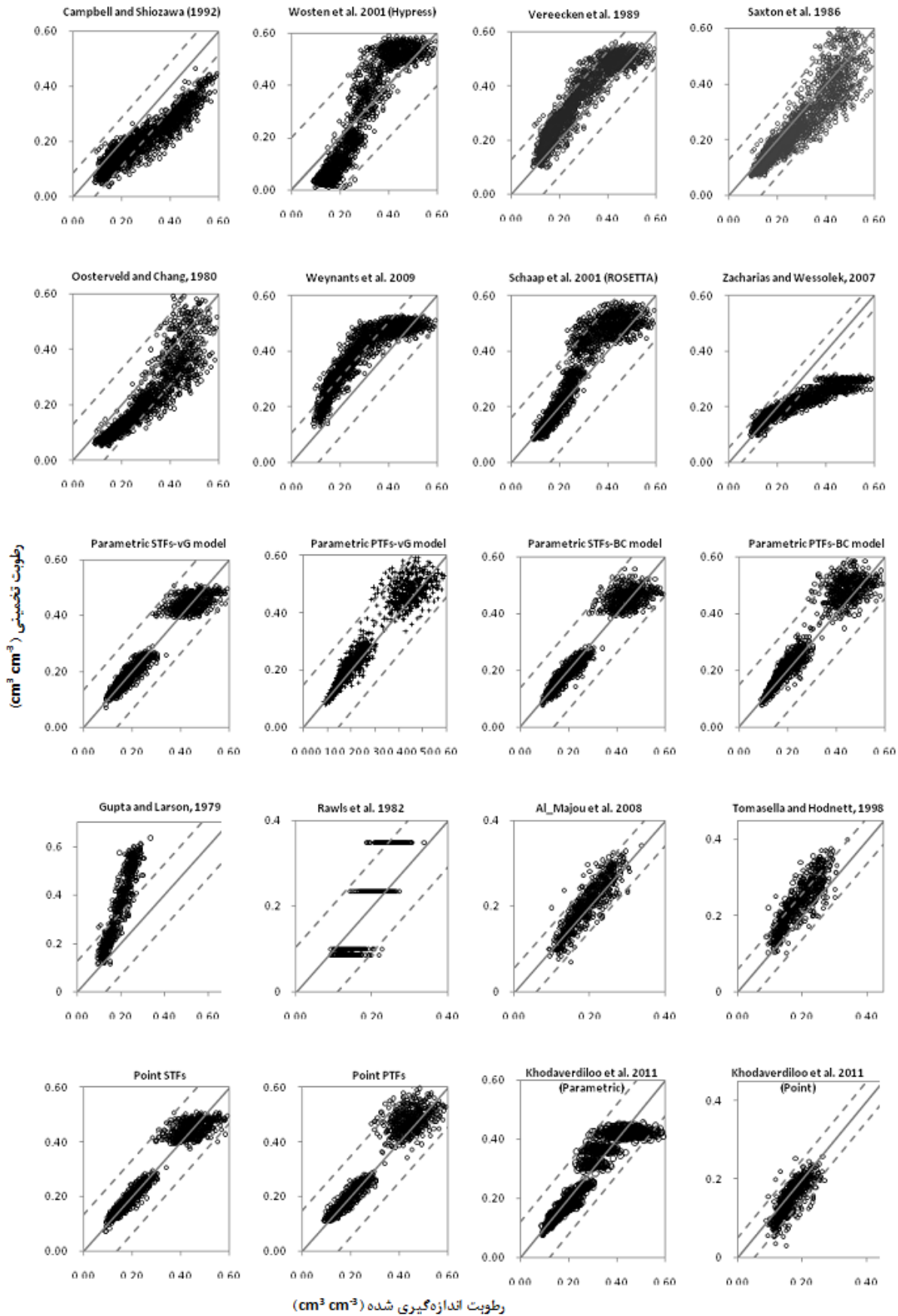
شکل ۲. مقایسه مقادیر RMSR و ME رطوبت حجمی خاک به منزله تابعی از پتانسیل ماتریک (pF) حاصل توابع انتقالی خاک و توابع انتقالی طیفی. رویکرد پارامتریک توابع انتقالی برای مدل رطوبتی ون گنوختن (الف و ب)، رویکرد پارامتریک توابع انتقالی برای مدل رطوبتی بروکز-کوری (ج و د)، رویکرد نقطه‌ای توابع انتقالی (ه و ی).

Zacharias and (1979) Gupta and Larson و (1982) *al* Wessolek (2007) توزیع ضعیف‌تری ارائه کرده‌اند (شکل ۳). در جدول ۴ نتایج رتبه‌بندی توابع انتقالی مختلف به‌ازای رویکردهای پارامتریک و نقطه‌ای و بر اساس مقادیر متوسط RMSR می‌آید. بر اساس رویکرد پارامتریک، توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک اشتقاق یافته برای مدل ون گنوختن دقت بالاتری (رتبه‌های ۱ و ۲) در مقایسه با توابع اشتقاق یافته برای مدل بروکز- کوری (رتبه‌های ۴ و ۵) نشان دادند. در این میان، توابع پارامتریک Khodaverdiloo *et al* (2011) در رتبه سوم قرار گرفتند. از طرفی، دقت تخمین‌ها به‌ازای هر دو مدل رطوبتی و در حضور توابع انتقالی اشتقاقی بیشتر از توابع انتقالی خاک‌های دنیا بود. توابع انتقالی Saxton *et al* (1986) بیشترین رتبه (رتبه ۱۳) با RMSR برابر ۰٫۲۵ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب) را بین توابع انتقالی پارامتریک به خود اختصاص دادند.

دقت تخمین مقادیر رطوبت خاک به‌ازای مکش‌های مختلف توسط توابع انتقالی ممکن است حتی با وجود مقادیر کوچک RMSR چندان قابل استنباط نباشد. بنابراین، نمایش مقادیر اندازه‌گیری شده در مقابل مقادیر برآورد شده و چگونگی توزیع آن‌ها در اطراف خط ۱:۱ می‌تواند دقت توابع انتقالی را بهتر نمایش دهد. در شکل ۳ پراکنش مقادیر تخمینی رطوبت خاک در همه مکش‌ها (همه با هم) توسط توابع انتقالی مختلف حول قطر ۱:۱ همراه انحراف معیار مقادیر تخمینی می‌آید. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تراکم نقاط حول خط ۱:۱ در STF و PTF‌های پارامتریک اشتقاقی، به‌ویژه در مکش‌های متوسط و زیاد، بیشتر از سایر توابع انتقالی خاک است؛ هرچند در نقاط نزدیک به اشباع نقاط تا حدودی توزیع پراکنده‌ای دارند. پراکنش نقاط توسط توابع Schaap *et al* (2001) و Vereecken *et al* (1989) و Tomasella and Hodnet (1998) و Al-Majou *et al* (2008) و Khodaverdiloo *et al* (2011) نسبت به سایر PTF‌ها توزیع مطلوب‌تری دارد. توابع Rawls *et*

جدول ۴. رتبه‌بندی توابع انتقالی پارامتریک و نقطه‌ای بر اساس مقادیر RMSR حاصل برآورد رطوبت خاک

رتبه	میانگین RMSR	تابع انتقالی
		رویکرد پارامتریک
۷	۰٫۰۷۳	(1989) Vereecken <i>et al</i>
۱۲	۰٫۱۰۴	(2009) Weynants <i>et al</i>
۱۱	۰٫۰۹۳	(1999) Wosten <i>et al</i>
۶	۰٫۰۶۱	(2001) Schaap <i>et al</i>
۸	۰٫۰۸۰	(2007) Zacharias and Wesolek
۳	۰٫۰۳۸۷	(2011) Khodaverdiloo <i>et al</i>
۱	۰٫۰۳۲	توابع انتقالی طیفی پارامتریک (STFs) - مدل ون گنوختن (این پژوهش)
۲	۰٫۰۳۶	توابع انتقالی پارامتریک خاک (PTFs) - مدل ون گنوختن (این پژوهش)
۹	۰٫۰۸۵	(1992) Campbell and Shizowa
۱۳	۰٫۲۵۰	(1986) Saxton <i>et al</i>
۱۰	۰٫۰۸۷	(1980) Oosterveld and Chang
۵	۰٫۰۴۲	توابع انتقالی طیفی پارامتریک (STFs) - مدل بروکز- کوری (این پژوهش)
۴	۰٫۰۳۹	توابع انتقالی پارامتریک خاک (PTFs) - مدل بروکز- کوری (این پژوهش)
		رویکرد نقطه‌ای
۷	۰٫۱۵۰	(1979) Gupta and Larson
۶	۰٫۱۴۳	(1982) Rawls <i>et al</i>
۳	۰٫۰۲۶۱	(2008) Al-Majou <i>et al</i>
۵	۰٫۰۵۲۱	(1998) Tomasella and Hodnet
۴	۰٫۰۲۸۶	(2011) Khodaverdiloo <i>et al</i>
۱	۰٫۰۱۲۷	توابع انتقالی طیفی نقطه‌ای (STFs) (این پژوهش)
۲	۰٫۰۱۵۵	توابع انتقالی نقطه‌ای خاک (PTFs) (این پژوهش)



شکل ۳. پراکنش مقادیر اندازه‌گیری و تخمینی رطوبت خاک به‌ازای همهٔ مکش‌ها (همه با هم) به‌دست‌آمده از توابع انتقالی مختلف. خط پیوسته قطر ۱:۱ را نشان می‌دهد و خطوط منقطع انحراف معیار مقادیر تخمینی را بیان می‌کنند.

انتقالی نقطه‌ای و پارامتریک خاک در تخمین منحنی مشخصه رطوبتی خاک می‌شود. به طور کلی، به‌ازای همه توابع انتقالی، با افزایش مکش خاک ($pF=0-4.7$)، مقادیر RMSR حاصل برآورد نقاط رطوبتی خاک کاهش پیدا کرد؛ اگرچه در مدل بروکز- کوری توابع انتقالی خاک‌های منطقه در نواحی مرطوب و توابع انتقالی طیفی در نواحی خشک عملکرد نسبتاً بهتری داشتند.

نتایج رتبه‌بندی بر اساس مقادیر RMSR نشان داد STF و PTF‌های اشتقاق یافته برای مدل ون گنوختن از دقت بالاتری در مقایسه با توابع اشتقاق یافته برای مدل بروکز- کوری برخوردار بودند. همچنین، به‌ازای هر دو رویکرد پارامتریک و نقطه‌ای، دقت تخمین‌ها در حضور توابع انتقالی اشتقاقی بیشتر از توابع انتقالی خاک‌های دنیا بود. در این میان، توابع انتقالی Saxton *et al* (1986) بیشترین رتبه (رتبه ۱) و توابع انتقالی طیفی کمترین رتبه (رتبه ۱) را بین توابع انتقالی پارامتریک به خود اختصاص دادند. در مورد توابع انتقالی خاک‌های دنیا حداقل مقادیر RMSR به‌ازای توابعی به‌دست آمد که علاوه بر متغیرهای توزیع اندازه ذرات خاک از جرم ویژه ظاهری و کربن آلی خاک نیز به منزله متغیرهای ورودی خود طی فرایند تخمین استفاده کردند. لازم است پارامترهایی به منزله ورودی توابع انتقالی خاک در نظر گرفته شوند که بتوانند به طور مؤثر اثر ویژگی‌های ساختمانی خاک را در توابع انتقالی وارد کنند. توسعه پایگاه‌های اطلاعاتی خاک از طریق ایجاد کتابخانه‌های طیفی خاک‌ها می‌تواند، علاوه بر افزایش دقت تخمین توابع انتقالی خاک، باعث رفع بسیاری از محدودیت‌های توابع انتقالی خاک، که در بخش مقدمه به آن‌ها اشاره شد، نیز بشود. البته لازم است توابع انتقالی طیفی نقطه‌ای و پارامتریک اشتقاق یافته با استفاده از اطلاعات موجود در سایر کتابخانه‌های طیفی و نیز در دیگر مناطق ارزیابی شوند.

REFERENCES

- Al Majou, H., Bruand, A., Duval, O., Le Bas, C., and Vautier, A. (2008). Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon. *Soil Use and Management*, 24, 383–391.
- Babaeian, E., Homae, M., and Norouzi, A. A. (2012). Deriving and validating point spectrotransfer functions in Vis-NIR-SWIR range to estimate soil water retention. *Journal of Water and Soil Conservation Research*, 1(4), 41-27. (In Farsi)

بر پایه نتایج جدول ۴، استفاده از رویکرد نقطه‌ای در مقابل رویکرد پارامتریک توابع انتقالی طیفی و توابع انتقالی خاک‌های منطقه به کمترین مقادیر RMSR منجر می‌شود. به عبارت دیگر، در مکش‌های متناظر رویکرد نقطه‌ای در مقایسه با رویکرد پارامتریک از دقت بالاتری برای برآورد مقدار رطوبت خاک برخوردار بود. این نتیجه می‌تواند به دلیل ضعف در برازش دقیق مدل‌های رطوبتی به مقادیر رطوبت خاک در برخی مکش‌ها باشد. این یافته‌ها در انطباق با نتایج دیگر پژوهش‌ها است که نشان داده‌اند توابع انتقالی نقطه‌ای، که به منظور برآورد رطوبت خاک ارائه شده‌اند، در مقایسه با توابع انتقالی پارامتریک دقت بالاتری دارند (Pachepsky *et al*, 1996; Tomasella *et al*, 2003). از آنجا که مقدار نگه‌داشت آب در خاک به‌ازای مکش‌های مختلف توسط ویژگی‌های مختلفی از خاک کنترل می‌شود، استفاده از توابع انتقالی ارائه شده برای یک مکش معین می‌تواند به تفکیک اهمیت هر ویژگی از خاک در توصیف منحنی مشخصه رطوبتی خاک منجر شود. بنابراین، خطای زیاد حاصل از کاربرد توابع انتقالی پارامتریک در مکش‌های مختلف می‌تواند به دلیل عدم برازش دقیق مدل‌های رطوبتی در این مکش‌ها باشد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش دو گروه تابع انتقالی، شامل توابع انتقالی طیفی (STFs) و توابع انتقالی خاک (PTFs)، به روش رگرسیون خطی چندگانه برای بخشی از خاک‌های حوزه آبخیز زنجان رود اشتقاق یافت. سپس، عملکرد پارامتریک (بر اساس مدل‌های ون گنوختن و بروکز- کوری) و نقطه‌ای این دو گروه با یکدیگر و با برخی از توابع انتقالی مهم خاک‌های دنیا (شامل ۱۴ تابع انتقالی نقطه‌ای و پارامتریک) در پیش‌بینی منحنی مشخصه رطوبتی خاک ارزیابی شد. بر پایه نتایج به‌دست آمده، استفاده از بازتاب طیفی خاک در گستره ۳۵۰ تا ۲۵۰۰ نانومتر باعث بهبود عملکرد توابع

- Brooks, R. H. and Corey, A. T. (1964). Hydraulic properties of porous media, Hydrology paper no. 3. Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Campbell, G. S. and Shiozawa, S. (1992). Prediction of hydraulic properties of soils using particle size distribution and bulk density. p. 317–328. *In* M.Th. van Genuchten *et al*. (ed.). Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. U.S. Salinity Lab., Riverside, CA.
- Cecillon, L. C. Barthesb, B. G. Gomez, C., Ertlen, D., Genot, V., Hedde, M., Stevens, A., and Brun, J.

- (2009). Assessment and monitoring of soil quality using near-infrared reflectance spectroscopy (NIRS). *European Journal of Soil Science*, 60, 770–784.
- Cornelis, W. M., Khlosi, M., Hartmann, R., Van Meirvenne, M., and De Vos, B. (2005). Comparison of unimodal analytical expressions for the soil-water retention curve. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 1902–1911.
- Cornelis, W. M., Ronsyn, J., Van Meirvenne, M., and Hartmann, R. (2001). Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 638–648.
- Farrokhiان Firouzi, A. and Homaeه, M. (2005). Predicting water retention curve of Gypsiferous soils using the derived point pedotransfer functions. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 6(24), 129-142. (In Farsi)
- Farrokhiان Firouzi, A. and Homaeه, M. (2003). Predicting hydraulic properties of Gypsiferous soils using the derived parametric pedotransfer functions. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 4(15), 57-72. (In Farsi)
- Gee, G. W. and Bauder, J. W. (1986). Particle size analysis. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis: Part I. Second edition. Agronomy Monograph, vol. 9.* ASA and SSSA, Madison, WI, USA, 383–411.
- Ghorbani Dashtaki, S. and Homaeه, M. (2002). Parametric estimation of unsaturated hydraulic functions using pedotransfer functions. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 3(12), 1-16. (In Farsi)
- Ghorbani Dashtaki, S. and Homaeه, M. (2004). Estimating soil water retention using point pedotransfer functions. *Journal of Agricultural Science*, 4(10), 157-166. (In Farsi)
- Ghorbani Dashtaki, S. and Homaeه, M. (2007). Parameter estimation of some infiltration models using pedotransfer functions. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*, 1(1), 21-30. (In Farsi)
- Gomez, C., Lagacherie, P., and Coulouma, G. (2008). Continuum removal versus PLSR method for clay and calcium carbonate content estimation from laboratory and airborne hyperspectral measurements. *Geoderma*, 148, 141–148.
- Gupta, S. C. and Larson, W. E. (1979). Estimating soil water characteristic from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resources Research*, 15, 1633-1635.
- Ho, R. (2006). *Handbook of Univariate and Multivariate Data Analysis and Interpretation with SPSS.* Chapman and Hall, CRC.
- Homaeه, M. and Farrokhiان Firouzi, A. (2008). Deriving point and parametric pedotransfer functions of some gypsiferous soils. *Australian Journal of Soil Research*, 46, 219–227.
- Sanam Jafari Gilandeh, S., Ali Rasoulzadeh, A., and Khodaverdiloo, H. (2013). Evaluating some pedotransfer functions for simulation of transient water flow in soil. *Journal of Water and Soil Conservation Research*, 2(4), 1-13. (In Farsi)
- Jana, R. B., Mohanty, B., and Springer, E. P. (2007). Multiscale pedotransfer functions for soil water retention. *Vadose Zone Journal*, 6, 868–878.
- Janik, L. J., Forrester, S. T., and Rawson, A. (2009). The prediction of soil chemical and physical properties from mid-infrared spectroscopy and combined partial least-squares regression and neural networks (PLS-NN) analysis. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 97, 179–188.
- Janik, L. J., Merry, R. H., Forrester, S. T., Lanyon, D. M., and Rawson, A. (2007). Rapid prediction of soil water retention using mid infrared spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, 71, 507–514.
- Jarvis, N. J., Zavatiaro, L., Rajkai, K., Reynolds, W. D., Olsen, P. A., McGechan, M., Mecke, M., Mohanty, B., Leeds-Harrison, P. B., and Jacques, D. (2002). Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma*, 108, 1–17.
- Khodaverdiloo, H., Homaeه, M., van Genuchten, M. T., and Ghorbani Dashtaki, S. (2011). Deriving and validating pedotransfer functions for some calcareous soils. *Journal of Hydrology*, 399, 93–99.
- Khodaverdiloo, H. and Homaeه, M. (2002). Deriving pedotransfer functions to estimate soil water characteristics curve. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 10, 36-46. (In Farsi)
- Lagacherie, P., Baret, F., Feret, J. B., Madeira Netto, J., and Robbez-Masson, J. M. (2008). Estimation of soil clay and calcium carbonate using laboratory, field, and airborne hyperspectral measurements. *Remote Sensing and Environment*, 112 (3), 825–835.
- Lopez, L. R., Behrens, T., Schmidt, K., Stevens, A., Alexandre, J., Dematte, M., and Scholten, T. (2013). The spectrum-based learner: A new local approach for modeling soil vis-NIR spectra of complex datasets. *Geoderma*, 195, 268-279.
- Minasny, B., Mc Bratney, A. B., Tranter, G., and Murphy, B. W. (2008). Using soil knowledge for the evaluation of mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy for predicting soil physical and mechanical properties. *European Journal of Soil Science*, 59, 960–97.
- Motalebi, A., Homaeه, M., Zarei, Gh., and Mahmoudi, Sh. (2010). Investigating calcium carbonate on soil water characteristics of Garmsar soils using pedotransfer functions. *Journal of Irrigation and Drainage*, 4(3), 426-439. (In Farsi)
- Motalebi, A., Homaeه, M., and Pazirz, A. (2007). Estimating hydraulic parameters of clayey soils

- using point pedotransfer functions. *Journal of Agricultural Science*, 13(2), 349-365. (In Farsi)
- Mutuo, P. K., Shepherd, K. D., Albrecht, A., and Cadisch, G. (2006). Prediction of carbon mineralization rates from different soil physical fractions using diffuse reflectance spectroscopy. *Soil Biology and Biochemistry*, 38, 1658-1664.
- Navabeian, M., Liaghat, M., and Homae, M. (2004). Estimating saturated hydraulic conductivity using pedotransfer functions. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 12, 1-16. (In Farsi)
- Nemes, A., Schaap, M. G., and Wösten, J. H. M. (2003). Functional evaluation of pedotransfer functions derived from different scales of data collection. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 1093-1102.
- Nocita, M., A. Stevens, C. Noon, and B. van Wesemael. (2013). Prediction of soil organic carbon for different levels of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma*, 199, 37-42.
- Oosterveld, M. and Chang, C. (1980). Empirical relations between laboratory determinations of soil texture and moisture characteristic. *Canadian Agriculture Engineering*, 22, 149-151.
- Pachepsky, Y. A., Rawls, W. J., and Lin, H. S. (2006). Hydrology and pedotransfer functions. *Geoderma*, 131, 308-316.
- Pachepsky, Y. A. and Rawls, W. J. (2004). Development of pedotransfer functions in soil hydrology. *Developments in Soil Science*, 30, Elsevier, Amsterdam.
- Pachepsky, Y. A., Timilin, D., and Varallyay, G. (1996). Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. *Soil Science Society of America Journal*, 60, 727-773.
- Rawls, W. J. and Pachepsky, Y. A. (2002). Using field topographic descriptors to estimate soil water retention. *Soil Science*, 167, 423-435.
- Rawls, W. J. and Brakensiek, D. L. (1985). *Prediction of soil water properties for hydrologic modeling*. In: Jones, E., Ward, T.J. (Eds.). *Watershed Manag. Eighties. Proceedings of Symposium ASCE, Denver, CO, 30 April-2 May 1985 ASCE, New York*, pp. 293-299.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., and Saxton, K. E. (1983). Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 25, 1316-1320.
- Santra, P., Sahoo, R. N., Das, B. S., Samal, R. N., Pattanaik, A. K., and Gupta, V. K. (2009). Estimation of soil hydraulic properties using proximal spectral reflectance in visible, near-infrared, and shortwave-infrared (VIS-NIR-SWIR) region. *Geoderma*, 152, 338-349.
- Savvides, A., Corstanje, R., Baxter, S. J., Rawlins, B. J., and Lark, R. M. (2010). The relationship between diffuse spectral reflectance of the soil and its cation exchange capacity is scale dependent. *Geoderma*, 154, 353-358.
- Saxton, K. E., Rawls, W. J., Romberger, J. S., and Papendick, R. I. (1986). Estimating generalized soil water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 1031-1036.
- Schaap, M. G., Leij, F. J., and van Genuchten, M. Th. (2001). ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions, *Journal of Hydrology*, 251, 163-176.
- Schaap, M. G. and Leij, F. J. (1998). Using neural networks to predict soil water retention and soil hydraulic conductivity. *Soil and Tillage Research*, 47, 37-42.
- Schaap, M. G. and Bouten, W. (1996). Modeling water retention on curves of sandy soils using neural networks. *Water Resource Research*, 32, 3033-3040.
- Schaap, M. G., and F. J. Leij. 1998a. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Journal of Soil Science*, 163, 765-779.
- Sharma, S. K., Mohanty, B. P., and Zhu, J. T. (2006). Including topography and vegetation attributes for developing pedotransfer functions. *Soil Science Society of America Journal*, 70, 1430-1440.
- Stenberg, B., Viscarra Rossel, R. A., Mouazen, A. M., and Wetterlind, J. (2010). Visible and Near Infrared Spectroscopy in Soil Science. In Donald L. Sparks, editor: *Advances in Agronomy*, Vol. 107, Burlington: Academic Press, 2010, pp. 163-215 from [http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113\(10\)07005-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113(10)07005-7).
- Tomasella, J., Pachepsky, Y., Crestana, S., and Rawls, W. J. (2003). Comparison of Two Techniques to Develop Pedotransfer Functions for Water Retention. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 1085-1092.
- Tomasella, J. and Hodneti, M. G. (1998). Estimating soil water retention characteristics from limited data in Brazilian Amazonia. *Soil Science*, 163, 190-202.
- Tranter, G., Minasny, B., McBratney, A. B., Viscarra Rossel, R. A., and Murphy, B. W. (2008). Comparing Spectral Soil Inference Systems and Mid-Infrared Spectroscopic Predictions of Soil Moisture Retention. *Soil Science Society of America Journal*, 72(5), 1394-1400.
- van den Berg, M., Klant, E., van Reeuwijk, L. P., and Sombroek, G. (1997). Pedotransfer functions for the estimation of moisture retention characteristics of Ferraliosols and related soils. *Geoderma*, 78, 161-180.
- van Genuchten, M. Th. (1980). A close-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Vereecken, H. Weynants, M. Javaux, M. Pachepsky, Y. Schaap, M.G. and van Genuchten, M.Th. (2010). Using Pedotransfer Functions to Estimate the van Genuchten-Mualem Soil Hydraulic

- Properties: A Review. *Vadose Zone Journal*, 9, 795-820
- Vereecken, H., Diels, J., Vanorshoven, J., Feyen, J. and Bouma, J. (1992). Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 1371–1378.
- 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. Feyen, J. and Darius, P. (1989). Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content. *Soil Science*, 148, 389–403.
- Viscarra Rossel, R.A. and Behrens, T. (2010). Using data mining to model and interpret soil diffuse reflectance spectra. *Geoderma*, 158, 46–54.
- Viscarra Rossel, R.A.V. (2008). ParLeS: Software for chemometric analysis of spectroscopic data. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 90, 72–83.
- Walkley A.J., and Black I.A. 1934. An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Journal of Soil Science*, 37, 29–38.
- Weynants, M. Vereecken, H. and Javaux, M. (2009). Revisiting Vereecken Pedotransfer Functions: Introducing a Closed-Form Hydraulic Model. *Vadose Zone Journal*, 8(1), 86-95.
- Wosten, J.H.M. Pachepsky, Y.A. and Rawls, W.J. (2001). Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251, 123-150.
- Wosten, J.H.M., Lilly, A. Nemes A. and Le Bas C. (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90, 169-185.
- Zacharias, S. and G. Wessolek. (2007). Excluding Organic Matter Content from Pedotransfer Predictors of Soil Water Retention. *Soil Science Society of America Journal*, 71(1), 43-50.