

پیش‌بینی سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی با استفاده از بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک

لیلا اسماعیل نژاد^۱، جواد سیدمحمدی^{۲*}، محمود شعبان پور^۳، حسن رمضان پور^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه علوم خاک دانشگاه تهران

۲. دانشجوی دکتری، گروه علوم خاک دانشگاه تبریز

۳. دانشیار، گروه علوم خاک دانشگاه گیلان

۴. دانشیار، گروه علوم خاک دانشگاه گیلان

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۶ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۳/۶/۲۹)

چکیده

ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه از خصوصیات مهم خاک‌اند که اندازه‌گیری مستقیم آن‌ها مشکل، پرهزینه، و وقت‌گیر است. بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک در ارتباط با بسیاری از فرایندهای استاتیک و دینامیک خاک-مثل انتقال آب و املاح، ظرفیت نگه‌داشت آب خاک، ذخیره و نگهداری گرمای خاک، و غیره- مطالعه شده و به مثابه ابزاری مناسب برای تخمین ویژگی‌های مرتبط با بافت خاک معرفی شده است. در این تحقیق رابطه بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی برای ۴۰ نمونه خاک، که ۳۲ نمونه آن برای یافتن روابط تجربی و ۸ نمونه آن برای آزمون روابط به‌دست آمده، از منطقه گیلوان با کلاس‌های بافتی شنی تا رسی، که دارای مواد مادری متفاوت بودند، ارزیابی شد. نتایج نشان داد مقادیر بعد فرکتالی برای نمونه‌های خاک مطالعه‌شده از ۲/۴۵ تا ۲/۹۹ متغیر است؛ که با ریزش بافت خاک مقدار آن زیاد می‌شود. روابط رگرسیونی به‌دست‌آمده بین بعد فرکتالی با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی توانی بود که ارزش ضریب تبیین برای آن‌ها به ترتیب ۰/۸۷ و ۰/۸۰ و در سطح احتمال ۱ درصد معنادار بود. آزمون روابط به‌دست‌آمده بین بعد فرکتالی با درصد رس، سطح ویژه، و ظرفیت تبادل کاتیونی نشان داد بین مقادیر اندازه‌گیری و پیش‌بینی شده همبستگی معناداری در سطح احتمال ۱ درصد برقرار است. این پژوهش نشان داد بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک می‌تواند شاخصی مفید در مطالعات مدل‌سازی و شبیه‌سازی برای تخمین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی باشد.

کلیدواژگان: بافت خاک، تخمین، توابع توانی، گیلوان

مقدمه

ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه از خصوصیات مهم خاک‌اند که پایگاه‌های اطلاعاتی- داده‌ای خاک به آن نیاز دارند و به منزله یک متغیر ورودی در مدل‌های زیست‌محیطی استفاده می‌شوند. آلودگی خاک همه جنبه‌های مرتبط با تولیدات کشاورزی را، از جمله دانه غلات و سلامت مصرف‌کننده، تحت تأثیر قرار می‌دهد. فلزات سنگین و ترکیبات آلی سمی از آلوده‌کننده‌های خطرناک در مزارع کشاورزی‌اند که دسترسی و غلظت آن‌ها به طور معنادار با ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه مرتبط است (Arnepalli et al, 2008; Tang et al, 2009). بنابراین مطالعه و بررسی این خصوصیات اهمیت خاصی دارد. برخی از خصوصیات خاک، مانند ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح

ویژه و اطلاعات مربوط به آن‌ها، برای کاربردهای کشاورزی و صنعتی و زیست‌محیطی بسیار بااهمیت است (Lal and Shukla, 2004). فرایندهای خاک، مانند تجمع آلاینده‌ها و دینامیک تغذیه‌ای و انتقال شیمیایی، تقریباً با پدیده‌های سطحی که بین سطوح داخلی فازهای جامد و مایع رخ می‌دهند مرتبط‌اند. در مطالعات مدل‌سازی این فرایندها می‌توانند به سطح ویژه فاز جامد خاک ارتباط داده شوند (Koorevaar et al, 1983; Sepaskhah et al, 2010). فعالیت سطحی فاز جامد در خاک‌ها عمدتاً ناشی از بخش رس به دلیل رابطه هندسی موجود بین حجم و سطح ذرات در این بخش است (Hepper et al, 2006). کانی‌های خاک و طبیعت فاز کلونیدی خاک از عوامل مؤثر بر سطح ویژه‌اند. به بیان دیگر، تنوع سطح ویژه میان خاک‌ها به علت تفاوت در کانی‌ها و ترکیب و مقدار ماده آلی و توزیع اندازه ذرات است. کانی‌های رسی در خاک‌های معدنی تأثیر زیادی بر

* نویسنده مسئول: seyedmohammadi.javad@gmail.com

سطح ویژه دارند. تفاوت سطح ویژه در این خاک‌ها بیشتر به اختلاف اندازه ذرات رس و خصوصیات جان‌شینی هم‌شکل در رس‌ها مربوط می‌شود (Cerato and Lute-negger, 2002; Lal and Shukla, 2004; Hepper et al, 2006).

مدل‌های رایانه‌ای به طور وسیع برای تخمین ویژگی‌هایی از خاک که اندازه‌گیری آن‌ها سخت و هزینه‌بر است به کار می‌روند. تغییرپذیری زیاد داده‌ها اغلب دقت استفاده از این مدل‌ها را محدود می‌سازد. این مدل‌ها به پارامترهای ترکیبی، که به طور مؤثر سیستم‌های سلسله‌مراتبی را به خواص و فرایندهای خاک در مقیاس‌های مختلف ارتباط می‌دهند، نیاز دارند. هندسه فرکتالی به طور گسترده‌ای جهت توصیف غیر یکنواختی در محدوده‌ای وسیع از فرایندهای طبیعی، شامل سیستم‌های فیزیکی خاک، به کار می‌رود (Mandellbort, 1999; Kutlu et al, 2008). همچنین نظریه فرکتال جهت توصیف کامل‌تری از ساختمان خاک و فرایندهایی که بیان آن‌ها با استفاده از روش‌های رایج مبتنی بر هندسه اقلیدسی غیر ممکن است استفاده می‌شود (Sokolowska et al, 2001).

مفهوم فرکتال به طور گسترده برای مشخص کردن برخی ویژگی‌های خاک استفاده می‌شود (Ersahin et al, 2006). تحقیقات زیادی انجام شده است تا ویژگی‌های فیزیکی خاک، مانند توزیع اندازه ذرات و اندازه منافذ و اندازه خاک‌دانه، با استفاده از ابعاد فرکتال آن‌ها مشخص شود که به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. Tyler and Wheatcraft (1992) رابطه توزیع اندازه ذرات خاک و مکش رطوبتی خاک را با استفاده از ریاضیات فرکتال به دست آوردند. Pirmoradian et al (2005) کاربرد و توانایی نظریه فرکتال را در کمی کردن پایداری خاک‌دانه‌ها در اثر عملیات مختلف خاک‌ورزی در یک خاک آهکی منطقه خشک بررسی کردند. Ahmadi et al (2011) رابطه بعد فرکتالی را با خصوصیات فیزیکی خاک، شامل اجزای بافت خاک و تخلخل و هدایت هیدرولیکی مؤثر، بررسی کردند و همبستگی مثبت بالا و معناداری بین بعد فرکتالی با درصد رس و تخلخل کل و همبستگی منفی میان بعد فرکتالی با شن و میانگین هندسی قطر ذرات را گزارش کردند. Xu et al (2013) رابطه بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک با جوامع گیاهی مختلف با انواع خاک مشابه را بررسی کردند. نتیجه تحقیقات آن‌ها نشان داد کاربری مزارع نسبت به علفزار و جنگل دارای بعد فرکتال بیشتری است. آن‌ها همچنین دریافتند بعد فرکتالی روشی مفید برای ارزیابی و کمی کردن درجه تخریب خاک است که در شیب‌های استپی مزارع به دلیل دخالت‌های انسانی درجه تخریب بیشتری دارد. Zhao et al (2006) توزیع اندازه ذرات و

خاک‌دانه را با استفاده از مفاهیم فرکتال مشخص کردند. نتیجه تحقیقات آن‌ها نشان داد بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات در مقایسه با بعد فرکتالی توزیع خاک‌دانه در توصیف ساختمان خاک مؤثرتر است. Sokolowska et al (2001) ابعاد فرکتالی چندین نمونه خاک کمی‌سول و لووی‌سول را با تجزیه هم‌دهماهای جذب سطحی نیتروژن، بخار آب، داده‌های ناخالصی جیوه، و توزیع اندازه ذرات خاک تعیین کردند. آن‌ها هیچ همبستگی معناداری بین انواع مختلف ابعاد فرکتال سطحی پیدا نکردند. اما مقادیر ابعاد فرکتال سطحی به دست آمده از داده‌های ناخالصی جیوه با اجزای بافت خاک و بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات با سطح ویژه همبستگی خوبی داشتند.

نتایج اغلب پژوهش‌ها نشان می‌دهد بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک در کمی کردن روابط میان بافت خاک با ویژگی‌ها و فرایندهای مرتبط با آن مفید است (Hwang et al, 2002). پیشرفت‌های زیادی در زمینه تخمین ویژگی‌های هیدرولیک خاک، همانند مکش رطوبتی (Perfect et al, 2004; Huang and Zhang, 2005) و جریان آب در خاک‌های اشباع (Timlin et al, 1999) و غیر اشباع (Xu, 2004) با استفاده از بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات و اندازه منافذ خاک صورت گرفته است. Su et al (2004) بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک را با درجه بیابان‌زایی در اراضی کشت شده مرتبط کردند و نشان دادند هر چه مقدار شن زیاد و مقادیر بعد فرکتالی اندازه ذرات خاک کمتر باشد استعداد بیابان‌زایی خاک افزایش می‌یابد. آن‌ها همچنین در این خاک‌ها رابطه‌ای معنادار بین بعد فرکتالی با ازت کل، کربن آلی، و درصد رس به دست آوردند. Neyshabouri et al (2011) از بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک به مثابه فاکتور پیش‌بینی‌کننده فرسایش بین شیاری استفاده کردند. Ersahin et al (2006) در مطالعه‌ای در کشور ترکیه روابط تجربی را بین اجزای خاک، بعد فرکتالی، ظرفیت تبادل کاتیونی، و سطح ویژه به دست آوردند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که بعد فرکتالی با درصد رس و همچنین ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه با بعد فرکتالی بیشترین همبستگی مثبت و معنی‌دار را دارد. Sepaskhah and Tafteh (2013) در مطالعه‌ای روی خاک‌های استان فارس رابطه بعد فرکتالی را با سطح ویژه بررسی کردند. نتیجه تحقیقات ایشان نشان داد بعد فرکتالی با دقت زیادی قادر به تخمین سطح ویژه ذرات خاک است.

اندازه‌گیری ظرفیت تبادل کاتیونی خاک و سطح ویژه وقت گیر و پرهزینه و در برخی خاک‌ها، به علت زیادبودن گچ و آهک، بسیار مشکل است. به این علت استفاده از روش‌هایی که

رابطه ۱) $N(X > x_i) = kx_i^{-D}$

$N(X > x_i)$ تعداد تجمعی اجزای بزرگ‌تر از اندازه مشخص (x_i) ، k تعداد اجزا در مقیاس واحد طول، و D بعد فرکتال را نشان می‌دهد. در رابطه ۱ به محاسبات کامل و دقیق برای مقادیر N نیاز است و در آنالیز توزیع اندازه ذرات خاک با استفاده از روش‌های مرسوم این دقت قابل حصول نیست. بنابراین تعدادی از محققان برای جبران این مشکل در محاسبه بعد فرکتالی از توزیع اندازه ذرات خاک از رابطه ۲ استفاده کردند (Tyler and Wheatcraft, 1992; Bittelli et al, 1999; Zhao et al, 2006; Liu et al, 2009; Gunal et al, 2011; Xu et al, 2013). در این پژوهش نیز از رابطه ۲ استفاده شد:

$$\frac{M(r < R)}{M_T} = \left(\frac{R}{R_{\max}} \right)^{3-D_m} \quad (\text{رابطه ۲})$$

$M(r < R)$ جرم ذرات با شعاع r عبور کرده از الک با شعاع R ، M_T وزن کل نمونه خاک استفاده شده که شعاع ذرات آن کوچک‌تر از R_{\max} است، شعاع الک‌هایی که قطر آن‌ها قبلاً ذکر شد (۲۰۰۰، ۱۱۸۰، ...)، R_{\max} شعاع بزرگ‌ترین الک که در این پژوهش قطر آن ۲۰۰۰ میکرومتر است، و D_m بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک را نشان می‌دهد.

برای به‌دست‌آوردن مقدار D_m نمونه‌های خاک مورد مطالعه، با توجه به رابطه ۲، مقادیر $\log(M(r < R)/M_T)$ در برابر $\log(R/R_{\max})$ برای هر نمونه خاک ترسیم شد و از شیب خطوط رگرسیونی حاصله مقدار D_m با رابطه ۳ محاسبه شد. فرم لگاریتمی رابطه ۲ به صورت رابطه ۳ است:

$$D_m = 3 - \frac{\log(M(r < R)/M_T)}{\log(R/R_{\max})} \quad (\text{رابطه ۳})$$

بعد از تعیین مقادیر بعد فرکتال و سایر خصوصیات خاک، داده‌های به‌دست‌آمده به دو گروه تقسیم شدند؛ داده‌ها جهت یافتن رابطه تجربی مناسب و داده‌ها برای آزمون روابط تجربی. این دو گروه داده از نظر ویژگی‌های آماری شبیه هم بودند. سپس روابط به‌دست‌آمده بین بعد فرکتال و ویژگی‌های خاک از جمله رس، شن، سیلت، ماده آلی، سطح ویژه، و ظرفیت تبادل کاتیونی تجزیه و تحلیل شد.

یافته‌ها و بحث

خصوصیات خاک‌های مطالعه شده در جدول ۱ می‌آید. بافت خاک محدوده وسیعی، از شنی تا رسی، را در بر می‌گیرد. مقادیر ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه با توجه به تنوع بافت خاک نمونه‌های مطالعه شده متغیر است. متوسط مقدار ماده آلی در خاک‌های مطالعه شده کم است.

از داده‌های ارزان و اطلاعات ثانویه برای تخمین این پارامترها استفاده می‌کنند بسیار مفید است (Seybold et al, 2005; Hepper et al, 2006; Arnepalli et al, 2008; Bayat et al, 2012). این پارامترها متأثر از بافت و مقدار ماده آلی خاک هستند. بنابراین در خاک‌های با ماده آلی کم با استفاده از بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک می‌توانند برآورد شوند. هدف این پژوهش تخمین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی با استفاده از بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک است.

مواد و روش‌ها

خاک‌های مطالعه شده در این تحقیق از نواحی جنوبی استان گیلان در منطقه گیلوان انتخاب شد. تعداد ۴۰ نمونه خاک با تشکیلات زمین‌شناسی سنگ‌های گچی و آهک‌دار دانه‌ریز، رسوبات توفی مایل به رنگ سبز، آهک‌های بیوسفری صدف‌دار، و مواد مادری آبرفتی و گچی و آهکی که پوشش گیاهی متفاوت داشتند و در توپوگرافی‌های مختلف قرار گرفته بودند استفاده شد. نمونه‌ها از عمق ۳۰ سانتی‌متر سطحی به صورت دست‌خورده جمع‌آوری شدند. بافت خاک‌ها از کلاس شنی تا رسی متنوع بودند.

خاک‌ها، پس از هواخشک‌شدن، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند. خصوصیات فیزیکی و شیمیایی با استفاده از روش‌های استاندارد تعیین شدند (Burt, 2004). سطح ویژه خاک‌های مطالعه شده با استفاده از اتیلن‌گلیکول مونواتیل‌تر، که یک مولکول قطبی است و فقط یک لایه مولکولی را روی سطح ذرات تشکیل می‌دهد، اندازه‌گیری شد (Burt, 2004). توزیع اندازه ذرات با قطر بزرگ‌تر از ۷۵ میکرومتر با استفاده از الک تر و محلول هگزامتافسفات سدیم با الک‌های ۲۰۰۰، ۱۱۸۰، ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۴۲۵، ۳۵۵، ۲۱۲، و ۷۵ میکرومتر به‌دست آمد. ذرات با قطر کوچک‌تر از ۷۵ میکرومتر با هیدرومتر تجزیه شدند.

روش هیدرومتر برای تجزیه توزیع اندازه ذرات خاک به طور گسترده استفاده می‌شود. در این مطالعه روش استاندارد حدود ۷۲ ساعت ادامه یافت تا رس‌های درشت و ریز بهتر از هم تفکیک شوند. این اصلاح در تخمین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی از بعد فرکتالی بسیار مؤثر است. چون باعث می‌شود مقادیر دقیق‌تری از بعد فرکتالی، که به نوع رس در خاک حساس‌اند، محاسبه شود (Ersahin et al, 2006). مفهوم فرکتال می‌تواند بر اساس رابطه بین تعداد و اندازه در سیستم خودتشابه آماری توضیح داده شود. Mandelbort (1999) با استفاده از رابطه ۱ مقدار بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات را برآورد کرد:

جدول ۱. ویژگی‌های آماری خصوصیات تعیین شده خاک‌های مطالعه شده

کشیدگی	چولگی	درصد ضریب تغییرات	انحراف معیار	میانگین	حداکثر	حداقل	واحد اندازه‌گیری	خصوصیات خاک		
-۱	۰٫۳۳	۴۹٫۳	۱۷٫۰	۳۴٫۵	۶۸٫۱	۸	درصد	شن	داده‌ها جهت یافتن روابط تجربی مناسب	
-۰٫۵۳	-۰٫۱۹	۳۲٫۳	۹٫۵	۲۹٫۴	۴۵٫۷	۱۰	درصد	سیلت		
۰٫۶۰	۰٫۶۸	۴۴٫۶	۱۶٫۱	۳۶٫۱	۷۳	۸	درصد	رس		
۱٫۲۸	۰٫۳۶	۳۷٫۲	۱۴٫۱	۳۷٫۹	۷۸٫۴	۱۱٫۶	Cmolc/kg	ظرفیت تبادل کاتیونی		
۰٫۵۵	۰٫۶۹	۵۲٫۷	۱۱۴٫۵	۲۱۶٫۹	۵۲۳٫۵	۴۲٫۶	m ² gr	سطح ویژه		
۰٫۲۴	۰٫۱۷	۳۸٫۷	۰٫۶۲	۱٫۶	۲٫۹	۰٫۲	درصد	ماده آلی		
۱٫۴۵	-۰٫۸۵	۴٫۳	۰٫۱۲	۲٫۷۸	۲٫۹۹	۲٫۴۵	-	بعد فرکتالی (D _m)		
-۰٫۲۱	۰٫۹۸	۵٫۹	۰٫۰۵	۰٫۸۵	۰٫۹۸	۰٫۸۰	-	R ² _{Dm}		
۰٫۱۷	۰٫۲۲	۴۷٫۳	۱۷٫۲	۳۶٫۳	۶۶٫۱	۱۱	درصد	شن		داده‌ها جهت آزمون روابط تجربی
-۰٫۶۸	-۰٫۲۳	۳۷٫۲	۱۰٫۹	۲۹٫۳	۴۵٫۵	۱۰	درصد	سیلت		
-۰٫۰۹	۰٫۳۷	۴۶٫۶	۱۶٫۹	۳۶٫۲	۶۹	۹٫۷	درصد	رس		
۰٫۴۹	۰٫۷۳	۳۸٫۵	۱۳٫۹	۳۶٫۱	۷۷٫۴	۱۱٫۹	Cmolc/kg	ظرفیت تبادل کاتیونی		
۰٫۷۷	۰٫۹۵	۵۶٫۸	۱۱۸٫۵	۲۰۸٫۶	۵۱۴٫۵	۴۳٫۹	m ² gr	سطح ویژه		
-۰٫۱۸	۰٫۴۶	۳۹٫۸	۰٫۵۳	۱٫۳۳	۲٫۸	۰٫۲۵	درصد	ماده آلی		
-۱٫۰۲	-۰٫۲۳	۶٫۵	۰٫۱۸	۲٫۷۳	۲٫۹۸	۲٫۴۶	-	بعد فرکتالی (D _m)		
-۰٫۴۶	۰٫۷۸	۸٫۳	۰٫۰۷	۰٫۸۴	۰٫۹۸	۰٫۸۱	-	R ² _{Dm}		

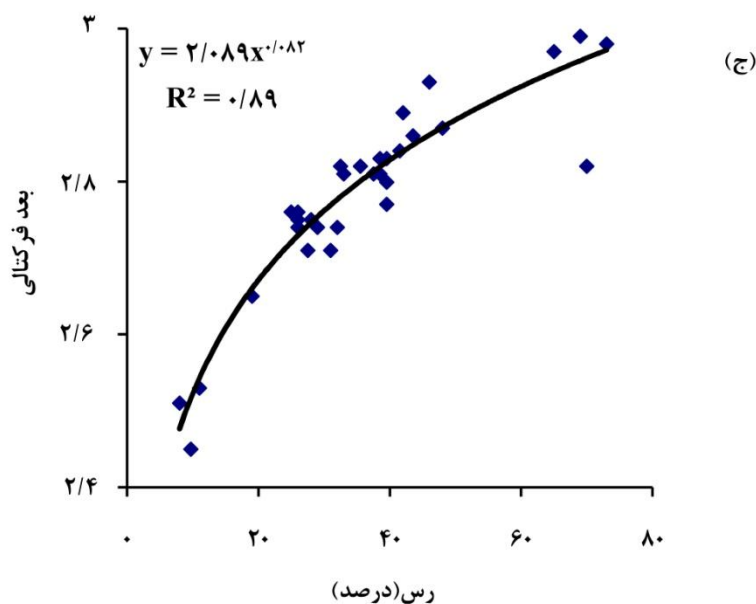
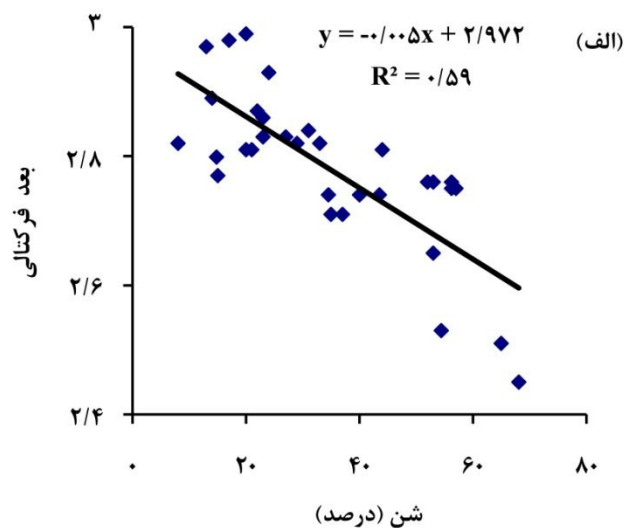
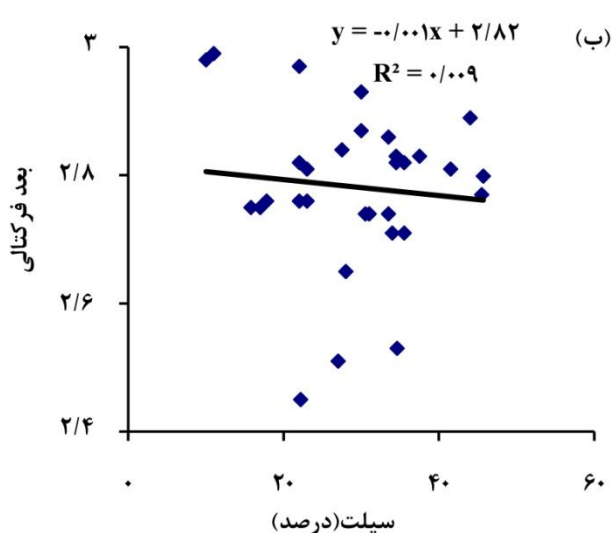
مقادیر میانگین ابعاد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک و ضریب تبیین آن‌ها همراه انحراف معیار برای کلاس‌های بافت خاک استفاده شده در این تحقیق در جدول ۲ می‌آید. بیشترین میانگین بعد فرکتالی مربوط به خاک رسی و کمترین آن مربوط به خاک شنی است. به‌طور کلی مقادیر زیاد بعد فرکتالی برای خاک‌های رسی و ریزبافت است. چون با توجه به رابطه ۳ در خاک‌های رسی مقدار شیب، یعنی نسبت $\text{Log}(M(r<R)/M_T)$ به $\text{Log}(R/R_{\max})$ ، نسبت به خاک‌های شنی کمتر است (Filgueira et al, 2006; Wang et al, 2006; Kutlu et al, 2008; Liu et al, 2009; Xu et al, 2013). مقدار بعد فرکتالی را برای خاک‌های ریزبافت بیشتر از ۲٫۶۵ و برای خاک‌های درشت‌بافت کمتر از ۲٫۶۵ گزارش کردند. نتایج این تحقیق با نتایج پژوهش آن‌ها مطابقت دارد.

جدول ۲. میانگین بعد فرکتالی اندازه ذرات خاک و انحراف معیار در گروه‌های کلاس بافت خاک

R ² _{Dm} ±SD	D _m ±SD	تعداد نمونه خاک	کلاس بافت خاک
۰٫۸۱±۰٫۰۳	۲٫۹۰±۰٫۰۷	۱۱	رسی
۰٫۸۳±۰٫۰۴	۲٫۸۱±۰٫۰۸	۱۰	لوم رسی
۰٫۸۴±۰٫۰۰۷	۲٫۷۸±۰٫۰۲	۲	لوم رسی سیلتی
۰٫۸۵±۰٫۰۱	۲٫۷۵±۰٫۰۰۵	۵	لوم رسی شنی
۰٫۸۷±۰٫۰۴	۲٫۷۲±۰٫۰۱	۵	لوم
۰٫۹۳±۰٫۰۱	۲٫۶۵±۰٫۰۲	۲	لوم شنی
۰٫۹۷±۰٫۰۰۵	۲٫۴۹±۰٫۰۳	۵	شنی

احتمالاً به دلیل فراوانی بیشتر تعداد ذرات رس در خاک نسبت به بخش شن و سیلت است (Liu et al, 2009; Xu et al, 2013). این رابطه توانی قوی بیانگر آن است که با داشتن مقدار رس خاک می‌توان مقادیر بعد فرکتالی را با دقتی مناسب برآورد کرد. کاهش تدریجی شیب رابطه رگرسیونی توانی بین بعد فرکتالی با درصد رس (شکل ۱ ج) نشان‌دهنده کاهش سرعت ارتباط بین بعد فرکتالی و رس با افزایش درصد رس است. دلیل آن افزایش تعداد ذرات رس است که ابتدا با افزایش مقدار رس رابطه سطوح بخش جامد خاک با منافذ به شدت افزایش می‌یابد. چون در مقادیر کم بعد فرکتالی بیشتر بخش جامد خاک شن و سیلت است؛ ولی شدت این افزایش در مقادیر زیاد رس چندان قابل توجه نیست.

شکل ۱ رابطه رگرسیونی بعد فرکتالی با اجزای بافت خاک را نشان می‌دهد. بعد فرکتالی با مقدار شن خاک رابطه خطی منفی و معنادار (شکل ۱ الف) و با مقدار سیلت رابطه خطی منفی دارد (شکل ۱ ب). در واقع با درشت شدن بافت خاک مقدار بعد فرکتالی کاهش می‌یابد؛ که با نتایج Su et al (2004)، (2009) Filgueira et al، (2006) Kutlu et al، (2008) Liu et al، (2011) Ahmadi et al، (2013) Xu et al مطابقت دارد. همان‌طور که در شکل ۱ ج دیده می‌شود، یک رابطه توانی مثبت و معنادار بین جزء رس خاک و بعد فرکتالی در سطح احتمال ۱ درصد وجود دارد که با نتایج Bayat (2009)، Gunal et al (2011)، و Ahmadi et al (2011) مطابقت دارد. ارتباط قوی‌تر درصد رس نسبت به مقادیر سیلت و شن با بعد فرکتالی



شکل ۱. رابطه بعد فرکتالی با درصد شن (الف)، درصد سیلت (ب) و درصد رس (ج)

جهت ارزیابی آثار اجزای بافت خاک بر یکدیگر در پیش‌بینی سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی روابط رگرسیونی خطی چندمتغیره ۴ و ۵ به دست آمد:

(رابطه ۴)

$$۵۰/۲۹۱ - (درصد سیلت)۰/۱۸۹ - (درصد شن)۱/۱۶۳ - (درصد رس)۶/۴۲ = \text{سطح ویژه}$$

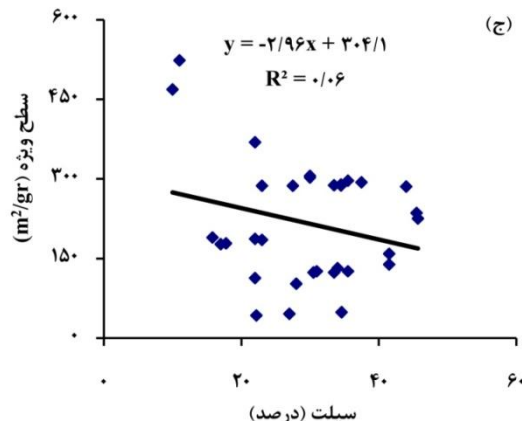
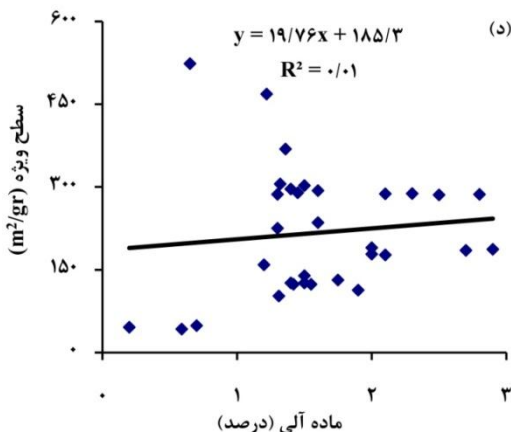
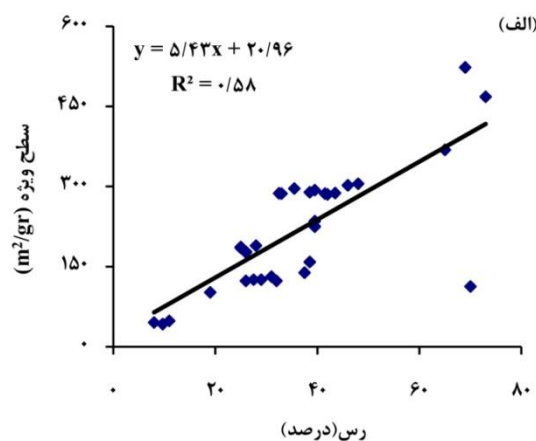
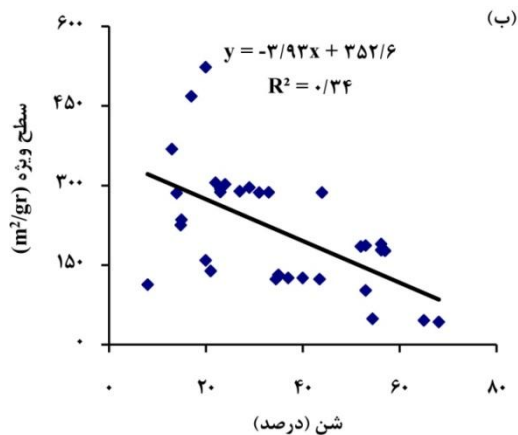
(رابطه ۵)

$$۱۶/۳۳ + (درصد سیلت)۰/۱۸ - (درصد شن)۰/۱۰۸ - (درصد رس)۰/۶۷ = \text{ظرفیت تبادل کاتیونی}$$

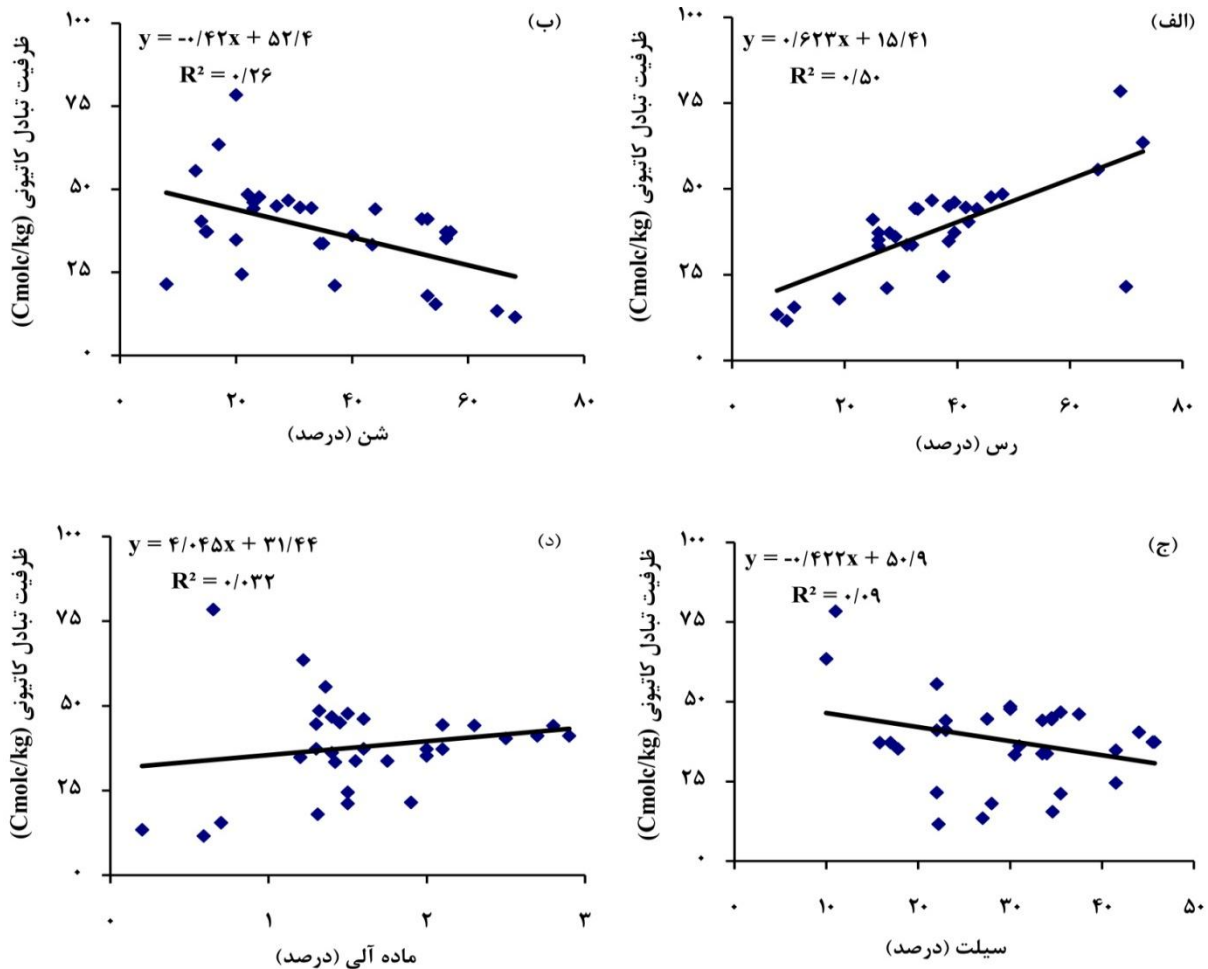
رابطه ۴ دارای $R^2=۰/۶۰$ و رابطه ۵ دارای $R^2=۰/۵۳$ و در

سطح احتمال ۱ درصد معنادارند که تا حد کمی تخمین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی را در مقایسه با معادلات یادشده در شکل‌های ۲ و ۳ بهبود می‌بخشند. نتایج ارائه شده در شکل‌های ۲ و ۳ نشان می‌دهد همبستگی معناداری بین ماده آلی با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی وجود ندارد. در پژوهش Moallemi and Davatgar (2006) و Hepper *et al* (2005) (2011) عمده خاک‌ها دارای ماده آلی زیادی بودند و همبستگی مثبت و معناداری بین ماده آلی با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی به دست آمد. این در حالی است که در خاک‌های مطالعه شده در این پژوهش خاک‌ها دارای ماده آلی کمتری هستند.

بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات به منزله عامل پیش‌بینی کننده برای برآورد ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه خاک استفاده شد. ابتدا رابطه بین اجزای بافت خاک و ماده آلی برای تخمین ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه بررسی شد. همان طوری که در شکل‌های ۲ و ۳ مشاهده می‌شود، اجزای بافت خاک به طور مجزا برای تخمین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی در روش رگرسیون خطی استفاده شد. با توجه به نتایج، درصد رس مهم‌ترین و کارآمدترین جزء بافت خاک برای برآورد سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی است که تقریباً نیمی از تغییرات سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی را تشریح می‌کند. چون رابطه رگرسیونی آن با این خصوصیات نسبت به شن و سیلت دارای ضریب تبیین بیشتری در سطح معناداری با احتمال ۱ درصد است (شکل‌های ۲ و ۳ الف)؛ که با یافته‌های Moallemi *et al* (2005) و Hepper *et al* (2006)، و Amini *et al* (2009) مطابقت دارد. شن و سیلت، به دلیل درشت بودن و نداشتن فضای بین لایه‌ای، همبستگی منفی با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی داشتند که با یافته‌های Amini *et al* (2005) و Ersahin *et al* (2006) مطابقت دارد (شکل‌های ۲ و ۳ ب و ج).



شکل ۲. رابطه سطح ویژه با درصد رس (الف)، درصد شن (ب)، درصد سیلت (ج)، و درصد ماده آلی (د)



شکل ۳. رابطه ظرفیت تبادل کاتیونی با درصد رس (الف)، درصد شن (ب)، درصد سیلت (ج)، و درصد ماده آلی (د)

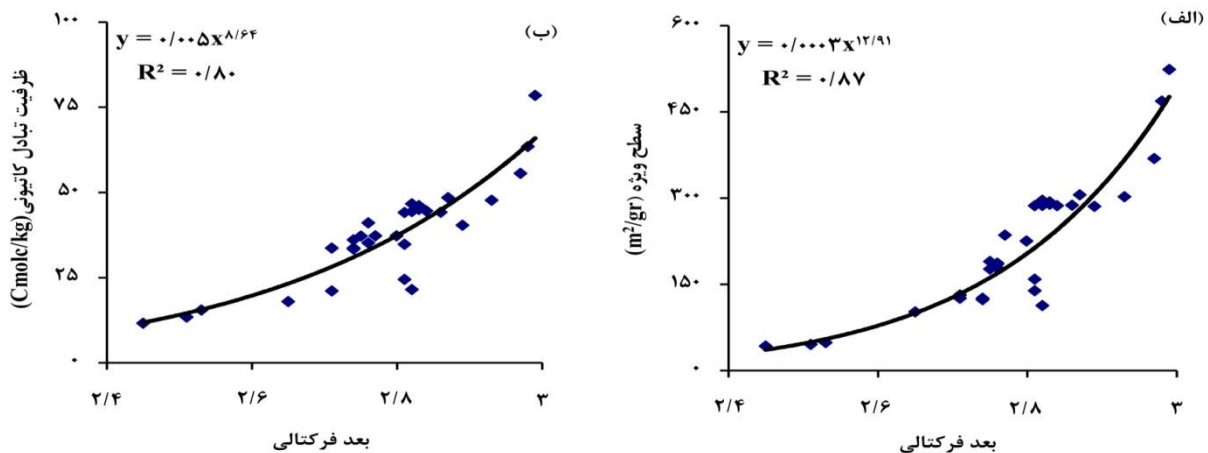
کاتیونی کمی خواهند داشت (Khawmee *et al*, 2013). در مقابل نمونه خاک‌های با رس عمدتاً اسمکتیتی و ورمیکولایتی به علت سطوح داخلی زیاد، ریزبودن رس‌ها، و بیشتر بودن بار لایه‌های ناشی از جانشینی هم‌شکل دارای سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی زیادی هستند (Hepper *et al*, 2006). نتایج کانی‌شناسی نمونه‌های خاک مطالعه‌شده نیز بیانگر این مطلب است. شکل ۵ یک نمونه خاک با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی کم را نشان می‌دهد که به‌وضوح به حضور کانی ریزی کائولینایت اشاره می‌کند؛ در حالی که پیک مربوط به کانی رسی ریزی مثل اسمکتایت در آن دیده نمی‌شود. شکل ۶ نمونه خاک منطقه مطالعه‌شده با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی زیاد را نشان می‌دهد که پیک مرتبط با کانی رسی اسمکتایت در آن مشاهده می‌شود.

بیشتر پدیده‌های سطحی خاک با سطح ویژه در ارتباط‌اند. بنابراین در این تحقیق رابطه سطح ویژه با ظرفیت تبادل کاتیونی بررسی شد. همان‌طور که در شکل ۵ ملاحظه می‌شود، همبستگی قوی مثبت و معناداری بین این دو پارامتر در سطح

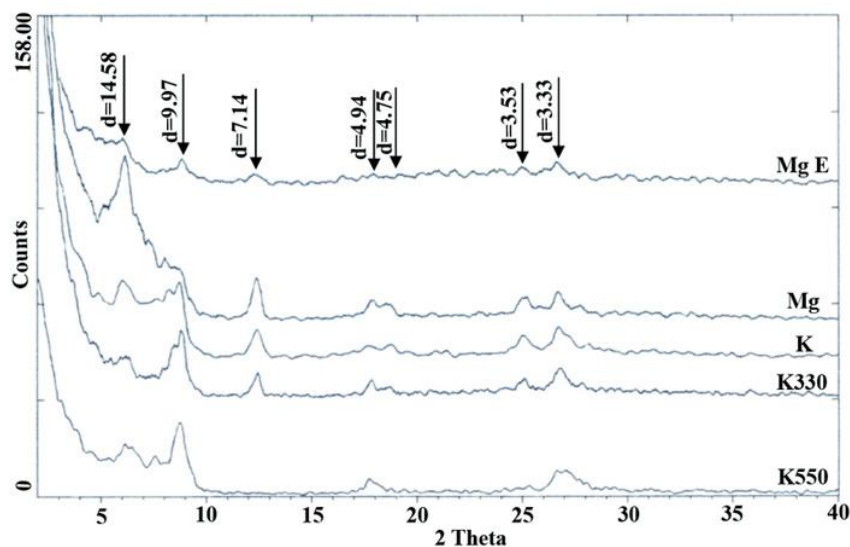
رابطه رگرسیون توانی بین بعد فرکتالی (به منزله شاخصی به‌دست‌آمده از توزیع اندازه ذرات خاک) با سطح ویژه حدود ۸۷ درصد از تغییرات سطح ویژه را در نمونه‌های خاک مطالعه‌شده در سطح معناداری با احتمال ۱ درصد توصیف می‌کند (شکل ۴ الف). در شکل ۴ الف باید توجه شود که در مقادیر کمتر بعد فرکتالی سطح ویژه تقریباً ثابت و بدون تغییر است که در این قسمت از منحنی مقدار سیلت و شن خاک بیشتر و اثر آن‌ها زیاد است؛ ولی با افزایش مقدار بعد فرکتالی مقدار سطح ویژه نیز بیشتر می‌شود که ناشی از افزایش مقدار رس در خاک است و نقش مهمی در سطح ویژه خاک دارد (Ersahin *et al*, 2006). البته همیشه فقط افزایش جزء رس خاک باعث افزایش سطح ویژه نمی‌شود. نوع رس و اندازه ذره رس نیز مهم است (Bayat *et al*, 2012). در برخی نمونه‌ها با وجود درصد زیاد رس مقدار سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی خیلی کم بود. در این حالت عمده رس خاک از نوع کائولینایتی بود که سطوح داخلی ندارد و از نظر اندازه نیز تا حدودی رس‌های درشتی هستند و جانشینی هم‌شکل برای تولید بار لایه‌ای ندارند. پس ظرفیت تبادل

که ۸۰ درصد تغییرات ظرفیت تبادل کاتیونی را در نمونه‌های خاک مطالعه شده در سطح معناداری با احتمال ۱ درصد توجیه کرد (شکل ۴ ب). در رابطه به دست آمده مقادیر ظرفیت تبادل کاتیونی در ابعاد فرکتالی کمتر تقریباً ثابت است. اما هر چه بعد فرکتالی بیشتر می‌شود مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی زیاد می‌شود؛ طوری که در مقادیر بیش‌تر بعد فرکتالی مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی به‌ازای یک افزایش جزئی در بعد فرکتالی تقریباً چند برابر می‌شود. دلیل آن احتمالاً سطوح انفعالی ناشی از مقادیر زیاد رس به‌ویژه کانی‌های رسی ۲:۱ از نوع اسمکتایت و ورمیکولایت است (Ersahin et al, 2006). با توجه به مطالب ذکر شده بعد فرکتالی می‌تواند شاخصی مناسب از ظرفیت تبادل کاتیونی باشد و در مطالعات حاصل‌خیزی خاک مورد توجه قرار گیرد.

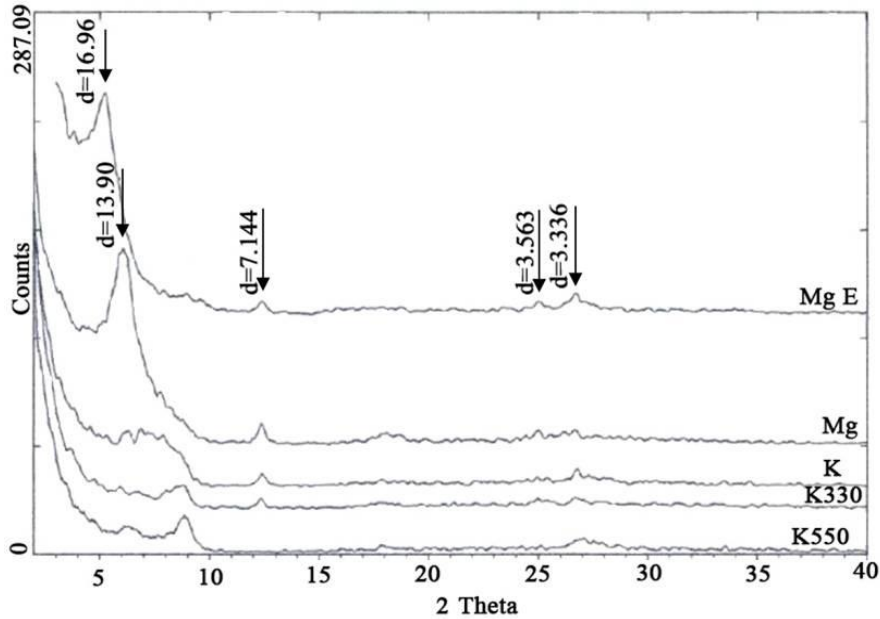
احتمال ۱ درصد وجود دارد که با نتایج (Ersahin et al 2006) مطابق است. با وجود همبستگی بسیار قوی بین این دو متغیر، انتظار می‌رود روابط بین توزیع اندازه ذرات با ظرفیت تبادل کاتیونی پیچیده‌تر از روابط بین توزیع اندازه ذرات با سطح ویژه باشد. زیرا جایگزینی کاتیون به سطح ویژه و طبیعت مکان‌های جانشینی کاتیون واقع شده روی سطوح ذرات خاک وابسته است (Sposito, 2008). تغییرپذیری در مقدار جانشینی کاتیون به بار منفی مرتبط با مکان‌های جانشینی کاتیون، تمرکز بار منفی روی محل‌های جانشینی، و فرایندهای فیزیکی تعیین‌کننده تمرکز بار منفی روی محل‌های جانشینی وابسته است (Bleam, 1990). بنابراین انتظار می‌رود ظرفیت تبادل کاتیونی مربوط به یکسری از نمونه‌های خاک تغییرپذیرتر از سطح ویژه همان نمونه‌ها باشد. استفاده از بعد فرکتالی در تخمین ظرفیت تبادل کاتیونی از توزیع اندازه ذرات خاک یک رابطه توانی را نتیجه داد



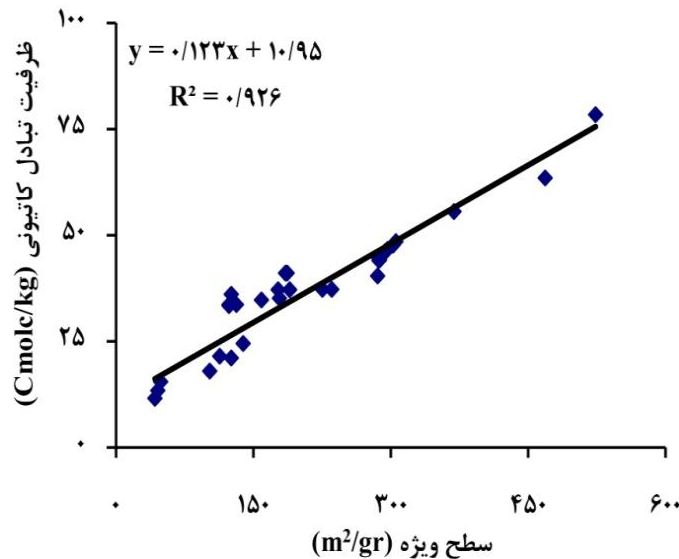
شکل ۴. رابطه بین بعد فرکتالی با سطح ویژه (الف) و ظرفیت تبادل کاتیونی خاک (ب)



شکل ۵. دیفراکتوگرام تهیه شده از نمونه خاک با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی کم



شکل ۶. دیفراکتوگرام تهیه‌شده از نمونه خاک با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی زیاد



شکل ۷. رابطه بین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی

می‌دهد روابط این دو ویژگی با درصد رس نسبت به اجزای دیگر خاک با دقت بیشتری این خصوصیات را پیش‌بینی می‌کنند. آزمون رابطه بین بعد فرکتالی با ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه نشان داد این روابط برای برآورد ویژگی‌های فوق دارای اعتبار زیادی هستند. نکته قابل توجه این است که این روابط داده‌های آزمون به‌دست‌آمده از منطقه مطالعه‌شده را با دقت زیادی نسبت به داده‌های مقاله *Ersahin et al* (2006) پیش‌بینی کردند. البته دقت پیش‌بینی در داده‌های مقاله فوق نیز مناسب است. بنابراین می‌توان از این روابط در مناطق مشابه با دقت مناسب استفاده و در زمان و هزینه‌های مطالعاتی صرفه‌جویی کرد.

روابط به‌دست‌آمده با استفاده از داده‌های آزمون و همچنین داده‌های مقاله *Ersahin et al* (2006) ارزیابی شدند که نتایج ارزیابی در جدول ۳ می‌آید. دلیل استفاده از داده‌های مقاله ذکر شده مشابه بودن خصوصیات خاک‌ها به‌ویژه کم‌بودن ماده آلی در خاک‌های مورد مطالعه ایشان بود. همان‌طور که ملاحظه می‌شود بین اجزای خاک رابطه بعد فرکتالی با درصد رس، که بیشترین ضریب تبیین را دارد، برای داده‌های آزمون و داده‌های مقاله *Ersahin et al* (2006) با دقت زیادی فرایند برآورد را انجام داده است و این تخمین با دقت زیاد اعتبار رابطه فوق را برای برآورد بعد فرکتالی تأیید می‌کند. همچنین ارزیابی روابط ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه با اجزای خاک نشان

جدول ۳. ارزیابی معادلات تجربی به دست آمده

ضریب تبیین بین داده‌های اندازه‌گیری و پیش‌بینی شده		معادلات تجربی به دست آمده	
داده‌های مقاله (Ersahin et al 2006)	داده‌های آزمون	همه معادلات در سطح احتمال ۱ درصد معنی دارند	
۰٫۷۴	۰٫۷۱	$+۲٫۹۷۲$ (درصد شن) $-۰٫۱۰۵$ = بعد فرکتالی	$R^2 = ۰٫۵۹$
۰٫۱۸	۰٫۰۲	$+۲٫۸۲$ (درصد سیلت) $-۰٫۱۰۱$ = بعد فرکتالی	$R^2 = ۰٫۱۰۹$
۰٫۹۵	۰٫۹۷	$i^{۰٫۸۲}$ (درصد رس) $+۲٫۰۸۹$ = بعد فرکتالی	$R^2 = ۰٫۸۹$
۰٫۲۲	۰٫۳۷	$+۳٫۵۲۶$ (درصد شن) $-۳٫۹۳$ = سطح ویژه	$R^2 = ۰٫۳۴$
۰٫۳۶	۰٫۰۷	$+۳۰٫۴۱$ (درصد سیلت) $-۲٫۹۶$ = سطح ویژه	$R^2 = ۰٫۰۶$
۰٫۵۳	۰٫۶۵	$+۲۰٫۹۶$ (درصد رس) $+۵٫۴۳$ = سطح ویژه	$R^2 = ۰٫۵۸$
۰٫۰۲	۰٫۰۵	$+۱۸۵٫۳$ (درصد ماده آلی) $+۱۹٫۷۶$ = سطح ویژه	$R^2 = ۰٫۰۱$
۰٫۲۰	۰٫۳۲	$+۵۲٫۴$ (درصد شن) $-۰٫۴۲$ = ظرفیت تبادل کاتیونی	$R^2 = ۰٫۲۶$
۰٫۳۴	۰٫۱۱	$+۵۰٫۹$ (درصد سیلت) $-۰٫۴۲۲$ = ظرفیت تبادل کاتیونی	$R^2 = ۰٫۰۹$
۰٫۴۸	۰٫۵۵	$+۱۵٫۴۱$ (درصد رس) $+۰٫۶۲۳$ = ظرفیت تبادل کاتیونی	$R^2 = ۰٫۵۰$
۰٫۰۳	۰٫۰۴	$+۳۱٫۴۴$ (درصد ماده آلی) $+۴٫۰۴۵$ = ظرفیت تبادل کاتیونی	$R^2 = ۰٫۰۳۲$
۰٫۶۰	۰٫۹۲	$i^{۰٫۶۴}$ (بعد فرکتالی) $+۰٫۰۵$ = ظرفیت تبادل کاتیونی	$R^2 = ۰٫۸۰$
۰٫۷۰	۰٫۹۵	$i^{۱٫۹۱}$ (بعد فرکتالی) $+۰٫۰۰۳$ = سطح ویژه	$R^2 = ۰٫۸۷$

نتیجه‌گیری

در تجزیه رگرسیونی برای تخمین سطح ویژه ۶۰ درصد تغییرپذیری و برای ظرفیت تبادل کاتیونی ۵۳ درصد تغییرپذیری را در سطح احتمال ۱ درصد توصیف کرد در صورتی که بعد فرکتالی ۸۷ درصد تغییرپذیری سطح ویژه و ۸۰ درصد تغییرپذیری ظرفیت تبادل کاتیونی را به خوبی در نمونه‌های مطالعه شده در سطح احتمال ۱ درصد مشخص کرد. روابط تجربی به دست آمده با استفاده از داده‌های مستقل آزمون و ارزیابی شدند. نتیجه ارزیابی اعتبار روابط به دست آمده را با دقت زیادی تأیید کرد. بنابراین یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد بعد فرکتالی، به مثابه شاخصی جامع از توزیع اندازه ذرات، توزیع اندازه ذرات را به ویژگی‌های سطحی خاک ارتباط می‌دهد. چنین یافته‌ای می‌تواند برتری بزرگی در ساده کردن ساختار مدل‌ها فراهم بیاورد و داده‌های ورودی در مدل‌های علت- معلولی و هزینه‌های مطالعاتی را کاهش دهد.

رابطه بین بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات خاک با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی برای ۴۰ نمونه خاک با مواد مادری متفاوت بررسی شد. بعد فرکتالی همبستگی مثبت و معنادار در سطح احتمال ۱ درصد با درصد رس و منفی و معنادار با درصد شن داشت. با توجه به رابطه قوی مثبت و معنادار بین درصد رس و بعد فرکتالی، با دقت زیادی بعد فرکتالی از درصد رس قابل تخمین است. کلاس‌های بافتی ریزتر نمونه‌های خاک مطالعه شده دارای مقادیر بعد فرکتالی بیشتر و سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی زیادی بودند. بین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی همبستگی قوی مثبت و معنادار در سطح احتمال ۱ درصد وجود داشت ($t=۰٫۹۶$). اجزای بافت خاک با بعد فرکتالی و در توصیف تغییرپذیری سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی با هم مقایسه شدند. استفاده از اجزای بافت خاک با هم

REFERENCES

- Ahmadi, A., Neyshabouri, M. R., and Asadi, H. (2011). Relationship between Fractal Dimension of Particle Size Distribution and Some Physical Properties of Soils. *Water and Soil Science Journal of Tabriz University*, 20.1(4), 72-81. (In Farsi)
- Amini M., Abbaspour, K. C., Khademi, H., Fathianpour, N., Afyuni, M., and Schulin, R. (2005). Neural Network Models to Predict Cation Exchange Capacity in Arid Regions of Iran. *European Journal of Soil Science*, 56:551-559.
- Arnepalli, D. N., Shanthakumar, S., Hanumantha, R. B., and Singh, D. N. (2008). Comparison of methods for determining specific-surface area of fine-grained soils. *Geotechnical and Geological Engineering*, 26, 121-132.
- Bayat, H. (2009). Development of pedotransfer functions to predict soil moisture curve using artificial neural networks and group method of data handling by using fractal parameters and principle component as predictors. Ph. D.

- dissertation, University of Tabriz, pp. 274. (In Farsi)
- Bayat, H., Davatgar, N., and Moallemi, S. (2012). Using of Specific Surface to Improve the Prediction of Soil CEC by Artificial Neural Networks. *Water and Soil Science Journal of Tabriz University*, 21(4), 105-119. (In Farsi)
- Bittelli, M., Campbell, G. S., and Flury, M. (1999). Characterization of particle-size distribution in soils with a fragmentation model. *Soil Science Society of American Journal*, 63, 782-788.
- Bleam, W. F. (1990). The nature of cation-substitution sites in phyllosilicates. *Clays and Clay Minerals*, 38(5), 527-536.
- Burt, R. (2004). *Soil survey laboratory methods manual*. Soil survey investigations report No. 42, Version 4. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center.
- Cerato, A. B. and Lutenegeger, A. J. (2002). Determination of surface area of fine grained soils by the ethylene glycol monoethyl ether (EGME) method. *Geotechnical Testing Journal*, 25, 1-7.
- Ersahin, S., Gunal, H., Kutlu, T., Yetgin, B., and Coban, S. (2006). Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution. *Geoderma* 136, 588-597.
- Filgueira, R. R., Fournier, L. L., Cerisola, C. I., Gelati, P., and Garcia, M. G. (2006). Particle-size distribution in soils: a critical study of the fractal model validation. *Geoderma*, 134, 327-334.
- Gunal, H., Ersahin, S., Buket Y. U., Budak, M., and Acir, N. (2011). Soil particle size distribution and solid fractal dimension as influenced by pretreatments. *Journal of Agricultural Sciences*, 17, 217-229.
- Hepper, E. N., Buschiazzo, D. E., Hevia, G. G., Urioste, A., and Anton, L. (2006). Clay mineralogy, cation exchange capacity and specific surface area of loess soils with different volcanic ash contents. *Geoderma*, 135, 216-223.
- Huang, G. and Zhang, R. (2005). Evaluation of soil water retention curve with the pore-solid fractal model. *Geoderma*, 127, 52-61.
- Hwang, S. I., Lee, K. P., Lee, D. S., and Powers, S. E. (2002). Models for estimating soil particle-size distributions. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 1143-1150.
- Khawmee, K., Suddhiprakarn, A., Kheoruenromne, I., and Singh, B. (2013). Surface charge properties of kaolinite from Thai soils. *Geoderma*, 192, 120-131.
- Koorevaar, P., Menelik, G., and Dirksen, C. (1983). *Elements of Soil Physics*. Elsevier Science Publishers, Netherlands.
- Kutlu, T., Ersahin, S., and Yetgin, B. (2008). Relations between solid fractal dimension and some physical properties of soils formed over alluvial and colluvial deposits. *Food Agriculture Environment*, 6, 445-449.
- Lal, R. and Shukla, M. K. (2004). *Principles of Soil Physics*. Marcel Dekker, Inc. New York.
- Liu, X., Zhang, G., Heathman, G. C., Wang, Y., and Huang, C. (2009) Fractal features of soil particle-size distribution as affected by plant communities in the forested region of Mountain Yimeng, China. *Geoderma*, 154, 123-130.
- Mandelbort, B. B. (1999). *The Fractal Geometry of Nature*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Moallemi, S. and Davatgar, N. (2011). Comparison of regression and artificial neural network pedotransfer for CEC estimation, Guilan soils. *Soil and Water Sciences Journal of Esfahan University*, 55, 169-181. (In Farsi)
- Moallemi, S., Davatgar, N., and Darighoftar, F. (2009). Relationship between CEC and some physical and chemical properties in Guilan soils. *Soil Researches*, 23(2), 173-179. (In Farsi)
- Neyshabouri, M. R., Ahmadi, A., Rouhipoor, H., Asadi, H., and Irannajad, M. (2011). Soil texture fractions and fractal dimension of particle size distribution as predictors of interrill erodibility. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, 35, 95-102.
- Perfect, E., Kenst, A. B., Diaz-Zorita, M., and Grove, J. H. (2004). Fractal analysis of soil water desorption data collected on disturbed samples with water activity meters. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 1177-1184.
- Pirmoradian, N., Sepaskhah, A. R., and Hajabbasi, M. A. (2005). Application of fractal theory to quantify soil aggregate stability as influenced by tillage treatments. *Biosystems Engineering*, 90(2), 227-234.
- Sepaskhah, A. R. and Tafteh, A. (2013). Pedotransfer function for estimation of soil-specific surface area using soil fractal dimension of improved particle-size distribution. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 59(1), 93-103.
- Sepaskhah, A. R., Tabarzad, A., and Fooladman, H. R. (2010). Physical and empirical models for estimation of specific surface area of soils. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 56(3), 325-335.
- Seybold, C. A., Grossman, R. B., and Reinsch, T. G. (2005). Predicting cation exchange capacity for soil survey using linear models. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 856-863.
- Sokolowska, Z., Hajnos, M., Hoffmann, C., Renger, M., and Sokolowski, S. (2001). Comparison of fractal dimensions of soils estimated from adsorption isotherms, mercury intrusion, and particle-size distribution. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 164(5), 591-599.
- Sposito, G. (2008). *The Chemistry of Soils*. 2nd edition, Oxford University Press, New York.
- Su, Y. Z., Zhao, H. L., Zhao, W. Z., and Zhang, T. H. (2004). Fractal features of soil particle size

- distribution and the implication for indicating desertification. *Geoderma*, 122, 43–49.
- Tang, L., Zeng, G. M., Nourbakhsh, F., and Shen, G. L. (2009). Artificial neural network approach for predicting cation exchange capacity in soil based on physico-chemical properties. *Environmental Engineering Science*, 26, 137-146.
- Timlin, D. J., Ahuja, L. R., Pachepsky, Y. A., Williams, R. D., Giménez, D., and Rawls, D. (1999). Use of Brooks–Corey parameters to improve estimates of saturated conductivity from effective porosity. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 1086–1092.
- Tyler, S. W. and Wheatcraft, S. W. (1992). Fractal scaling of soil-particle size distributions: analysis and limitations. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 362–369.
- Wang, D., Fu, B., Zhao, W., Hu, H., and Wang, Y. (2008). Multifractal characteristics of soil particle size distribution under different land-use types on the Loess Plateau, China. *Catena*, 72, 29–36.
- Wang, X., Li, M. H., Liu, S., and Liu, G. (2006). Fractal characteristics of soils under different land-use patterns in the arid and semiarid regions of the Tibetan Plateau, China. *Geoderma*, 134, 56–61.
- Xu, G., Li, Z., and Li, P. (2013) Fractal features of soil particle-size distribution and total soil nitrogen distribution in a typical watershed in the source area of the middle Dan River, China. *Catena*, 101, 17-23.
- Xu, Y. (2004). Calculation of unsaturated hydraulic conductivity using a fractal model for the pore-size distribution. *Computers and Geotechnics*, 31(7), 549–557.
- Zhao, S., Su, J., Yang, Y., Liu, N., Wu, J., and Shangguan, Z. (2006). A fractal method of estimating soil structure changes under different vegetations on ziwuling mountains of the loess plateau, China. *Agricultural Sciences in China*, 5(7), 530-538.