



دانشگاه گوارن آردنی و سولز و سولز

مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک

جلد نوزدهم، شماره سوم، ۱۳۹۱

<http://jwfst.gau.ac.ir>

اثر جهت و موقعیت شیب بر توزیع اندازه ذرات خاک‌ها در منطقه چلگرد استان چهارمحال و بختیاری

مژگان سرشوق^۱، محمدحسن صالحی^۲ و حبیب‌اله بیگی^۳

^۱دانش آموخته کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشگاه شهرکرد، دانشیار گروه خاکشناسی،

^۲دانشگاه شهرکرد، ^۳استادیار گروه خاکشناسی، دانشگاه شهرکرد

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۸/۱۸؛ تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۰/۲۱

چکیده

توپوگرافی به‌عنوان یکی از عوامل خاک‌ساز در قالب جهت و موقعیت شیب بر ویژگی‌های فیزیکی خاک مؤثر است. توزیع اندازه ذرات خاک یکی از ویژگی‌های مهم فیزیکی خاک می‌باشد و سایر ویژگی‌های خاک به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم از آن تأثیر می‌پذیرند. در این پژوهش اثر جهت و موقعیت شیب بر توزیع اندازه ذرات خاک، منحنی‌های دانه‌بندی و بعد فرکتال خاک در منطقه‌ای در ۳۵ کیلومتری چلگرد، واقع در استان چهارمحال و بختیاری بررسی شده است. به این منظور دو جهت شیب شمالی و جنوبی با ماده مادری یکسان انتخاب شدند. سه موقعیت در بالا، وسط و پایین هر یک از دو جهت شیب در نظر گرفته شد و نمونه‌برداری خاک در طول هفده ترانسکت موازی در هر جهت شیب، انجام پذیرفت. همچنین، سه خاکرخ شاهد در قسمت بالا، وسط و پایین هر یک از جهات شیب، انتخاب و رده‌بندی شدند. توزیع تک‌نمایی و دونمایی فردلاند به الگوی توزیع اندازه ذرات خاک در هر موقعیت شیب برازش داده شد. بعد فرکتال توزیع اندازه ذرات نیز در هر جهت و موقعیت شیب تعیین گردید. خاک‌های شیب شمالی در رده‌ی ورتی‌سولز و خاک‌های شیب جنوبی در رده‌های انتی‌سولز و این‌سپتی‌سولز قرار گرفتند. نتایج نشان داد با وجود یکسان بودن کلاس بافت غالب خاک

*مسئول مکاتبه: mehsalehi@yahoo.com

در دو جهت شیب، توزیع اندازه ذرات در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و موقعیت پایین شیب جنوبی از یک منحنی S مانند و در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی از دو منحنی S مانند تشکیل شده است. به طوری که دانه‌بندی خاک در شیب شمالی با مدل فردلاند تک‌نمایی و در بالا و وسط شیب جنوبی با مدل فردلاند دو‌نمایی بهتر قابل توصیف است. تغییرات شاخص‌های دانه‌بندی روندی مشابه الگوی دانه‌بندی نشان داد و فقط ضریب انحناء تغییری با جهت و موقعیت شیب نشان نداد. بعد فرکتال توزیع اندازه ذرات در شیب شمالی به طور معنی‌داری بیشتر از شیب جنوبی و در موقعیت پایین شیب به طور معنی‌داری بیش از دو موقعیت دیگر بود. به نظر می‌رسد توزیع اندازه ذرات خاک و مقادیر مشتق از آن و نیز بعد فرکتال در مقایسه با ارزیابی ساده بافت قادر به تمایز بیشتری بین تأثیر فرآیندهای خاک‌سازی در مناطق کوهستانی هستند.

واژه‌های کلیدی: توپوگرافی، منحنی دانه‌بندی، مدل توزیع اندازه ذرات فردلاند، بعد فرکتال

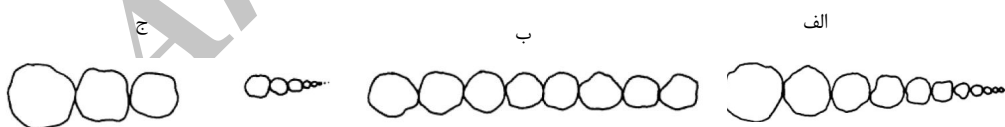
مقدمه

توپوگرافی با تغییر الگوی بارش و دما، میکرواقلیم محلی را تحت تأثیر قرار می‌دهد (تسیو و همکاران، ۲۰۰۴). میکرو اقلیم با تأثیر بر میزان هواپدیدی بر بسیاری از ویژگی‌های خاک مانند مقدار رس و نوع کانی‌های رسی تأثیر می‌گذارد (دالگرن و همکاران، ۱۹۹۷). جهت شیب، تعیین‌کننده مقدار انرژی خورشیدی است که خاک دریافت می‌کند و مقدار این انرژی درجه حرارت هوا و خاک و مقدار آب قابل دسترس خاک را مشخص می‌سازد (مکنب، ۱۹۹۳). بسیاری از خصوصیات خاک مانند درصد سنگریزه درشت، ضخامت مؤثر خاکریخ خاک و ظرفیت نگهداری آب به طور معنی‌داری وابسته به شیب هستند (رضایی و گیلکس، ۲۰۰۵). علاوه بر جهت شیب، موقعیت شیب نیز بر ویژگی‌های خاک مؤثر است. موقعیت شیب بر تولید رواناب، زهکشی، درجه حرارت خاک، فرسایش خاک و در نتیجه تشکیل خاک اثر می‌گذارد و خصوصیات شیمیایی خاک مانند کربن آلی و نیتروژن خاک و خصوصیات فیزیکی خاک نظیر مقادیر رس و شن را تحت تأثیر قرار می‌دهد (جی‌آنگ و تلی، ۲۰۰۴). ویژگی‌های خاک به طور مستقیم یا غیرمستقیم از توزیع اندازه ذرات آن تأثیر می‌پذیرند. توزیع اندازه ذرات خاک معمولاً برای تخمین ویژگی‌های خاک مانند خصوصیات منحنی رطوبتی خاک و هدایت هیدرولیکی به کار می‌رود. پیشگویی خصوصیات هیدرولیکی از روی بافت خاک نیاز به تجسم

صحيح از توزيع اندازه ذرات خاک دارد (بیتلی و همکاران، ۱۹۹۹). به همين دليل در هر نوع مطالعه خاک به نحوی توزيع اندازه ذرات آن تعيين می گردد. توزيع اندازه ذرات خاک معمولاً در قالب بافت خاک بر اساس درصدهای به دست آمده از سه گروه اندازه ذرات خاک (رس، سيلت و شن) با استفاده از نمودار مانند مثلث بافت خاک بيان می شود ولی اين نحوه بيان، اطلاعات ناچیزی از توزيع اندازه ذرات خاک به دست می دهد. همچنين، کلاس های بافتی خاک، گستره وسیعی از ترکیب های ممکن گروه های اندازه ای سه گانه ذرات را در برگرفته و آنها را تحت یک نام بيان می کنند.

در مناطق کوهستانی بافت خاک با موقعیت شیب بسیار متغير است و درصد رس در مقایسه با درصد های شن و سيلت در افق های خاک بيانگر شدت هوادیدگی کانی ها می باشد (بیمر و همکاران، ۲۰۰۶). جهت و موقعیت شیب با تأثیر بر اجزای بافت خاک و درصد در سنگریزه (رضایی و گیلکس، ۲۰۰۵؛ جزینی ۲۰۰۷؛ یانگ-جون و مینگان، ۲۰۰۸؛ سیدیا و همکاران، ۲۰۰۹) می تواند منحنی های دانه بندی خاک را تحت تأثیر قرار دهد. توزيع اندازه ذرات خاک معمولاً برای طبقه بندی خاک ها و تخمین رفتار خاک مانند ویژگی های منحنی رطوبتی خاک به کار می رود (بیتلی و همکاران، ۱۹۹۹؛ فردلان و همکاران، ۲۰۰۰). خاک ها از نظر توزيع اندازه ذرات به سه دسته تقسیم می شوند (هالتز و کوکس، ۱۹۸۱):

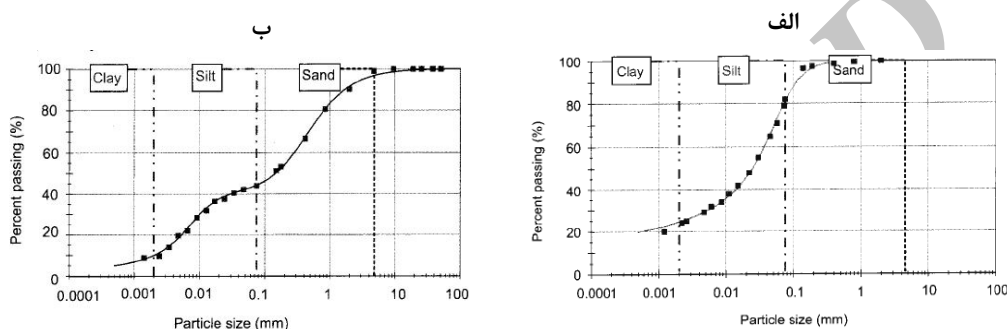
- خاک هایی که توزيع اندازه ذرات مناسب^۱ دارند. توزيع اندازه ذرات در اين خاک ها به گونه ای است که ذرات در همه اندازه ها، بين بزرگ ترین و کوچک ترین اندازه مشاهده می شوند (شکل ۱- الف).
- خاک هایی که دارای توزيع یکنواخت^۲ هستند. در اين خاک ها دامنه اندازه ذرات کم است (شکل ۱- ب).
- خاک هایی که توزيع اندازه ذرات آنها دارای یک گسیختگی^۳ است. توزيع اندازه ذرات در اين خاک ها شامل بزرگ ترین ذره و کوچک ترین ذره است اما ذرات در برخی اندازه ها وجود ندارند (شکل ۱- ج).



شکل ۱- نمایی از توزيع ذرات در خاک هایی که توزيع اندازه ذرات مناسب (الف)، توزيع اندازه ذرات یکنواخت (ب) و توزيع اندازه ذرات آنها دارای یک گسیختگی (ج) است (هالتز و کوکس، ۱۹۸۱).

- 1- Well- graded soils
- 2- Uniformly graded soils
- 3- Gap-graded soils

فردلانند و همکاران (۲۰۰۰) نشان دادند منحنی توزیع اندازه ذرات در خاک‌هایی که توزیع اندازه ذرات کامل و یکنواخت است، با استفاده از یک معادله تک‌نمایی^۱ توصیف می‌شود و در خاک‌هایی که توزیع اندازه ذرات دارای یک گسیختگی است، منحنی توزیع اندازه ذرات خاک به وسیله یک معادله دو نمایی^۲ برازش داده می‌شود. شکل ۲ الف یک الگوی توزیع ذرات تک‌نمایی و شکل ۲ ب یک الگوی توزیع اندازه ذرات دو نمایی را نشان داده است (فردلانند و همکاران، ۲۰۰۰).



شکل ۲- برازش مدل تک‌نمایی (الف) و مدل دو نمایی (ب) (فردلانند و همکاران، ۲۰۰۰)

با استفاده از منحنی‌های دانه‌بندی یا معادلات ریاضی توصیف‌کننده دانه‌بندی می‌توان شاخص‌هایی از دانه‌بندی خاک از جمله قطر ذرات معادل با درصد‌های تجمعی خاص مانند D_{10} ، D_{30} ، D_{50} و D_{60} (قطر معادل ذراتی که به ترتیب دارای درصد تجمعی ۱۰، ۳۰، ۵۰ و ۶۰ باشند) را استخراج کرد. این مقادیر و مقادیر محاسبه شده بر اساس آنها مثل ضریب یکنواختی و ضریب انحنای در مطالعات مختلف آب و خاک از جمله تخمین هدایت هیدرولیکی و فرسایش (هازن، ۱۸۹۲؛ هارلمن و همکاران، ۱۹۶۳) مورد استفاده قرار می‌گیرند.

یکی از روش‌های کارا در درک چگونگی توزیع اندازه ذرات خاک استفاده از هندسه فرکتال می‌باشد (بیتلی و همکاران، ۱۹۹۹). ارتباط بعد فرکتال توزیع اندازه ذرات خاک با تخریب خاک در اثر کاربری‌های مختلف (ونگ و همکاران، ۲۰۰۶)، استفاده از تئوری فرکتال برای بررسی پایداری خاکدانه (پیرمادیان و همکاران، ۲۰۰۵)، ارتباط بعد فرکتال با کیفیت ساختمان در اثر کاربری‌های مختلف (ذوالفقاری و حاج عباسی، ۲۰۰۸)، از جمله موارد استفاده اصول فرکتال در علوم خاک می‌باشند. البته در این زمینه، تکنیک‌های هندسه فرکتال، به‌طورعمده در مطالعه توزیع اندازه ذرات خاک به‌کار برده

1- Unimodal

2- Bimodal

می‌شود (پروسپیرینی و پروگینی، ۲۰۰۸). فیلگویرا و همکاران (۲۰۰۳) نشان دادند در خاک‌های مورد مطالعه، ارتباط بین لگاریتم جرم ذرات معلق باقی‌مانده در سوسپانسیون آب و خاک و زمان ته‌نشینی این ذرات، خطی می‌باشد و شیب این خط از رابطه ۱ به‌دست می‌آید.

$$A = \left(\frac{3-D}{2} \right) \quad (1)$$

در این معادله، A شیب خط و D بعد فرکتال است. آنان اظهار داشتند بررسی جرم خاک در سوسپانسیون آب و خاک در زمان‌های مختلف یکی از راه‌های آزمون قابلیت کاربرد مدل‌های فرکتال برای توزیع اندازه ذرات خاک و تخمین مقدار بعد فرکتال است. همچنین، فیلگویرا و همکاران (۲۰۰۶) در بررسی توزیع اندازه ذرات خاک روابط جرم-اندازه و جرم-زمان را در سوسپانسیون آب و خاک با استفاده از روش معمول هیدرومتر آزمون کردند. آنان در این مطالعه، بعد فرکتال خاک را برای نمونه‌هایی از خاک که دارای درصد رس متفاوت بودند به‌دست آوردند و نشان دادند بعد فرکتال خاک با میزان رس آن همستگی مثبتی دارد.

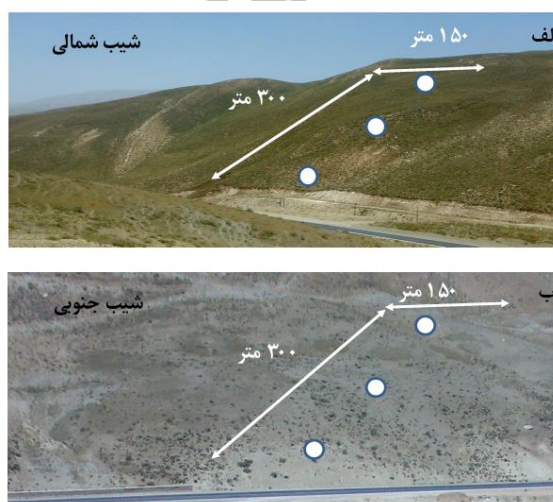
از آنجا که تاکنون اثر جهت و موقعیت شیب بر الگوی دانه‌بندی و بعد فرکتال توزیع اندازه ذرات خاک کمتر مورد توجه قرار گرفته است، بنابراین هدف از این پژوهش بررسی اثر جهت و موقعیت شیب بر توزیع اندازه ذرات (ذرات خاک و اجزای بزرگتر از خاک تا قطر ۷۵ میلی‌متر)، شکل منحنی‌های دانه‌بندی و نیز بعد فرکتال توزیع اندازه ذرات خاک است.

مواد و روش‌ها

معرفی منطقه مطالعاتی: منطقه مورد مطالعه، در شیب‌های شمالی و جنوبی کوه‌های حدفاصل روستاهای باباحیدر و چلگرد (۳۵ کیلومتری چلگرد) در استان چهارمحال و بختیاری و بین طول‌های جغرافیایی ۵۰ درجه و ۲۴ دقیقه و ۱۳ ثانیه و ۵۰ درجه و ۲۳ دقیقه و ۵۶ ثانیه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۲ درجه و ۲۱ دقیقه و ۷ ثانیه و ۳۲ درجه و ۲۱ دقیقه و ۲۷ ثانیه شمالی واقع شده است. رژیم رطوبتی و حرارتی خاک به‌ترتیب، زریک و مزیک و کاربری این منطقه مرتع می‌باشد. نوع ماده مادری دو جهت شیب با توجه به بازدیدهای صحرایی، مطالعه نقشه زمین‌شناسی منطقه، مشورت با کارشناسان زمین‌شناسی و نیز مطالعات کانی‌شناسی منطقه مطالعاتی (سرشوق، ۲۰۰۹)، یکسان است. میانگین بارندگی سالانه منطقه ۱۵۰۶/۴ میلی‌متر و میانگین حرارت منطقه ۹/۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. نوع پوشش گیاهی هر دو جهت شیب یکسان بوده ولی تراکم پوشش گیاهی در شیب شمالی بیشتر از شیب جنوبی است.

نمونه‌برداری: این پژوهش در گستره‌ای به طول تقریبی ۱۵۰ متر و عرض ۳۰۰ متر روی دامنه شمالی و منطقه‌ای به همین مساحت بر روی دامنه جنوبی محل مورد مطالعه انجام گرفت (شکل ۳). هفده ترانسکت موازی (هر یک به طول تقریبی ۳۰۰ متر) در طول شیب هر یک از دو جهت شمالی و جنوبی در نظر گرفته شد. روی یک ترانسکت واقع بر وسط هر یک از دو جهت شیب و در سه موقعیت بالا، وسط و پایین شیب، سه خاکرخ و در مجموع ۶ خاکرخ حفر گردید و طبق دستورالعمل تشریح خاکرخ اداره حفاظت خاک وزارت کشاورزی آمریکا تشریح شدند (اسکان‌برگر و همکاران، ۲۰۰۲). رده‌بندی هر یک از خاک‌ها مطابق با معیارهای رده‌بندی آمریکایی (Soil Survey Staff, 2010) انجام شد.

نمونه‌برداری روی هر ترانسکت در سه نقطه شیب (بالا، وسط و پایین) که از نظر ارتفاع و درصد شیب برابر بودند از افق A، برای تعیین توزیع اندازه ذرات و ماده آلی خاک صورت گرفت به طوری که در هر جهت شیب، ۵۱ نمونه خاک برداشت شد. توزیع اندازه ذرات به وسیله ترکیبی از الک و هیدرومتر تعیین گردید. برای به دست آوردن درصد اجزای سنگریزه حدود یک کیلوگرم خاک توزین و پس از عبور از الک‌های ۷۵، ۴۵، ۲۵، ۹/۵، ۴/۷۵ و ۲ میلی‌متر درصد اجزای مانده بر روی هر الک به صورت وزنی محاسبه شد. توزیع اندازه ذرات خاک (اجزای کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر) با استفاده از ۱۳ قرائت هیدرومتری به صورت زیر انجام گرفت (فیلگویرا و همکاران، ۲۰۰۶).



شکل ۳- نمایی از شیب شمالی (الف) و شیب جنوبی (ب) منطقه مورد مطالعه. نقاط، محل حفر خاکرخ‌ها بر روی یک ترانسکت در وسط شیب هستند.

ابتدا موادالی توسط آب اکسیژنه حذف شد. سپس نمونه‌ها، با کالگون ۵ درصد و همزن الکتریکی تیمار شدند و در استوانه‌های استاندارد ریخته شده و در زمان‌های ۰/۶۷، ۱، ۲، ۴، ۸، ۱۵، ۳۰، ۶۰، ۱۲۰، ۲۴۰، ۴۸۰، ۷۲۰، ۱۴۴۰ دقیقه قرائت شدند. سپس، قرائت‌ها نسبت به دما و کالگون تصحیح شدند. جهت کاهش خطا، قرائت هیدرومتر در زمان‌های ۰/۶۷، ۱ و ۲ دقیقه سه بار تکرار شده و میانگین قرائت‌ها مورد استفاده قرار گرفت. برای محاسبه بعد فرکتال به روش جرم-زمان از رابطه‌ی تقریبی زیر استفاده شد (فیلگویرا و همکاران، ۲۰۰۳؛ فیلگویرا و همکاران، ۲۰۰۶):

$$\frac{M(r < R)}{M_T} \approx \left(\frac{2L^{\frac{3-D}{2}}}{(5-D)B^{\frac{3-D}{2}} R_U^{3-D}} \right) \times t^{\frac{3-D}{2}} \quad (2)$$

$M(r < R)$: جرم ذرات خاک با شعاع کمتر از R

M_T : R_U جرم کل ذرات خاک با شعاع کمتر از

t: زمان (دقیقه)

D: بعد فرکتالی ذرات

با لگاریتم‌گیری از دو طرف معادله فوق معادله ۳ به دست می‌آید (فیلگویرا و همکاران، ۲۰۰۳؛ فیلگویرا و همکاران، ۲۰۰۶):

$$\text{Log} \left(\frac{M(r < R)}{M_T} \right) \approx \text{Log} \left(\frac{2L^{\frac{3-D}{2}}}{(5-D)B^{\frac{3-D}{2}} R_U^{3-D}} \right) + \frac{D-3}{2} \times \text{Log}(t) \quad (3)$$

برای هر نمونه خاک $\text{Log} [M(r < R)/M_T]$ در برابر $\text{Log} [t]$ ترسیم شد. سپس بعد فرکتالی

در محدوده‌ی پراکنش خطی نقاط محاسبه گردید.

قطر ذرات در زمان‌هایی که قرائت هیدرومتر صورت گرفته بود به دست آمد. برای ترسیم منحنی‌های دانه‌بندی در هر موقعیت شیب برای هر ۱۷ نمونه، جرم تجمعی در مقابل قطرهای محاسبه شده ترسیم شد. مدل تک نمایی (معادله ۴) و دونمایی فردلاندا (معادله ۵) با استفاده از نرم‌افزار

SoilVision ۴ به داده‌های توزیع اندازه ذرات نمونه‌های خاک برازش داده شد و ضرایب مدل مورد بررسی قرار گرفت.

$$F(d) = \frac{1}{\left\{ \ln \left[\exp(1) + \left(\frac{a}{d} \right)^n \right] \right\}^m} \left\{ 1 - \frac{\left[\ln \left(1 + \frac{h}{d} \right) \right]^7}{\left[\ln \left(1 + \frac{h}{dm} \right) \right]^7} \right\} \quad (۴)$$

در مدل تک‌نمایی فردلاندا، $F(d)$ درصد تجمعی ذرات تا قطر معین می‌باشد، a ضریبی است که نقطه عطف منحنی را معین می‌کند، n ضریبی است که به تندترین شیب منحنی مرتبط می‌شود، m ضریبی است که به شکل منحنی مربوط می‌باشد و به ناحیه ریز منحنی نزدیک می‌شود، h ضریبی است که به مقدار اجزا ریز خاک مرتبط می‌شود، d قطر ذره‌ی مورد نظر (میلی‌متر) و dm حداقل قطری (میلی‌متر) می‌باشد که در معادله در نظر گرفته می‌شود.

$$F(d) = \left\{ w \left[\frac{1}{\left\{ \ln \left[\exp(1) + \left(\frac{a}{b} \right)^n \right] \right\}^m} \right] + (1-w) \times \left[\frac{1}{\left\{ \ln \left[\exp(1) + \left(\frac{j}{d} \right)^k \right] \right\}^l} \right] \right\} \times \left\{ 1 - \frac{\left[\ln \left(1 - \frac{h}{d} \right) \right]^7}{\left[\ln \left(1 + \frac{h}{dm} \right) \right]^7} \right\} \quad (۵)$$

در مدل دونمایی فردلاندا، $F(d)$ درصد تجمعی ذرات تا قطر معین است، a ضریبی است که نقطه عطف اولیه منحنی را معین می‌کند، n ضریبی است که به تندترین شیب منحنی مرتبط می‌شود، m ضریبی است که به شکل منحنی مربوط می‌باشد، j وابسته به دومین نقطه عطف منحنی، k به دومین شیب تند منحنی و l به شکل منحنی دوم مربوط است. h ضریبی است که به مقدار اجزا ریز خاک مربوط می‌باشد، d قطر ذره‌ی مورد نظر (میلی‌متر) و dm حداقل قطری (میلی‌متر) است که در معادله در نظر گرفته می‌شود.

برای هر نمونه خاک مقادیر D_{10} ، D_{30} ، D_{50} و D_{60} بر اساس مدل بهتر (R^2 بیشتر) و با استفاده از نرم افزار ۴ SoilVision تعیین شدند. ضریب انحنا و ضریب یکنواختی به صورت زیر محاسبه شدند:

$$\text{ضریب یکنواختی} = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (۶)$$

$$\text{ضریب انحنا} = \frac{D_{30} \times D_{30}}{D_{10} \times D_{60}} \quad (۷)$$

به منظور بررسی نرمال بودن توزیع متغیرها در دو جهت شیب از آزمون کولموگروف-اسمیرنوف استفاده شد. نتایج این آزمون فرض نرمال بودن توزیع فراوانی متغیرهای مورد مطالعه را در سطح ۰/۰۵ رد نکرد. در ادامه، مقایسه میانگین‌های ویژگی‌های فوق با استفاده از نرم‌افزار STATISTICA ۸ به کمک آزمون فیشر (LSD) در سطح اطمینان ۹۵ درصد انجام شد.

نتایج و بحث

جدول ۱ میانگین‌های درصد رس، سیلت، شن، کربن آلی و نیز کلاس‌های بافت خاک را در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و جنوبی نشان می‌دهد. میانگین درصد شن در شیب جنوبی و میانگین درصد سیلت در شیب شمالی بیشتر بودند ($P < 0/05$) با این حال درصد رس در دو جهت شیب تفاوتی نداشت. به نظر می‌رسد کربن آلی بیشتر در شیب شمالی (جدول ۱) و رطوبت بیشتر خاک در این شیب (جزینی، ۲۰۰۷) و در نتیجه افزایش فعالیت میکروبی شرایط را برای هوادیدگی بیشتر این خاک‌ها نسبت به شیب جنوبی مهیا می‌کند. یامر و همکاران (۲۰۰۶) نیز به هوادیدگی بیشتر خاک‌های شیب شمالی نسبت به شیب جنوبی اشاره کردند. هوادیدگی بیشتر در شیب شمالی منجر به افزایش سیلت و کاهش شن در این شیب نسبت به شیب جنوبی می‌شود. با این حال کلاس بافت غالب خاک در هر دو جهت شیب SiCl و کلاس بافت خاک در موقعیت پایین هر دو جهت شیب SiC است. بالاتر بودن درصد رس در موقعیت پایین هر دو جهت شیب (جدول ۱) نشان می‌دهد موقعیت پایین شیب احتمالاً به دلیل حرکت رواناب و در نتیجه انتقال رس از بالای شیب به سمت پایین شیب، خاک ریز بافت‌تری نسبت به بالا و وسط شیب دارد. رضایی و گیلکس (۲۰۰۵) و بیمر و همکاران (۲۰۰۶) نیز افزایش رس در پایین شیب و افزایش شن در بالای شیب را به علت انتقال رس از بالا به سمت پایین شیب و به جا ماندن ذرات درشت‌تر خاک در موقعیت‌های بالای شیب دانستند.

جدول ۱- میانگین درصد‌های رس، سیلت، شن، کربن آلی و کلاس بافت خاک در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و جنوبی

جهت	موقعیت	تعداد نمونه	کلاس بافت	رس	سیلت (%)	شن	کربن آلی
شمالی	بالا	۱۷	SiCL	۳۲/۴ cb	۶۰/۱ ab	۷/۵ b	۲/۰ a
	وسط	۱۷	SiCL	۳۰/۰ c	۶۲/۶ a	۷/۷ b	۱/۲ a
	پایین	۱۷	SiC	۴۰/۵ a	۵۳/۸ bc	۵/۷ b	۱/۲ a
جنوبی	میانگین	۵۱	SiCL	۳۴/۳ A	۵۸/۸ A	۶/۹ B	۱/۵ A
	بالا	۱۷	SiCL	۳۰/۷ cb	۵۷/۹ b	۱۱/۴ a	۰/۹ b
	وسط	۱۷	SiCL	۳۳/۸ b	۵۳/۹ bc	۱۲/۳ a	۰/۸ b
	پایین	۱۷	SiC	۴۲/۱ a	۵۱/۳ cd	۶/۶ b	۰/۳ c
	میانگین	۵۱	SiCL	۳۵/۵ A	۵۴/۴ B	۱۰/۱ A	۰/۷ B

حروف لاتین کوچک متفاوت در هر ستون، نشان‌دهنده اختلاف معنی‌دار ($P < 0/05$) بین موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب و حروف لاتین بزرگ متفاوت در هر ستون، نشان‌دهنده اختلاف معنی‌دار ($P < 0/05$) بین دو جهت شیب است.

یکسان بودن بافت غالب خاک در دو جهت و موقعیت‌های مختلف شیب با وجود تفاوت در مقدار اجزای سه‌گانه خاک بیانگر این است که کلاس بافت خاک اطلاعات دقیقی از توزیع اندازه ذرات خاک در اختیار قرار نمی‌دهد. زیرا کلاس‌های بافتی خاک، گستره وسیعی از ترکیب‌های ممکن ذرات شن، رس و سیلت را در بر گرفته و آن‌ها را تحت یک نام بیان می‌کنند. بنابراین در این مطالعه سعی شده است توزیع اندازه ذرات با دقت بیشتری مورد بررسی قرار گیرد و از معادلات فردلاند و همکاران (۲۰۰۰) و فرکتال برای توصیف منحنی‌های دانه‌بندی خاک استفاده شده است. منحنی‌های دانه‌بندی، علاوه بر اجزای رس، سیلت و شن، شامل اجزای سنگریزه (قطر بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر) نیز هستند. جدول ۲ میانگین درصد اجزای سنگریزه و میانگین درصد کل سنگریزه را در موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب نشان می‌دهد. در دو جهت شیب، بیشترین سنگریزه‌ها در محدوده قطر ۴/۷ تا ۲۵ میلی‌متر هستند و سنگریزه‌های درشت‌تر از ۴۵ میلی‌متر در خاک دو جهت مشاهده نمی‌شوند (جدول ۲). یانگ‌جون و مینگان (۲۰۰۸) نیز در بررسی تغییرات مکانی اجزای سنگریزه در طول یک توپوسکونس میانگین اندازه سنگریزه در موقعیت‌های مختلف شیب را ۶ تا ۲۰ میلی‌متر گزارش کردند.

جدول ۲- درصد اجزای سنگریزه در موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب.

جهت شیب	موقعیت شیب	تعداد نمونه	قطر سنگریزه (میلی‌متر)				
			>۴۵	۴۵-۲۵	۲۵-۹/۵	۴/۷۵-۹/۵	-۴/۷۵
شمالی	بالا	۱۷	۰	۱/۸ a	۱/۳ b	۰/۷ b	۰/۸ b
	وسط	۱۷	۰	۰/۹ a	۲/۷ b	۱/۶ b	۱/۳ b
	پایین	۱۷	۰	۰/۹ a	۱/۵ b	۰/۷ b	۰/۷ b
جنوبی	میانگین	۵۱		۱/۲ a	۱/۸b	۱/۰ b	۰/۹ b
	بالا	۱۷	۰	۱/۹ a	۱۶/۹ a	۹/۹ a	۶/۴ a
	وسط	۱۷	۰	۲/۱ a	۱۷/۶ a	۸/۶ a	۵/۵ a
	پایین	۱۷	۰	۰/۶ a	۴/۸ b	۲/۷ a	۱/۳ b
میانگین		۵۱	۱/۵ a	۱۳/۱ a	۷/۱ a	۴/۴ a	

حروف لاتین کوچک متفاوت در هر ستون، نشان‌دهنده اختلاف معنی‌دار ($P < 0/05$) بین موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب و حروف لاتین بزرگ متفاوت در هر ستون، نشان‌دهنده اختلاف معنی‌دار ($P < 0/05$) بین دو جهت شیب است.

میانگین درصد کل سنگریزه و بیشتر اجزای آن در شیب شمالی بسیار کمتر از شیب جنوبی است ($P < 0/05$). به نظر می‌رسد بیشتر بودن سنگریزه در شیب جنوبی نسبت به شیب شمالی احتمالاً به دلیل فرسایش بیشتر خاک شیب جنوبی در اثر پوشش گیاهی کمتر و در نتیجه انتقال ذرات کمتر از ۲ میلی‌متر می‌باشد. دلیل دیگر برای تفاوت معنی‌دار بین درصد سنگریزه شیب شمالی و شیب جنوبی هوادیدگی بیشتر خاک در شیب شمالی است. رده‌بندی خاک‌ها نشان می‌دهد تمامی خاک‌های واقع در شیب شمالی در رده ورتی‌سولز و دو خاک در موقعیت‌های بالا و پایین در شیب جنوبی در رده انتی‌سولز و خاک واقع در موقعیت وسط شیب جنوبی در رده اینسپتی‌سولز قرار دارند (جدول ۳). از سوی دیگر بازدیدهای صحرايي منطقه، مشورت با کارشناسان زمین‌شناسی و مطالعه نقشه زمین‌شناسی بیانگر یکسان بودن مواد مادری در دو جهت شیب است. مطالعات کانی‌شناسی رس منطقه (سرشوق، ۲۰۰۹) نیز یکسان بودن نوع و مقدار نسبی کانی‌های رسی در دو جهت شیب را نشان می‌دهد که دلیل دیگری بر یکسان بودن ماده مادری دو جهت شیب می‌باشد. با وجود یکسان بودن مواد مادری، تکامل بیشتر خاک در شیب شمالی نسبت به شیب جنوبی نشان می‌دهد فرآیندهای خاکساز از جمله هوادیدگی در شیب شمالی بیشتر بوده است.

جدول ۳- رده‌بندی آمریکایی خاک‌ها در موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب

رده‌بندی آمریکایی (۲۰۱۰)	موقعیت	جهت
Choromic Haploxererts	بالا	شمالی
Choromic Haploxererts	وسط	
Choromic Haploxererts	پایین	
Typic Xerorthents	بالا	جنوبی
Typic Calcixererts	وسط	
Typic Xerorthents	پایین	

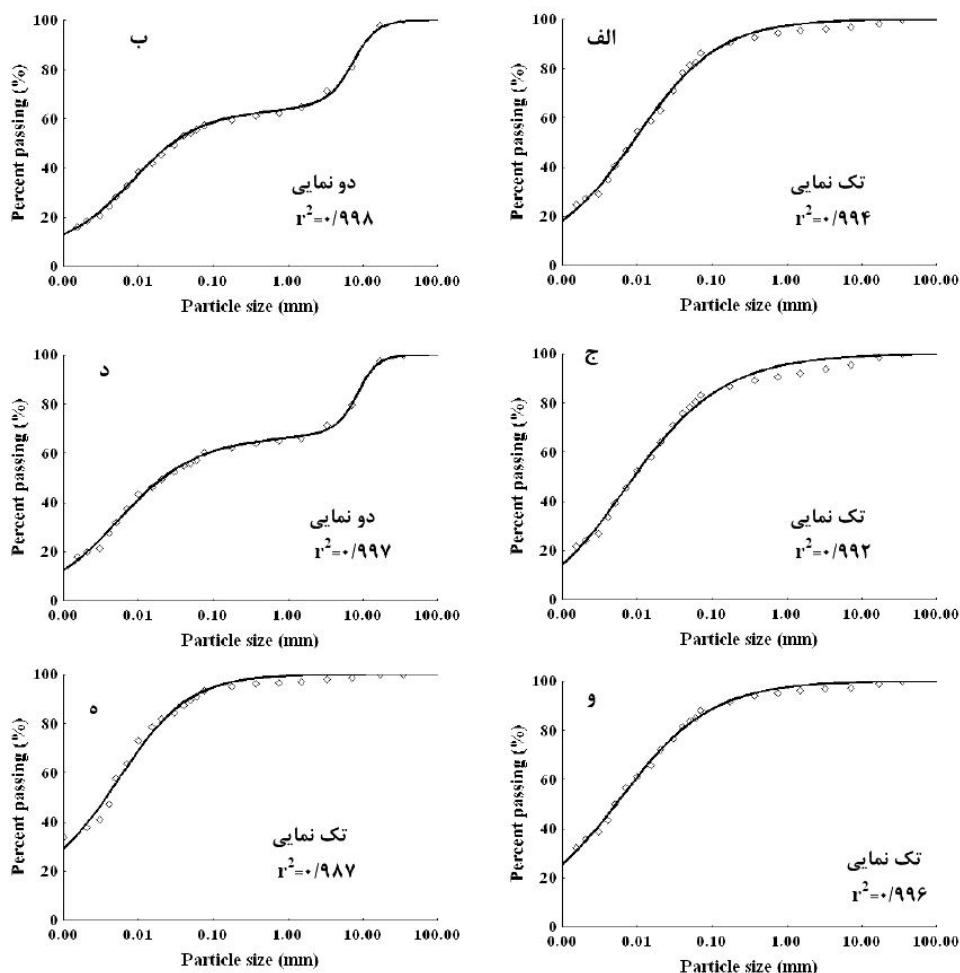
درصد کل سنگریزه و بیشتر اجزای آن در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی تفاوت معنی‌داری نداشت ولی در موقعیت بالا و وسط شیب جنوبی به‌طور معنی‌داری بیش از پایین این شیب و موقعیت‌های مختلف شیب شمالی بود (جدول ۲). علت این امر را می‌توان به هوادیدگی یکنواخت خاک در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و کمتر بودن شدت هوادیدگی در شیب جنوبی به‌ویژه در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی نسبت داد (دالگرن و همکاران، ۱۹۹۷). جزینی (۲۰۰۷) نیز به بیشتر بودن میزان سنگریزه در شیب جنوبی نسبت به شیب شمالی در منطقه سامان شهرکرد و عدم تفاوت معنی‌دار در میزان سنگریزه در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی اشاره کرد. وی دلیل بیشتر بودن میزان سنگریزه در شیب جنوبی را معلول هوادیدگی کمتر خاک دانست که در نهایت باعث تکامل کمتر خاک در این شیب می‌شود. بالاتر بودن میزان شن در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی نسبت به پایین این شیب و موقعیت‌های مختلف شیب شمالی (جدول ۱) شاهد دیگری بر هوادیدگی کمتر خاک در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی است.

یانگ‌جون و مینگان (۲۰۰۸) نیز به بیشتر بودن درصد سنگریزه در وسط شیب نسبت به پایین شیب اشاره کردند و دلیل آن را افزایش نیروی روان‌آب در موقعیت وسط شیب و شستشوی خاک و به جا ماندن سنگریزه در این موقعیت دانستند. دریافت بیشتر انرژی خورشید و تبخیر بیشتر در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی نسبت به پایین این شیب و نسبت به موقعیت‌های مختلف شیب شمالی می‌تواند باعث کاهش هوادیدگی فیزیکی خاک و کاهش تبدیل سنگریزه به اجزای ریزتر در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی شود. برای مثال در موقعیت وسط شیب جنوبی میانگین درصد سنگریزه‌هایی که دارای قطر ۹/۵ میلی‌متر تا ۲۵ میلی‌متر می‌باشند ۱۷/۶ درصد و میانگین درصد

سنگریزه‌هایی که دارای قطر ۴/۷۵ تا ۹/۵ میلی‌متر هستند ۸/۶ درصد و سنگریزه‌هایی که دارای قطر ۲ تا ۴/۷۵ میلی‌متر هستند ۵/۶ درصد است در حالی که در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و پایین شیب جنوب تفاوت بین درصد اجزای سنگریزه بسیار کم (حدود ۱ درصد) می‌باشد (جدول ۲).

منحنی‌های میانگین دانه‌بندی خاک در موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب در شکل ۴ نشان داده شده است. در این منحنی‌ها قطر ذرات خاک در محدوده ۰/۰۰۱۵ تا ۳۵ میلی‌متر تغییر می‌کند. منحنی‌های توزیع اندازه ذرات خاک در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و موقعیت پایین شیب جنوبی از الگوی یکسانی پیروی می‌کنند به طوری که در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و موقعیت پایین شیب جنوبی از یک منحنی S شکل تشکیل شده است حال آنکه، در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی از دو منحنی S شکل تشکیل شده‌اند (شکل ۴). به نظر می‌رسد یکسان بودن رده‌ی خاک تا سطح زیر گروه (جدول ۳) در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی می‌تواند یکی از دلایل هوادیدگی یکنواخت خاک در موقعیت‌های مختلف این شیب و یکسان بودن الگوی توزیع اندازه ذرات باشد. عدم تفاوت معنی‌دار در میزان سنگریزه و شن بین موقعیت‌های مختلف شیب شمالی و موقعیت پایین شیب جنوبی (جدول ۲) شاهد دیگری بر چرایی یکسان بودن الگوی توزیع اندازه ذرات در این موقعیت‌هاست.

به نظر می‌رسد افزایش معنی‌دار درصد سنگریزه در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی نسبت به پایین این شیب و موقعیت‌های مختلف شیب شمالی (جدول ۲) و کاهش درصد سنگریزه‌هایی که دارای قطر ۲ تا ۴/۷۵ میلی‌متر و قطر ۴/۷۵ تا ۹/۵ میلی‌متر هستند نسبت به سنگریزه‌هایی که دارای قطر ۹/۵ تا ۲۵ میلی‌متر می‌باشند در وسط و بالای شیب جنوبی باعث ایجاد تفاوت در شکل منحنی‌های دانه‌بندی خاک در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی و ایجاد دو برجستگی در منحنی‌های این جهت شیب می‌شود. فردلانند و همکاران (۲۰۰۰) به وجود الگوی دانه‌بندی با دو برجستگی یا دو کوهان در برخی خاک‌ها اشاره کردند و علت آن را کمی درصد فراوانی ذرات در یک محدوده بین کوچک‌ترین و بزرگ‌ترین قطر توزیع اندازه ذرات خاک دانستند. مقایسه منحنی‌های دانه‌بندی نشان داد که عرض از مبدأ در موقعیت پایین هر جهت شیب بیش از موقعیت‌های وسط و بالای شیب است (شکل ۳). به عبارت دیگر درصد تجمعی ذرات ریز (رس ریز) در پایین شیب بیشتر است.



شکل ۴- منحنی‌های دانه‌بندی خاک در موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب. الف) موقعیت بالای شیب شمالی، ب) موقعیت بالای شیب جنوبی، ج) موقعیت وسط شیب شمالی، د) موقعیت وسط شیب جنوبی، و) موقعیت پایین شیب شمالی، ه) موقعیت پایین شیب جنوبی است. هر منحنی میانگین، از اطلاعات ۱۷ نمونه خاک استخراج شده است.

به منظور کمی کردن نتایج، مدل‌های تک‌نمایی و دونمایی فردلاند و همکاران (۲۰۰۰) به الگوهای توزیع اندازه ذرات در موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب برآزش داده شد. آزمون t جفتی بین R^2 مدل تک‌نمایی و R^2 مدل دونمایی در موقعیت‌های دو جهت شیب نشان داد ضریب تعیین مدل تک‌نمایی و دو نمایی در هر سه موقعیت شیب شمالی و موقعیت پایین شیب جنوبی تفاوت ندارند

($P > 0/05$) و از هر دو مدل برای برازش منحنی‌های دانه‌بندی در این موقعیت‌ها می‌توان استفاده کرد حال آنکه ضریب تعیین مدل دو نمایی در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی به‌طور معنی‌داری بیش از ضریب تعیین مدل تک‌نمایی برای این دو موقعیت است (جدول ۴). بنابراین از مدل دو نمایی فردلاندر برای برازش منحنی‌های دانه‌بندی در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی استفاده شد (شکل ۴). ضرایب مدل دو نمایی فردلاندر و مقایسه میانگین‌های آنها در جدول ۴ آورده شده است.

جدول ۴- ضرایب مدل دو نمایی فردلاندر در موقعیت‌های مختلف شیب ($dm = 0/00001$, $hr = 0/01$) و ضرایب تعیین مدل تک‌نمایی و دو نمایی فردلاندر. در هر موقعیت تعداد مشاهدات ۱۷ است.

جهت شیب	موقعیت شیب	ضرایب مدل دو نمایی فردلاندر							
		R_u	R_b	l	k	j	m	n	
شمالی	بالا	۰/۹۹۱ a	۰/۹۹۱ a	۰/۷۶bcd	۳/۲۷ a	۰/۰۱۰bc	۸/۱۹ b	۱/۵۶ cd	۴۴/۱۱ d
	وسط	۰/۹۸۶ a	۰/۹۹۴ a	۱/۰۸ bc	۲/۱۶ bc	۰/۰۱۰ bc	۵/۸۴ c	۲/۰۵ bc	۲۹/۵۰ e
جنوبی	پایین	۰/۹۹۳ a	۰/۹۹۲ a	۰/۶۸ cd	۲/۱۳ bc	۰/۰۱۲ab	۸/۰۱ b	۱/۲۹ cd	۱۴/۰۰ f
	بالا	۰/۹۳۳ b	۰/۹۹۷ a	۱/۱۷ b	۱/۴۲ bc	۰/۰۱۳ a	۱/۵۶ d	۳/۱۷ a	۹۳/۰۵ a
	وسط	۰/۹۳۷ b	۰/۹۹۶ a	۱/۹۵ a	۱/۱۴ c	۰/۰۰۸۳c	۲/۱۷ d	۲/۷۲ ab	۷۷/۰۵ b
	پایین	۰/۹۸۶ a	۰/۹۸۲ a	۰/۴۸ d	۲/۴۴ ab	۰/۰۰۹ bc	۹/۹۴ a	۱/۰۰ d	۶۰/۱۷ d

R_u ضریب تعیین مدل تک‌نمایی و R_b ضریب تعیین مدل دو نمایی است. حروف لاتین کوچک متفاوت در هر ستون نشان‌دهنده اختلاف معنی‌دار ($P < 0/05$) بین موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب است.

میانگین‌های D_{10} , D_{30} , D_{50} و D_{60} که با استفاده از بهترین مدل (بیشترین R^2) برای هر نمونه خاک محاسبه شده در جدول ۵ ارائه شده است. مقادیر D_{10} , D_{30} , D_{50} و D_{60} و مقادیر مشتق از آنها (ضریب یکنواختی و ضریب انحنا) در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی یکسان هستند و با مقادیر متناظر خود در پایین شیب جنوبی تفاوت ندارند ($P > 0/05$). در حالی‌که این مقادیر (به غیر از ضریب یکنواختی) در موقعیت بالا و وسط شیب جنوبی بسیار بزرگ‌تر می‌باشند. این تفاوت به معنی درشت بودن دانه‌بندی در موقعیت‌های بالا و وسط شیب جنوبی است.

میانگین ابعاد فرکتال در موقعیت‌های مختلف دو شیب نیز در جدول ۴ آمده است. میانگین ابعاد فرکتال در موقعیت‌های مختلف هر دو جهت شیب از ۲/۵ تا ۲/۷ متفاوت بودند. مقادیر به‌دست آمده برای ابعاد فرکتال مطابق با پیش‌بینی‌های تئوری تلاشی ذرات بین صفر تا ۳ قرار دارند (فیلگورا و

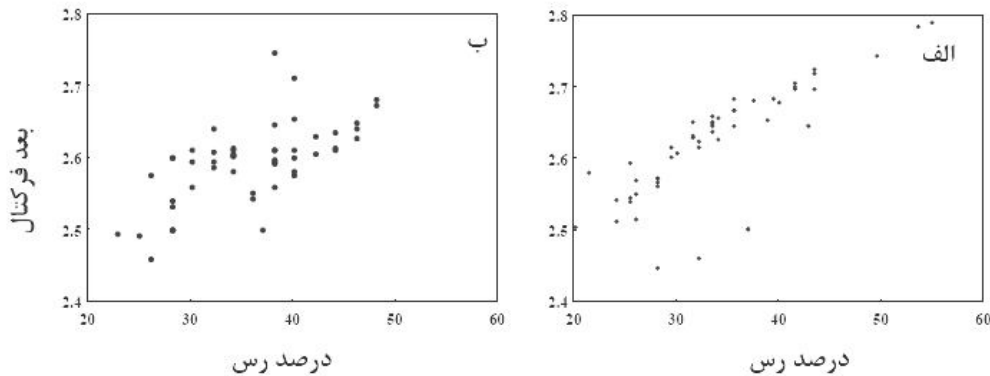
همکاران، ۲۰۰۶). میانگین بعد فرکتال برای شیب شمالی ۲/۶۲ بود که به‌رغم تفاوت نه چندان زیاد بیش از میانگین بعد فرکتال در شیب جنوبی (۲/۵۹) است ($P < 0/05$). اثر متقابل جهت و موقعیت شیب بر بعد فرکتال نشان داد بعد فرکتال در موقعیت پایین شیب به‌طور معنی‌داری بیش از موقعیت‌های بالا و وسط شیب بود (جدول ۴). به‌نظر می‌رسد بیشتر بودن میزان رس در موقعیت پایین شیب نسبت به دو موقعیت دیگر (جدول ۱) می‌تواند دلیل افزایش بعد فرکتال در موقعیت پایین شیب نسبت به دو موقعیت دیگر باشد. بیتلی و همکاران (۱۹۹۹) و فیلگورا و همکاران (۲۰۰۶) نیز به افزایش مقادیر بعد فرکتال با افزایش درصد رس اشاره کردند.

جدول ۵- مقایسه میانگین ویژگی‌های منحنی‌های دانه‌بندی و بعد فرکتال (D_f) خاک در موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب. در هر موقعیت تعداد مشاهدات ۱۷ است.

D_f	Cc	Cu	D_{60}	D_{50}	D_{30}	D_{10}	موقعیت	
							شیب شمالی	شیب جنوبی
۲/۶۳ b	۰/۰۰۱۱ a	۱۹۹ b	۰/۰۱۸ b	۰/۰۰۹ b	۰/۰۰۳ b	۰/۰۰۰۲ b	بالا	شیب شمالی
۲/۵۶ c	۰/۰۰۰۹ a	۱۰۲ b	۰/۰۲۰ b	۰/۰۱۱ b	۰/۰۰۳ b	۰/۰۰۰۳ b	وسط	
۲/۶۹ a	۰/۰۰۰۴ a	۱۴۰ b	۰/۰۰۹ b	۰/۰۰۶ b	۰/۰۰۱ b	۰/۰۰۰۱ b	پایین	
۲/۶۲ A	۰/۰۰۰۸ A	۱۷۲ B	۰/۰۱۵ B	۰/۰۰۸ B	۰/۰۰۲ B	۰/۰۰۰۲ B	میانگین	
۲/۵۶ c	۰/۰۰۱۵ a	۳۵۲۰ a	۱/۵۱۰ a	۰/۵۷۳ a	۰/۰۱۲ a	۰/۰۰۰۷ a	بالا	شیب جنوبی
۲/۶۱ bc	۰/۶۱۷۱ a	۱۷۷۸ ab	۱/۴۶۰ a	۰/۴۰۴ ab	۰/۰۰۸ ab	۰/۰۰۰۸ a	وسط	
۲/۶۳ b	۱/۴۰۶۱ a	۱۴۰ B	۰/۰۰۶ b	۰/۰۰۴ b	۰/۰۰۳ b	۰/۰۰۰۲ b	پایین	
۲/۵۹ B	۰/۶۷۵۱ A	۱۸۱۳ A	۰/۹۹۲ A	۰/۳۲۷ A	۰/۰۰۷ A	۰/۰۰۰۵ A	میانگین	

Cu ضریب یکنواختی، Cc ضریب انحنای و D_f بعد فرکتال توزیع اندازه ذرات است. حروف لاتین کوچک متفاوت در هر ستون نشان دهنده اختلاف معنی‌دار ($P < 0/05$) بین موقعیت‌های مختلف دو جهت شیب و حروف لاتین بزرگ متفاوت در هر ستون نشان دهنده اختلاف معنی‌دار ($P < 0/05$) بین دو جهت شیب است.

شکل ۵ رابطه ابعاد فرکتالی به‌دست آمده را با درصد رس در شیب شمالی و جنوبی نشان می‌دهد. همبستگی بعد فرکتال با درصد رس در شیب شمالی $r = 0/95^*$ و در شیب جنوبی $r = 0/72^*$ بود. همان‌طور که مشاهده می‌شود ابعاد فرکتالی با افزایش درصد رس روند افزایشی دارد.



شکل ۵- مقادیر بعد فرکتالی خاک‌های شیب شمالی (الف) و شیب جنوبی (ب) در مقابل درصد رس.

افزایش معنی‌دار ابعاد فرکتال در شیب شمالی نسبت به شیب جنوبی (جدول ۵) با وجود کلاس بافتی یکسان در هر دو جهت شیب نشان می‌دهد بعد فرکتال در توصیف توزیع اندازه ذرات خاک نسبت به کلاس‌های بافتی خاک و استفاده از درصد سه جز اصلی خاک، رس، سیلت و شن دقت بیشتری دارد.

نتیجه‌گیری

جهت شیب، فرآیندهای خاک‌سازی و هواپدگی را تحت تأثیر قرار داده و در نتیجه باعث ایجاد تفاوت در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و رده‌بندی خاک‌ها در دو جهت شیب شده است. با وجود این که میانگین درصد شن در شیب جنوبی و میانگین درصد سیلت در شیب شمالی به‌طور معنی‌داری بیشتر بودند کلاس‌های دوازده‌گانه بافت خاک، توزیع اندازه ذرات در دو جهت شیب را به خوبی توصیف نمی‌کنند و خاک‌های دو جهت شیب از نظر بافت در یک کلاس بافتی قرار گرفتند حال آن‌که منحنی‌های دانه‌بندی و بعد فرکتال، تفاوت در توزیع اندازه ذرات در جهات و موقعیت‌های مختلف شیب را به خوبی نشان می‌دهند. منحنی‌های دانه‌بندی خاک در موقعیت‌های مختلف شیب شمالی احتمالاً به دلیل یکسان بودن شدت هواپدگی و عدم تفاوت معنی‌دار در میزان سنگریزه از الگوی یکسانی پیروی می‌کنند ولی در شیب جنوبی توزیع دانه‌بندی خاک (موقعیت‌های بالا و وسط این شیب) نشان‌دهنده فرسایش بیشتر خاک در شیب جنوبی و به جا ماندن اجزای درشت و همچنین هواپدگی کمتر خاک در این شیب است که باعث کاهش تبدیل سنگریزه به اجزای ریزتر و در نتیجه وجود یک

گسیختگی در محدوده توزیع اندازه ذرات خاک می‌شود. بعد فرکتالی در شیب شمالی به‌طور معنی‌داری بیشتر از شیب جنوبی و در موقعیت پایین شیب به‌طور معنی‌داری بیش از دو موقعیت دیگر بود که شاخص و شاهد دیگری بر تفاوت در توزیع اندازه ذرات خاک در دو جهت شیب است.

منابع

1. Bittelli, M., Campbell, G.S., and Flury, M. 1999. Characterization of particle-size distribution in soil with a fragmentation model. *Soil Science Society of America Journal*, 63:782-788.
2. Ceddia, M.B., Vieira, S.R., Villela, L.O., Mota, L.S., Anjos, H.C., and Carvalho, F.D. 2009. Topography and spatial variability of soil physical properties. *Scientia Agricola*, 66:338-352.
3. Dahlgren, A.R., Bottinger, L.T., Huntington, L.G., and Amundson, A.R. 1997. Soil development along an elevation transect in the western Sierra Nevada, California. *Geoderma*, 78:207-236.
4. Filgueira, R.R., Fournier L.L., Cecilia I.C., Crlati P., and Carcia M.G. 2006. Particle-size distribution in soils: A critical study of the fractal model validation. *Geoderma*, 134:327-334.
5. Filgueira, R. R., Pachepsky Y.A., and Fournier, L.L. 2003. Time-mass scaling in soil texture analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 67:1703-1706.
6. Fredlund, M.D., Fredlund, D.G., and Wilson, G. 2000. An equation to represent grain-size distribution. *Canadian Geotechnical Journal*, 37:817-827.
7. Harleman, D.R.F., Melhorn, P.F., and Rummel, R.R. 1963. Dispersion-permeability correlation in porous media. *Journal of Hydraulic Division, American Society of Civil Engineers*, 89:67-85.
8. Hazen, A. 1892. Some physical properties of sand and gravels with special reference to their use in filtration. *Massachusetts State Board of Health, 24th Annual Report*, Pp: 541-556.
9. Holtz, R.D., and Kovacs, W.D. 1981. *An Introduction to Geotechnical Engineering*. Prentice-Hall, Inc, Englewood Cliffs, N.J. 30p.
10. Jazini, F. 2007. The role of topography on soil almond vegetative, quantitative and qualitative Characteristics in Saman region, Shahrekord. MSc thesis, Shahrekord University, Iran. Press, 100p. (In Persian).
11. Jiang, P., and Thelen, K.D. 2004. Effect of soil and topographic properties on crop yield in a north-central corn-soybean cropping system. *Agronomy*, 96:252-258.
12. McNab, W.H. 1993. A topographic index to quantify the effect of mesoscale landform on site productivity. *Canadian Journal of Forest Research*, 23:1100-1107.

13. Pirmoradian, N., Sepaskhah, A.R., and Hajabbasi, M.A. 2005. Application of fractal theory to quantify soil aggregate stability as influenced by tillage treatments. *Bio. systems Engineering*, 90:227-234.
14. Prosperini, N., and Perugini, D. 2008. Particle size distributions of some soils from the Umbria region (Italy): Fractal analysis and numerical modeling. *Geoderma*, 145:185-195.
15. Rezaei, S., and Gilkes, R. 2005. The effects of landscape attributes and plant community on soil physical properties in rangelands. *Geoderma*, 125:167-176.
16. Sarshogh, M. 2009. The effect of aspect and position on some of morphological, physical, chemical and mineralogical properties of soils in Chelgerd region, Chaharmahal-va-Bakhtiari province. MSc thesis, Shahrekord University, Iran. Press, 92p. (In persian).
17. Schoeneberger P.J., Wysocki D.A., Benham E.C., and Broderon W.D. (Eds.). 2002. Field book for describing and sampling soils, 2nd Version. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE. 228p.
18. Soil Survey Staff. 2010. Keys to Soil Taxonomy, USDA, 11th edition, NRCS, Washington DC. 331p.
19. SoilVison Systems Ltd. 2006. SoilVison. version 4.18.000. www.soilvison.com.
20. Stat Soft, Inc. 2007. STATISTICA (data analysis software system), version 8.0. www.statsoft.com.
21. Tsui, C.C., Chen, Z.S., and Hsieh, C.F. 2004. Relationships between soil properties and slope position in a lowland rain forest of southern Taiwan. *Geoderma*, 123:131-142.
22. Wang, X., Li, M., 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.
23. Yimer, F., Ledin, S., and Abdelkadir, A. 2006. Soil property variations in relation to topographic aspect and vegetation community in the south-eastern highlands of Ethiopia. *Forest Ecology and Management*, 232:90-99.
24. YuanJun, Z., and Mingan, S. 2008. Spatial distribution of surface rock fragment on hill slopes in a small catchment in wind-water erosion crisscross region of the loess Plateau. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51: 862-870.
25. Zolfaghari, A.A., and Hajabbasi, M.A., 2008. Effect of different land use treatments on soil structural quality and relations with fractal dimensions. *International Journal of Soil Science*, 3:101-108.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 19(2), 2012
<http://jwfst.gau.ac.ir>

The effect of slope aspect and position on Soils particle size distribution in Chelgerd region, Chaharmahal-va-Bakhtiari province

M. Sarshogh¹, *M.H. Salehi² and H. Beigie³

¹M.Sc. Graduated, Dept. of Soil Science, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

²Associate Prof., Dept. of Soil Science, Shahrekord University, Shahrekord, Iran,

³Assistant Prof., Dept. of Soil Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

Received: 2011-11-9; Accepted: 2012-1-11

Abstract

Topography, as a soil-forming factor, influences soil physical characteristics through aspect and slope position. Soil particle size distribution (PSD) is one of the most important soil physical characteristics influencing other soil characteristics directly or indirectly. This study investigates the effect of aspect and slope position on soil particle size distribution, grain-size curves and soil fractal dimension in an area, 35 km distance from Chelgerd, Chaharmahal-va-Bakhtiari province. For this purpose, two slope aspects with the same parent material were selected. Three slope positions (top, middle and base) in seventeen parallel transect along north and south-facing aspects were sampled. Also representative pedons located on three positions of each aspect were classified. Particle size distribution was analyzed by a combination of the sieve and the hydrometer method. The grain-size distribution in all three positions of the north and south-facing aspects were fitted by unimodal and bimodal Fredlund models. The fractal dimension of soil particle size distribution was determined in different aspects and slope positions. Soils in the north-facing aspect are classified as Vertisols, whereas soils in south-facing aspect are classified as Entisols and Inceptisols. Results showed that although the dominant soil textural class in both aspects was the same, the soil particle size distribution in different positions of north-facing aspect and base position of south-facing aspect followed a sigmoidal curve and in top and middle position of south-facing aspect followed two sigmoidal curves. Therefore, PSD in north-facing aspect was better described by Fredlund unimodal equation while PSD in top and middle positions of south-facing aspect was better described by Fredlund bimodal equation. Grain size distribution values generally remained similar in north-facing positions but were larger in top and middle south-facing positions. However, coefficient of curvature was independent of aspect and position. In the north-facing

*Corresponding author: mehsalehi@yahoo.com

aspect, fractal dimension was significantly larger than that of the south-facing aspect and in the base slope position was significantly larger than that of the two other positions. It seems that in mountain area PSD and its shape, PSD-derived values and fractal dimension might better differentiate between the effects of soil forming processes, than some simple texture evaluation.

Keywords: Topography; Grain-size curve; Fredlund PSD model; Fractal dimension

Archive of SID