

شناسایی خاک‌های لسی و تفکیک آنها از سایر خاک‌ها در جنوب شهر مشهد

علیرضا کریمی، حسین خادمی* و احمد جلالیان^۱

(تاریخ دریافت: ۸۶/۲/۱؛ تاریخ پذیرش: ۸۶/۵/۹)

چکیده

علی‌رغم وجود خاک‌های سرشار از سیلت در جنوب مشهد، هیچ‌گونه اطلاعاتی در باره منشأ بادرستی یا تشکیل در جای آنها وجود ندارد. هدف از این پژوهش تعیین منشأ تولید سیلت در این منطقه بود. تپه ماهورهای گرانیته جنوب مشهد به صورت ناپیوسته توسط رسوبات سیلتی پوشیده شده‌اند. بر اساس منشأ تشکیل خاک‌ها، چهار نیمرخ، شامل خاک درجا با پوشش رسوبات سرشار از سیلت و خاک درجا با سیلت کم روی تپه‌ماهورهای گرانیته، خاک سرشار از سیلت در طول نیمرخ خاک در دامنه‌های گرانیته و خاک آبرفتی واقع در دشت دامنه‌ای، هم‌چنین یک مقطع طبیعی دارای تناوبی از لایه‌های سیلتی و آبرفتی مطالعه شد. منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات (CPSDC)، نمودارهای توزیع عمقی نسبت سیلت به شن (Si/S)، انحراف معیار ترسیمی جامع فولک (σ_I)، چولگی ترسیمی جامع فولک (SKI) و مورفولوژی ذرات شن با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) برای تفکیک افق‌های مختلف خاک‌ها از نظر منشأ استفاده شد. بر اساس نتایج به دست آمده، افق‌های سرشار از سیلت (L)، درجا-سیلتی (R-L)، درجا (R)، آبرفتی (A)، و آبرفتی-سیلتی (A-L) در خاک‌های مورد مطالعه شناسایی شد. CPSDC افق‌های سرشار از سیلت، S شکل و به سادگی از افق‌های دیگر قابل شناسایی است. در مقابل، CPSDC افق‌های درجا و آبرفتی از مدل کرووی پیروی می‌کند. CPSDC افق‌های درجا-سیلتی و آبرفتی-سیلتی، S شکل و کرووی نمی‌باشد بلکه حد واسط آنهاست. افق‌های سرشار از سیلت حداکثر SKI (بسیار چوله به سمت ذرات ریز) و حداقل σ_I (جور شدگی بسیار بد) را داشته و افق‌های آبرفتی و درجا از این نظر حدواسط هستند. افق‌های آبرفتی-سیلتی و درجا-سیلتی به دلیل اضافه شدن سیلت به آنها، دارای SKI نزدیک به صفر (مقارن) و بیشترین σ_I (جور شدگی بسیار بد) هستند. نمودار توزیع فراوانی اندازه ذرات افق‌های مذکور دارای دو نما، یکی در شن و دیگری در سیلت بوده که دلیلی بر منشأ دو گانه آنهاست. تغییرات عمقی Si/S، SKI و σ_I بین افق‌های سرشار از سیلت و دیگر افق‌ها، ناگهانی بوده و نشان از وجود انقطاع سنگی بین آنها و در نتیجه تفاوت در منشأ آنها می‌باشد. در نتیجه علی‌رغم امکان تولید سیلت از مواد مادری گرانیته در این منطقه، می‌توان گفت که رسوبات سیلتی شناسایی شده در این منطقه توسط باد انتقال پیدا کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: خاک‌های لسی، خاک‌های درجا، خاک‌های سیلتی، انقطاع سنگی، منحنی تجمعی اندازه ذرات

مقدمه

(۳۰) و حدود ۱۰ درصد از کره زمین را پوشانده‌اند (۲۵). آمریکای شمالی، مرکز و شمال اروپا، آسیای مرکزی و چین از مناطق عمده پراکنش لس در جهان است (۹ و ۲۵). مطالعه و شناسایی لس‌ها، دیرینه‌ای بیش از ۱۸۰ سال دارد (۲۲).

لس‌ها رسوبات بادی، به رنگ کرمی-قهوه‌ای دارای ترکیبات آهک و مقادیر زیاد میکا، فلدسپار و کوارتز هستند. این رسوبات بادی از ذراتی با ابعاد میانگین ۲۰ تا ۶۰ میکرون تشکیل شده‌اند

۱. به ترتیب دانشجوی دکتری، دانشیار و استاد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

* : مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: hkhademi@cc.iut.ac.ir

در طول این مدت دیدگاه‌های مختلفی در مورد لس و چگونگی تشکیل آن ارائه شده است. این دیدگاه‌ها از نظریه تاتکوفسکی اکرایی که سایش یخچالی را عامل منحصر به فرد ایجاد سیلت برای تشکیل لس می‌دانست تا ابروشف که نظریه لس‌های داغ یا بیابانی ارائه داد، در حال تغییر و تحول بوده است (۲۲ و ۲۳). لس‌ها عمدتاً در دوره کواترنر تشکیل و تجمع پیدا کرده‌اند. اقلیم و تغییرات آن نقش مهمی را در این میان ایفا کرده‌اند و کواترنر یک دوره تولید سیلت محسوب می‌شود (۹). لس‌ها همانند یک بایگانی مطمئن، تغییرات اقلیمی را در خود ذخیره کرده‌اند؛ بنابراین مطالعه لس‌ها و خاک‌های قدیمی تشکیل شده بین لایه‌های لسی اطلاعات خوبی در مورد تغییرات دوره کواترنر در اختیار ما قرار خواهد داد (۱۲ و ۱۵).

در ایران نیز بخش‌هایی از شمال کشور، به‌ویژه استان گلستان و با وسعت کمتر در دامنه‌های شمال شرقی حوضه کپه داغ (به سمت آسیای میانه)، از رسوبات لسی پوشیده شده‌اند (۱، ۷ و ۱۹). بخش‌های مرکزی و جنوبی ایران نیز حاوی رسوبات لسی است، ولی به دلیل گسترش پراکنده و ضخامت کمتر، تا کنون مورد توجه کافی قرار نگرفته‌اند. با وجود گسترش مناسب لس در شمال و شمال شرق کشور، تا کنون مطالعات معدودی روی آنها انجام شده است و در قسمت‌های دیگر ایران نیز فقط یک تحقیق درباره ویژگی‌های لس و شبه لس‌های حوزه آبخیز تخت جمشید صورت گرفته است (۱۵).

بر خلاف لس‌های شمال و شمال شرق ایران که گسترده و ضخیم هستند، لس‌های مرکز و جنوب ایران ناپیوسته، با ضخامت کم و در بسیاری موارد فرایندهای پس از رسوب لس، باعث تغییر ماهیت آنها شده است. بنابراین در این گونه موارد، قدم اول شناسایی و تشخیص لس از رسوبات دیگر است تا بتوان در پژوهش‌های بعدی از آن به‌عنوان رسوبات لسی یا شبه لس استفاده نمود.

در جنوب مشهد، در انتهای زون بینالود، پوشش نسبتاً ضخیم از رسوبات سرشار از سیلت در دامنه‌ها و به‌صورت ناپیوسته و

ضخامت کمتر روی تپه ماهورهای گرانیتهی وجود دارد. در بعضی از قسمت‌های تپه ماهورهای گرانیتهی، خاک‌های با منشأ هوادیدگی در جا با پوششی نازک تا ضخیم از رسوبات سرشار از سیلت پوشیده شده‌اند. تحقیقات نشان می‌دهد که مواد مادری گرانیتهی، خاک‌های درشت بافت با شن زیاد تولید می‌کنند و این گونه خاک‌ها از مناطق گرم و مرطوب نیجریه تا مناطق گرم و خشک بیابان ماهاوی، به‌طور میانگین دارای ۴۵ درصد تا بیش از ۸۰ درصد شن بوده و شن در اجزای مختلف آن (از شن خیلی درشت تا خیلی ریز) کم و بیش توزیع شده است (۱۰ و ۲۰). بنابراین، وجود خاک‌های با شن کم و سیلت زیاد در خاک‌های تشکیل شده روی مواد مادری گرانیتهی در جنوب مشهد را نمی‌توان به فرایندهای خاک‌سازی و هوادیدگی نسبت داد و ماهیت رسوبات سیلتی در این منطقه قابل بررسی است.

از آنجا که یکی از تفاوت‌های اساسی بین لس و دیگر رسوبات، در بافت آنها است؛ بنابراین بررسی ویژگی‌های بافت خاک، مانند چگونگی توزیع اندازه ذرات و پارامترهای حاصل از آن، می‌تواند ما را به تفاوت منشأ رسوبات مختلف رهنمون کند (۸). هدف از این مطالعه، بررسی ماهیت رسوبات سرشار از سیلت و امکان بادرفتی بودن این رسوبات یا تشکیل در جای آنها از گرانیتهی است. بدین منظور از تجزیه و تحلیل‌های توزیع اندازه ذرات در بخش کمتر از ۲ میلی‌متر استفاده شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوب شرقی و انتهایی کوه‌های بینالود و جنوب مشهد، به مرکزیت طول جغرافیایی $59^{\circ} 42'$ شرقی و عرض جغرافیایی $36^{\circ} 50'$ شمالی قرار دارد. پهنه بینالود، در ادامه البرز و ایران مرکزی قرار داشته و به‌دلیل شباهت با دو بخش مذکور، به آن پهنه انتقالی می‌گویند. پهنه کپه داغ به موازات پهنه بینالود قرار داشته و دشت مشهد بین این دو قرار می‌گیرد (۲). میانگین بارندگی در ایستگاه هواشناسی مشهد، ۲۶۰ میلی‌متر و میانگین دما $13/7$ درجه سانتی‌گراد است (۵).

از بین بردن مواد آلی توسط آب اکسژنه ۳۰ درصد مجددا خشک و توزین شده و بدون آهک‌زدائی برای تعیین توزیع اندازه ذرات استفاده شد. زیربخش‌های شن خیلی درشت (۲-۱ میلی‌متر)، شن درشت (۱-۰/۵ میلی‌متر)، شن متوسط (۵-۰/۲۵ میلی‌متر)، شن ریز (۲۵-۰/۱ میلی‌متر) و شن خیلی ریز (۱-۰/۰۵ میلی‌متر) به وسیله سری الک جدا شدند. با استفاده از روش پیپت (۲۹)، سیلت به سه بخش سیلت درشت (۵۰-۲۰ میکرون)، سیلت متوسط (۲۰-۵ میکرون) و سیلت ریز (۵-۲ میکرون) تقسیم شد. بخش رس (کمتر از ۲ میکرون) نیز تفکیک گردید.

منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات افق‌های مختلف ترسیم گردید. برای نشان دادن اندازه ذرات در محور X از مقیاس فی (ϕ) استفاده شد. فی یک مقیاس لگاریتمی است که توسط کرومباین در سال ۱۹۳۴ ارائه شد و عبارت است از لگاریتم منفی قطر ذره بر حسب میلی‌متر در پایه ۲. بنابراین، با افزایش فی، اندازه ذره کاهش می‌یابد (۸).

برای محاسبه پارامترهای توزیع اندازه ذرات از دو روش ترسیمی و لحظه‌ای استفاده شد. در روش ترسیمی (۱۳) از پارامترهای انحراف معیار ترسیمی جامع فولک (Folk inclusive graphic standard deviation) (σI)، کج‌شدگی ترسیمی جامع فولک (Folk inclusive graphic skewness) (SKI) و میانگین اندازه ذرات (MZ)، برای مقایسه بهتر و نشان دادن تفاوت‌های توزیع اندازه ذرات استفاده شد. هم‌چنین میانگین، انحراف معیار و کج‌شدگی لحظه‌ای توزیع اندازه ذرات نیز محاسبه شد (۱۸). این پارامترها با استفاده از معادلات زیر محاسبه گردید.

روش ترسیمی:

$$MZ = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3} \quad [1]$$

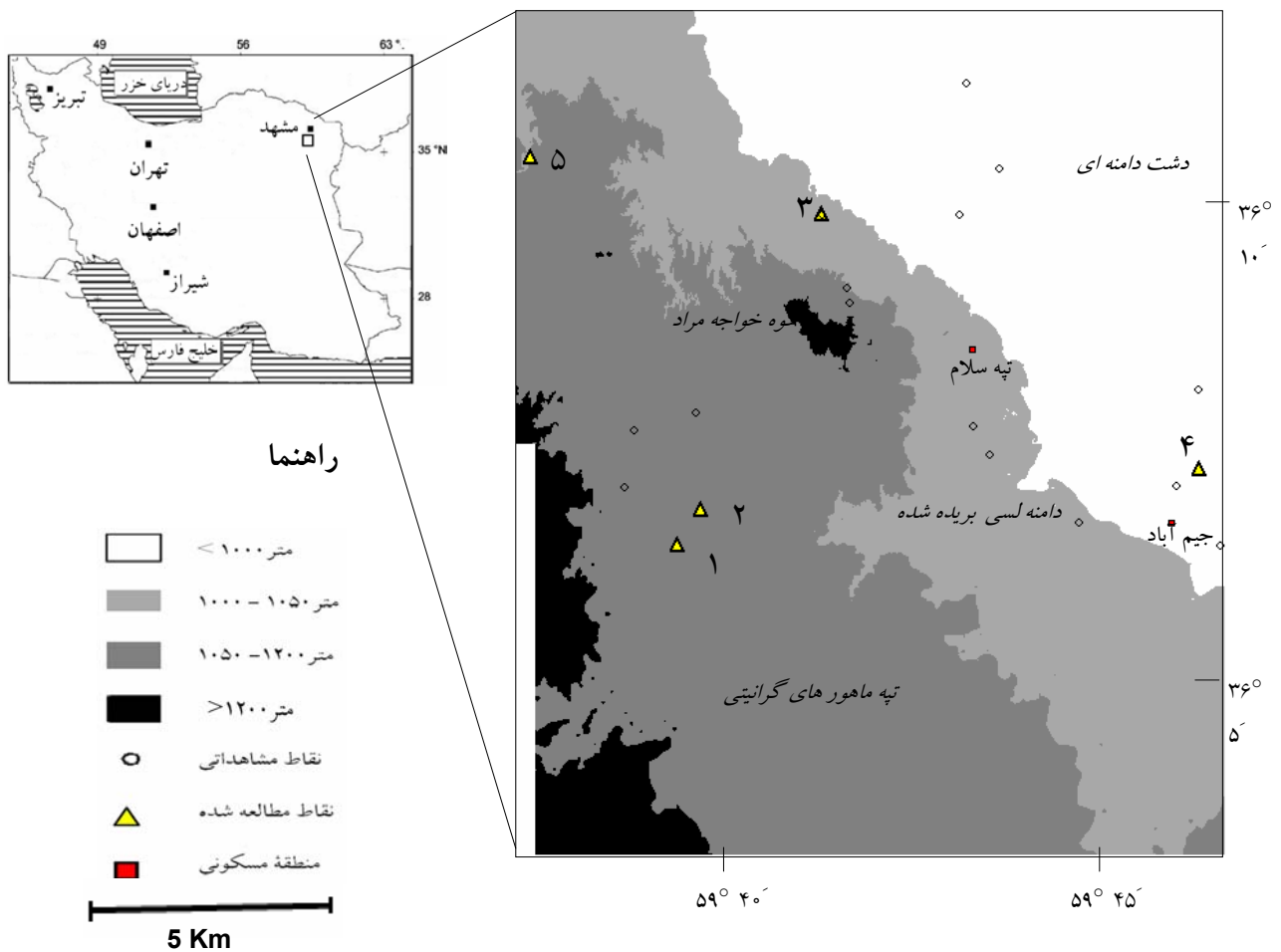
$$\sigma I = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6/6} \quad [2]$$

$$SKI = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{84} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_5 + \varphi_{95} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)} \quad [3]$$

سه نوع گرانیته مختلف در این منطقه وجود دارد که با علامت‌های g^1 ، g^2 و g^3 روی نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ (۶)، نشان داده شده است. گسترش گرانیته‌های پورفیروئیدی (g^1) بیش از انواع دیگر است و در آن فلدسپات‌های پتاسیم دار سه سانتی‌متری نیز دیده می‌شود. توده لوکوگرانیته (g^2) به ابعاد ۱۰ در ۱۵ کیلومتر، در درون g^1 تزریق شده و جوان‌تر از آن است. g^1 نسبت به g^2 به‌علت فراوانی بیوتیت و آنکلاوهای مختلف، تیره و پورفیروئید است. در حالی که g^2 ، کانی‌های هم اندازه، دانه متوسط و روشن داشته و سیلیس بیشتری نیز دارد. g^3 نسبت به دو نوع دیگر گسترش کمتری دارد (۲ و ۴).

این منطقه شامل واحدهای ژئومورفیک کوهستان، تپه ماهورهای گرانیته، دامنه شیب فرسایشی (پدیمت بریده شده) و دشت دامنه‌ای است. روی تپه ماهورهای گرانیته دو سطح متفاوت وجود دارد، یکی خاک‌های تشکیل شده در جا روی گرانیته‌ها و دیگری خاک‌های در جا که با رسوبات سرشار از سیلت پوشش داده شده‌اند. در دامنه گرانیته‌ها، رسوبات سرشار از سیلت با ضخامت زیاد وجود دارد که نشانه‌های خاک‌سازی در آنها قابل مشاهده است. دشت دامنه‌ای بر اساس این که از رسوبات سرشار از سیلت دامنه‌های گرانیته یا دیگر رسوبات رسوبات تغذیه شود، از خاک‌های متنوع‌تر و البته با تکامل کم تشکیل شده است.

برشی از تپه ماهورهای گرانیته تا دامنه و دشت دامنه‌ای (شکل ۱)، شامل خاک در جا با پوشش رسوبات سرشار از سیلت و خاک درجا تشکیل شده روی گرانیته، خاک تشکیل شده از رسوبات سرشار از سیلت در طول پروفیل خاک و خاک آبرفتی واقع در دشت دامنه‌ای، هم‌چنین یک مقطع طبیعی تشکیل شده از لایه‌های متناوب رسوبات سرشار از سیلت و آبرفتی انتخاب شد. خاک‌ها بر اساس طبقه‌بندی آمریکایی (۲۴) تشریح و از افق‌های ژنتیکی آنها نمونه‌برداری شد. خاک‌ها پس از هوا خشک شدن، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شد. ۲۰ گرم از هر نمونه پس از بین بردن املاح محلول نمونه‌های شور توسط آبشویی با آب مقطر و



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه، واحدهای ژئومورفیک و نقاط نمونه برداری (۱) نیمرخ خاک در جا با پوشش سرشار از سیلت (۲) خاک درجا تشکیل شده بر روی گرانیت (۳) خاک سرشار از سیلت واقع در دامنه (۴) خاک آبرفتی و (۵) مقطع طبیعی تشکیل شده از لایه‌های سرشار از سیلت و آبرفتی.

در روش لحظه‌ای، m نقطه وسط هر کلاس اندازه ذرات بافتی بر حسب فی، f درصد وزنی هر کلاس و n درصد وزنی مجموع کلاس‌ها است. انحراف معیار ترسیمی جامع فولک (σ_I) و انحراف معیار لحظه‌ای، نشان دهنده جورشدگی (یک‌نواختی) ذرات بوده و هر چه مقدار آن کوچک‌تر باشد نشان دهنده نزدیک بودن قطر ذرات به همدیگر است. کج‌شدگی ترسیمی جامع فولک (SKI) و کج‌شدگی لحظه‌ای، کج‌شدگی منحنی تجمعی را نشان می‌دهد. این شاخص، وضعیت تقارن منحنی‌های توزیع نرمال به سمت ذرات دانه ریز (چولگی مثبت)، دانه درشت (چولگی منفی) یا متقارن (صفر) را نشان می‌دهد. پارامترهای فوق

روش لحظه‌ای:

$$\bar{X}_\varphi = \frac{\sum fm}{n} \quad [4]$$

$$\sigma_\varphi = \sqrt{\frac{\sum f(m - \bar{X}_\varphi)^2}{100}} \quad [5]$$

$$SK_\varphi = \frac{\sum f(m - \bar{X}_\varphi)^3}{100\sigma_\varphi^3} \quad [6]$$

در معادلات روش ترسیمی، به‌عنوان مثال φ_{84} ، نشان دهنده قطری از ذرات است که ۸۴ درصد ذرات از آن کوچک‌تر هستند.

(نیمرخ شماره ۱) پوشیده شده و نوع دوم خاک‌های تپه ماهورهای گرانیته را تشکیل می‌دهند. در دامنه گرانیته‌ها خاک‌های عمیق سرشار از سیلت و بدون سنگریزه (نیمرخ شماره ۳) وجود دارد که به دلیل ابهام در مورد آبرفتی بودن آنها در این مقاله به آنها خاک‌های سرشار از سیلت دارای رنگ نخودی و بدون لایه‌بندی بوده و افق‌های بدون شواهد خاک‌سازی، ساختمان توده‌ای دارند. در بخشی از دشت دامنه‌ای با توجه به لایه‌بندی حاصل از انتقال آب، خاک‌های آبرفتی با بافت درشت (نیمرخ شماره ۴) تشخیص داده شد. بریدگی‌های عمیق در دامنه گرانیته‌ها در نزدیکی آبراهه‌ها وجود دارد که در این بریدگی‌ها، بین لایه‌های سرشار از سیلت، لایه‌های آبرفتی درشت بافت سنگریزه‌دار وجود دارد که نشان دهنده تغییر شرایط رسوب‌گذاری است. افق‌های خاک‌های مورد مطالعه به افق‌های سرشار از سیلت با علامت L، کاملاً آبرفتی با A، کاملاً درجا با R، با منشا رسوبات آبرفتی و رسوبات سرشار از سیلت با AL و با منشا درجا و رسوبات سرشار از سیلت با RL در جدول ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند.

توزیع اندازه ذرات

افق‌های سرشار از سیلت دارای بیش از ۷۰ درصد سیلت بوده و نقطه اوج آن در سیلت درشت است (شکل ۲-الف). این افق‌ها در مقایسه با افق‌های دیگر شن خیلی کمتری داشته و شن خیلی ریز بخش عمده‌ای از جزء شن را تشکیل می‌دهد. در مقابل، افق‌های درجا در بعضی موارد بیش از ۸۰ درصد شن دارند (شکل ۲-ب) که نشان دهنده به ارث رسیدن از مواد مادری و هوادیدگی کم آنهاست. شن ریز تا سیلت درشت، بخش اعظم افق‌های آبرفتی را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-ج). نکته جالب توجه در مورد افق‌های درجا-سیلته و آبرفتی-سیلته، دو نمایی بودن توزیع اندازه ذرات آنها می‌باشد (شکل ۲-د و ۲-ه) که شاهدهی بر منشا دو گانه آنهاست (۸). در این افق‌ها دو نقطه اوج یکی در بخش شن و

در روش ترسیمی و لحظه‌ای به ترتیب در ۹۰ و ۹۹ درصد منحنی تجمعی اندازه ذرات محاسبه می‌شوند (۸).

انقطاع سنگی (Lithologic discontinuity) نشان دهنده تغییر ناگهانی در مواد مادری خاک است. این تغییر ناگهانی به دلیل فرایندهای زمین‌شناسی به‌ویژه در طی فرایندهای رسوب‌گذاری است (۱۱). عدم وجود انقطاع سنگی نشان دهنده تشکیل خاک از یک نوع ماده مادری است (۲۱). تشخیص وجود یا عدم وجود انقطاع سنگی لازمه مطالعات چگونگی تحول خاک‌ها و تمایز بین توالی‌های خاک‌سازی و رسوب‌گذاری است. اگر خاک از مواد مادری یکسان تشکیل شده باشد، چگونگی تغییرات بعضی از ویژگی‌های مقاوم در برابر فرایندهای خاک‌سازی با عمق روند کم و بیش ثابتی را خواهد داشت. در بسیاری از موارد از بخش عاری از رس خاک، یعنی شن و سیلت استفاده شده و تغییرات نسبت‌های این دو جزء با عمق، شاخص مناسبی برای تشخیص انقطاع سنگی است (۲۱ و ۲۷). برای تعیین انقطاع سنگی از تغییرات عمقی نسبت سیلت به شن، جورشدگی (σI) و چولگی (SKI) استفاده شد.

گردشدگی و بافت سطحی بخش شن می‌تواند تأثیر فرایندهای حمل و نقل را نشان دهد (۱۷)، برای این منظور، پس از تیمار بخش شن با اسید کلریدریک و از بین بردن ناخالصی‌های سطح ذرات، شکل و بافت سطحی ذرات شن توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی مورد مطالعه قرار گرفت.

نتایج

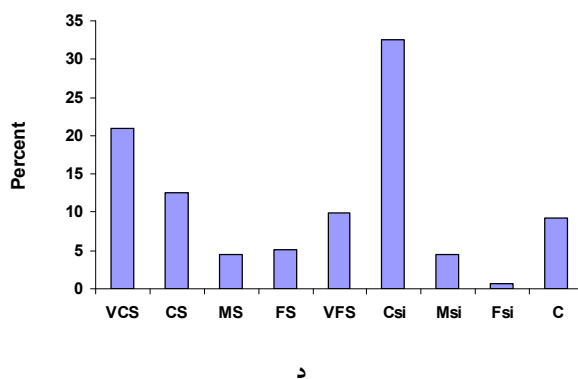
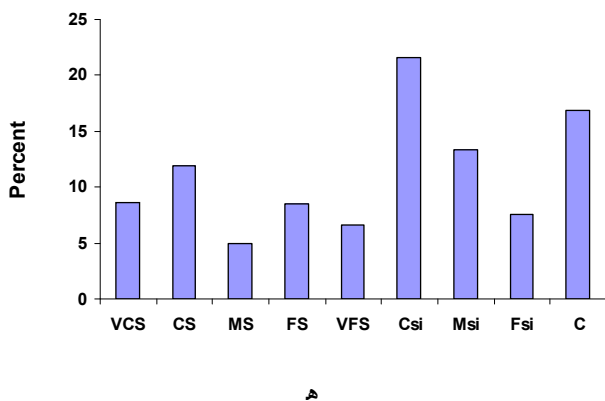
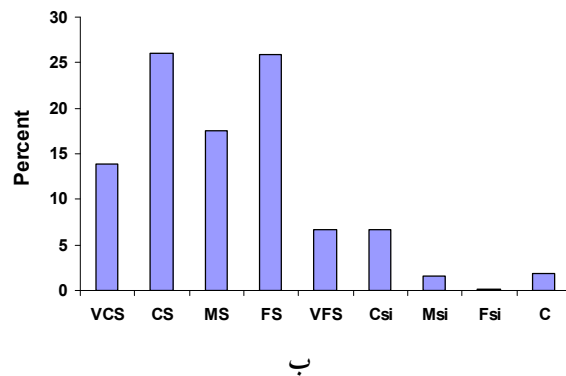
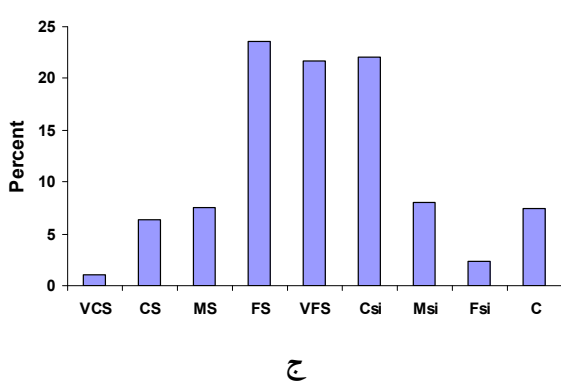
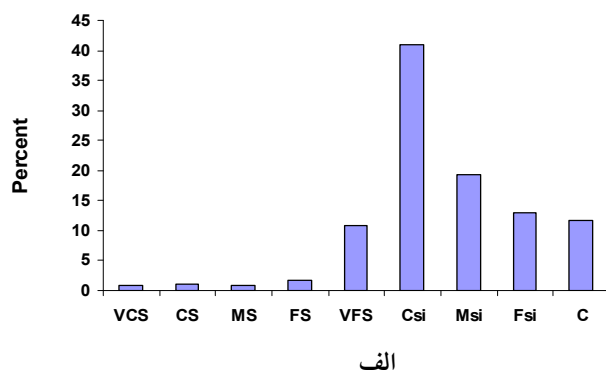
نتایج تجزیه و تحلیل اندازه ذرات نیمرخ‌های شاهد در جدول ۱ نشان داده شده است. بر اساس مشاهدات صحرائی، مورفولوژی نیمرخ‌ها و نتایج آزمایشگاهی نیمرخ‌های مورد مطالعه تفکیک شدند. روی تپه ماهورهای گرانیته دو نوع خاک وجود دارد. خاک‌های درجا (نیمرخ شماره ۲) که از هوازدگی گرانیته حاصل شده و دارای شن زیاد در بخش کمتر از ۲ میلی‌متر هستند. در بعضی از قسمت‌های تپه‌ماهورهای گرانیته، خاک‌های درجا توسط یک لایه نازک تا ضخیم سرشار از سیلت

جدول ۱. توزیع اندازه ذرات در بخش کمتر از ۲ میلی متر در نیمرخ‌های مورد مطالعه

منشأ افق	افق	عمق (cm)	شن %	سیلت %	رس %	اجزای شن %					اجزای سیلت %				
						۱-۲ میلی متر (بیشتر درشت)	۰-۱ میلی متر (درشت)	۰-۱ میلی متر (متوسط)	۰-۱ میلی متر (نیز)	۰-۱ میلی متر (بیشتر درشت)	۰-۱ میلی متر (درشت)	۰-۱ میلی متر (متوسط)	۰-۱ میلی متر (نیز)		
۱- خاک درجا با پوشش سرشار از سیلت روی تپه ماهورهای گرانیتی															
L	Ap	۰-۱۵	۱۵/۳	۷۳/۱	۱۱/۶	۰/۸	۱	۰/۸	۱/۸	۱۰/۷	۴۰/۸	۱۹/۳	۱۳		
L	Bk	۱۵-۴۰	۱۷/۱	۶۶/۸	۱۶/۱	۱/۸	۲	۰/۹	۱/۸	۱۰/۶	۳۷/۴	۱۸/۲	۱۱/۲		
RL	2Btk	۴۰-۸۵	۴۰/۶	۴۲/۵	۱۶/۹	۸/۶	۱۱/۹	۵	۸/۵	۶/۶	۲۱/۶	۱۳/۳	۷/۶		
R	2Cry1	۸۵-۱۲۰	۷۹/۴	۱۷/۷	۲/۹	۱۱/۵	۲۰	۱۴/۶	۲۴/۵	۸/۸	۱۲/۱	۴/۲	۱/۴		
R	2Cry2	۱۲۰-۱۵۰	۸۹/۸	۸/۳	۱/۹	۱۳/۸	۲۶	۱۷/۵	۲۵/۹	۶/۶	۶/۷	۱/۵	۰/۱		
۲- خاک در جا تشکیل شده روی تپه ماهورهای گرانیتی															
RL	AP	۰-۲۰	۳۳/۶	۵۴/۹	۱۱/۵	۶	۷/۹	۳/۶	۶/۵	۹/۶	۳۱/۶	۱۷	۶/۳		
RL	Bk1	۲۰-۶۰	۳۱/۳	۵۳/۴	۱۵/۳	۷	۷/۶	۲/۹	۵/۵	۸/۳	۲۷/۱	۱۷/۸	۸/۵		
R	Cry1	۶۰-۸۰	۶۹/۸	۲۷/۷	۲/۵	۹/۸	۱۶/۹	۱۰/۷	۲۲/۷	۹/۷	۱۴/۱	۶/۸	۶/۸		
R	Cry2	۸۰-۱۲۰	۷۲/۵	۲۴/۲	۳/۳	۹/۷	۱۸	۱۲/۳	۲۳/۷	۸/۸	۱۳/۲	۱۰/۶	۰/۴		
۳- خاک سرشار از سیلت واقع در دامنه گرانیت‌ها															
L	Ap	۰-۴۰	۸/۶	۷۳/۷	۱۷/۷	۰/۱	۰/۱	۱	۰/۵	۷/۸	۴۱/۵	۲۰/۱	۱۲/۱		
L	Cy1	۴۰-۷۰	۵/۸	۷۲/۱	۲۲/۱	۰/۳	۰/۵	۰/۲	۰/۵	۴/۳	۳۷/۶	۱۹/۲	۱۳/۳		
L	Cy2	۷۰-۱۰۰	۳/۷	۷۹/۸	۱۶/۵	۰/۲	۰/۶	۰/۲	۰/۴	۲/۳	۳۷/۸	۲۵/۴	۱۶/۵		
L	Cy3	۱۰۰-۱۳۰	۴/۲	۷۷/۸	۱۸	۰/۲	۰/۴	۰/۱	۰/۴	۳/۱	۳۷/۵	۳۰/۳	۱۰		
۴- خاک آبرفتی واقع در دشت دامنه‌ای															
A	Ap	۰-۳۰	۶۰/۴	۳۲/۳	۷/۳	۱/۱	۶/۴	۷/۵	۲۳/۶	۲۱/۸	۲۲	۸	۲/۳		
A	Bck1	۳۰-۶۵	۴۳/۷	۴۵/۳	۱۱	۱/۴	۵/۶	۵/۳	۱۴/۴	۱۷	۳۳/۳	۷	۵		
A	2Bck2	۶۵-۱۰۰	۶۶/۲	۲۷/۳	۶/۵	۳/۱	۱۵/۸	۹/۶	۱۵	۲۲/۷	۲۲/۳	۰/۳	۴/۷		
A	2C	۱۰۰-۱۳۰	۷۰	۲۵	۵	۱/۷	۱۵	۹/۴	۲۲/۹	۲۱	۲۴	۰/۴	۰/۶		
۵- بخشی از یک مقطع تشکیل شده از لایه‌های سرشار از سیلت و آبرفتی															
L	5C	۳۱۰-۳۵۰	۱۶/۳	۷۱	۱۲/۷	۰/۷	۱/۳	۰/۸	۱/۳	۱۲/۲	۶۰	۱۰/۶	۰/۴		
AL	6C	۳۵۰-۳۷۰	۵۳	۳۷/۷	۹/۳	۲۱	۱۲/۵	۴/۴	۵/۲	۹/۹	۳۲/۶	۴/۵	۰/۶		
L	7C	۳۷۰-۳۹۵	۹	۷۶/۸	۱۴/۲	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۱	۶/۶	۵۱/۸	۱۹	۶		
AL	8C	۳۹۵-۴۱۰	۴۷/۵	۴۳/۲	۹/۳	۱۷/۵	۱۱/۸	۴/۱	۶/۹	۷/۲	۳۲/۹	۸/۲	۲/۱		

جدول ۲. پارامترهای آماری محاسبه شده از منحنی توزیع اندازه ذرات نیمرخ‌های مورد مطالعه

منشا افق‌ها	افق	عمق (cm)	روش ترسیمی			روش لحظه‌ای			میانگین (ϕ)
			δI (ϕ)	SKI	MZ (ϕ)	$\delta\phi$ (ϕ)	SK ϕ (ϕ)	$\bar{X}\phi$ (ϕ)	
۱- خاک درجا با پوشش سرشار از سیلت بر روی تپه ماهورهای گرانیتی									
L	Ap	۰-۱۵	۱/۹۲	۰/۴۳	۵/۳	۲/۱۴	۰/۲۸	۵/۸۷	۵/۳
L	Bk	۱۵-۴۰	۲/۳۳	۰/۵۴	۵/۳	۲/۴۳	۰/۰۲۴	۵/۹۲	۵/۴
RL	2Btk	۴۰-۸۵	۳/۵۷	۰/۰۰۵	۴/۱	۳/۳۹	۰/۰۷۴	۴/۷۱	۴/۸
R	2Cry1	۸۵-۱۲۰	۲/۰۸	۰/۲۶	۱/۹	۲/۳۴	۱/۱۱	۲/۴۵	۲/۲
R	2Cry2	۱۲۰-۱۵۰	۱/۵۸	۰/۱۷	۱	۱/۹۸	۱/۵۴	۱/۷۸	۱/۳
۲- خاک در جا تشکیل شده بر روی تپه ماهورهای گرانیتی									
RL	Ap	۰-۲۰	۲/۹۵	۰/۰۷	۴	۲/۸۷	-۰/۰۱۳	۴/۸۳	۵
RL	Bk1	۲۰-۶۰	۳/۳۰	-۰/۰۲	۴	۳/۰۹	-۰/۰۱۳	۵/۱۳	۵
R	Cry1	۶۰-۸۰	۲/۵۰	۰/۲۲	۲/۲	۲/۶۴	.۷۰	۳/۰۱	۲/۶
R	Cry2	۸۰-۱۲۰	۲/۲۵	۰/۱۸	۲/۱	۲/۴۷	۰/۸۰	۲/۷۸	۲
۳- خاک سرشار از سیلت واقع در دامنه گرانیت‌ها									
L	Ap	۰-۴۰	۲/۰۳	۰/۵۳	۵/۶	۲/۰۹	۰/۶۰	۶/۳۳	۴/۸
L	Cy1	۴۰-۷۰	۲/۰۵	۰/۴۱	۵/۹	۲/۲	۰/۲۴	۶/۶۲	۶/۱
L	Cy2	۷۰-۱۰۰	۲/۰۵	۰/۴۱	۵/۹	۲/۰۳	۰/۲۶	۶/۵۲	۶
L	Cy3	۱۰۰-۱۳۰	۲/۰۳	۰/۵۳	۵/۶	۲/۰۳	۰/۴۳	۶/۴۵	۶
۴- خاک آبرفتی واقع در دشت دامنه‌ای									
A	Ap	۰-۳۰	۲/۲۴	۰/۱۷	۳/۳	۲/۳۸	۰/۸۸	۴/۰۲	۳/۸
A	Bck1	۳۰-۶۵	۲/۵۱	۰/۰۹	۳/۹	۲/۵۸	۰/۵۵	۴/۶۴	۴/۲
A	2Bck2	۶۵-۱۰۰	۲/۴۰	۰/۰۶۹	۲/۶	۲/۴۸	۰/۹۴	۳/۶۴	۲/۵
A	2C	۱۰۰-۱۳۰	۲/۳۰	۰/۱۰	۲/۴	۲/۲۳	۱/۰۳	۳/۲۷	۳/۳
۵- بخشی از یک مقطع تشکیل شده از لایه های سرشار از سیلت و آبرفتی									
L	5C	۳۱۰-۳۵۰	۱/۵۵	۰/۴۰	۴/۶	۲/۰۲	۰/۹۶	۵/۳۶	۵/۲
AL	6C	۳۵۰-۳۷۰	۲/۸۷	-۰/۱۸	۲/۵	۳/۱۴	۰/۴۶	۳/۳۲	۳/۹
L	7C	۳۷۰-۳۹۵	۱/۸۷	۰/۵۵	۵/۳	۲/۰۳	۰/۷۳	۵/۸۸	۵/۳
AL	8C	۳۹۵-۴۱۰	۳/۰۲۵	۰/۱۹	۲/۹	۳/۱۴	۰/۳۰	۳/۶۴	۴/۴



شکل ۲. نمودار توزیع فراوانی اندازه ذرات اجزای مختلف خاک بعضی از افق‌ها با متشا متفاوت

الف) افق Ap خاک سرشار از سیلت (افق سرشار از سیلت)، ب) افق 2Cry1 خاک در جا با پوشش سیلتی (افق درجا)
 ج) افق BkC1 خاک آبرفتی (افق آبرفتی) د) افق 2Btk خاک در جا با پوشش سرشار از سیلت (افق درجا-سیلتی) و
 ه) افق 6C مقطع طبیعی (افق آبرفتی-سیلتی) (رس : C، سیلت ریز : FSi، سیلت متوسط : MSi، سیلت درشت : CSi، شن خیلی ریز :
 VFS، شن ریز : FS، شن متوسط : MS، شن درشت : CS و شن خیلی درشت : VCS)

رسوب‌گذاری توسط آب، به آنها سیلت اضافه شده است، سبب شده که منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات آنها، حد واسط افق-های سرشار از سیلت و آبرفتی بوده و نمودار فراوانی توزیع اندازه ذرات آنها دو نمایی باشد (شکل ۲-ه).

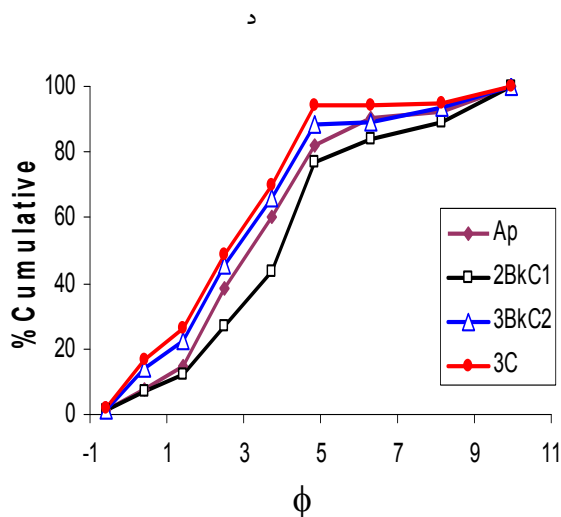
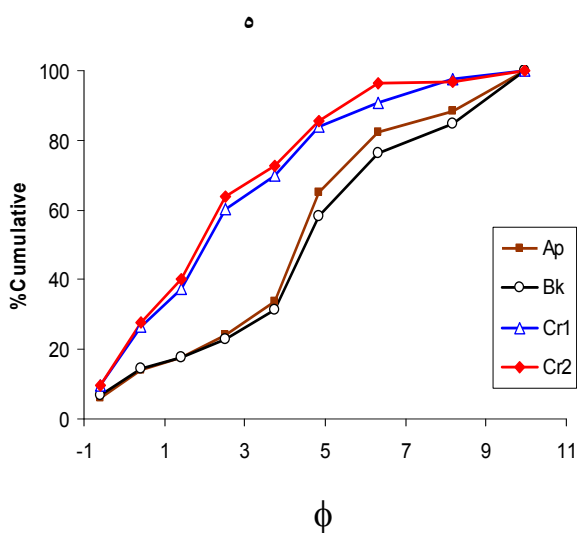
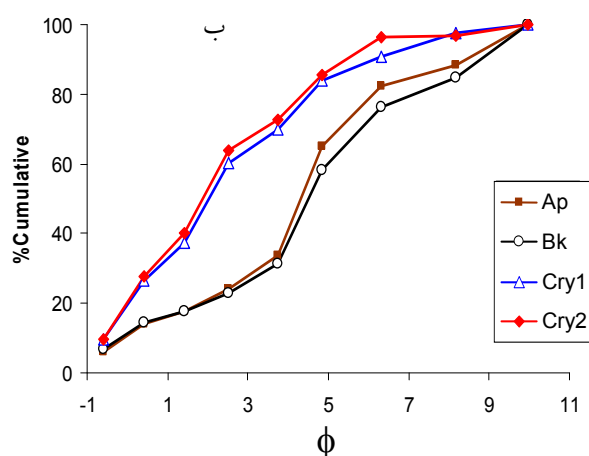
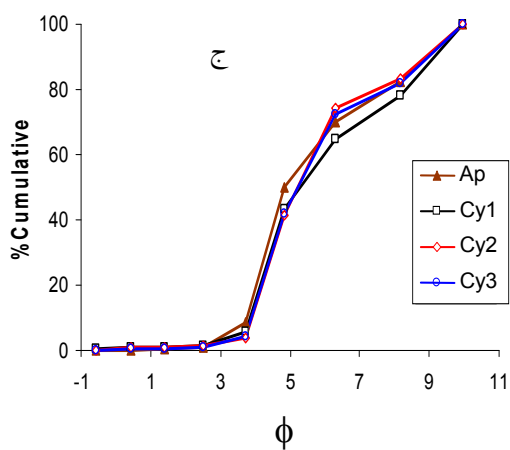
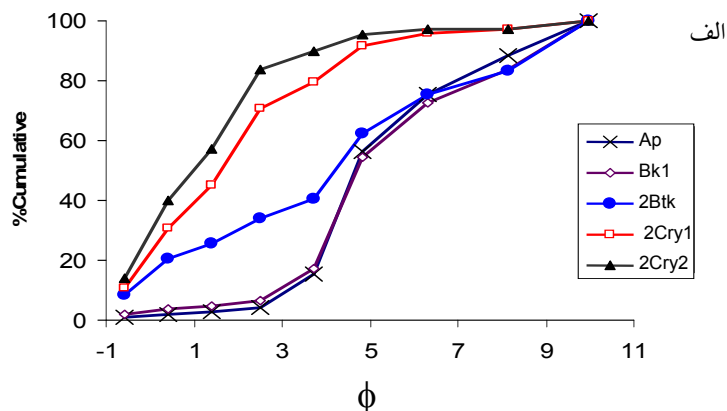
مطالعات نشان داده است که ذرات به اندازه ۵۰-۱۰ میکرون به راحتی توسط باد به صورت معلق منتقل شده و بخش قابل توجه لس‌ها را تشکیل می‌دهند، به همین دلیل منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات لس‌ها در بخش سیلت، خیز ناگهانی داشته و S شکل خواهد شد (۲۶). افق‌های سرشار از سیلت در این منطقه نیز به‌طور متوسط بیش از ۷۰ درصد سیلت داشته و منحنی تجمعی توزیع ذرات آنها نیز S شکل است. بنابراین می‌توان احتمال بادی بودن برای آنها را متصور شد. در محدوده تماس افق‌های سرشار از سیلت و افق‌های درجا و آبرفتی، سیلت با این افق‌ها مخلوط می‌شود. همانند وارد شدن ذرات ریز توسط آب و رسوب آنها بین رسوبات درشت غربالی در آلویال‌فن‌ها (۲۸)، مقداری از سیلت پس از اضافه شدن توسط باد به سطح افق‌های درجا و آبرفتی، بین ذرات درشت‌تر آنها وارد شده و باعث می‌شود که منحنی تجمعی توزیع ذرات آنها حدواسط S شکل و کرووی باشد.

توزیع عمقی پارامترهای محاسبه شده از توزیع اندازه ذرات

نسبت سیلت به شن در دو افق بالایی خاک درجا با پوشش سرشار از سیلت، به هم نزدیک است ولی در افق سوم به صورت ناگهانی کاهش می‌یابد. شدت کاهش در دو افق زیرین کمتر بوده ولی قابل تشخیص است (شکل ۴-الف). تغییرات عمقی σI و SKI (شکل ۵-الف) نیز نتایج نسبت سیلت به شن را تأیید می‌کند. بنابراین با توجه به تغییرات مذکور می‌توان دو افق بالایی را از نظر منشأ با افق‌های زیرین کاملاً متمایز دانست و مرز بین آنها را به عنوان انقطاع سنگی در نظر گرفت. شاخص‌های مورد استفاده از افق سوم به افق بعدی به صورت ناگهانی تغییر می‌کند ولی به دلیل این‌که ویژگی‌های افق در جا در آن غالب است، به صورت پیوسته با افق‌های

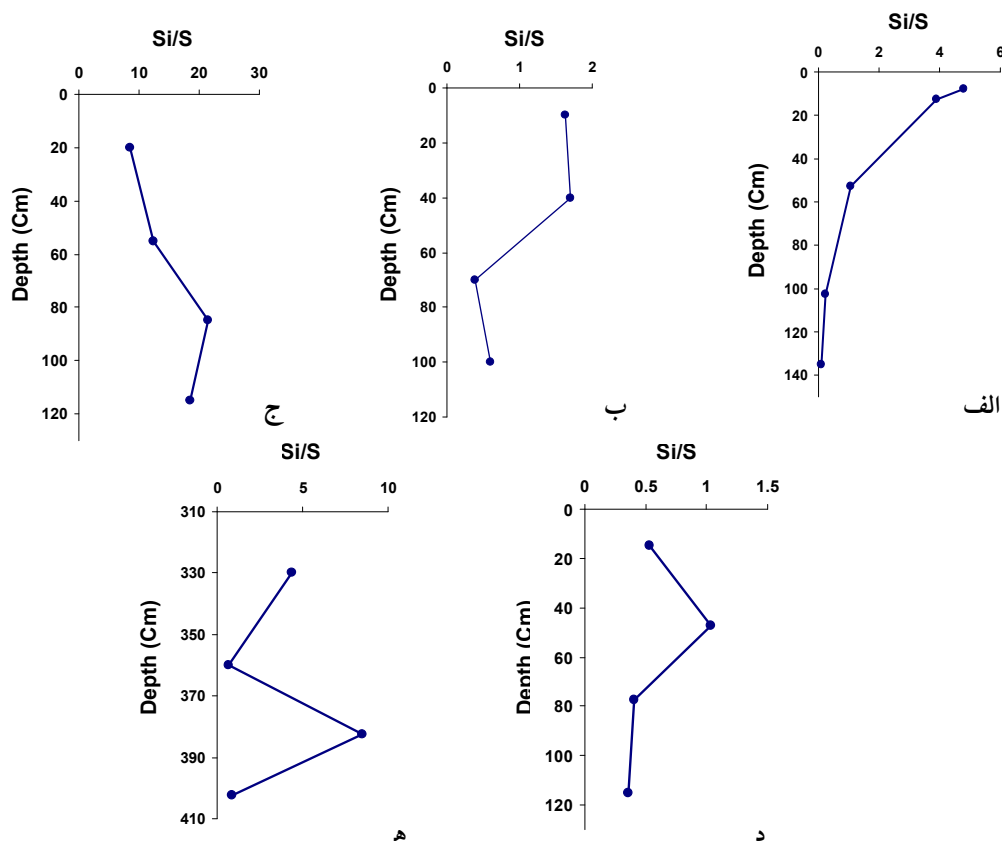
دیگری در بخش سیلت مشاهده می‌شود؛ این ویژگی در افق‌های آبرفتی - سیلتی آشکارتر است. درحالی‌که افق‌های سرشار از سیلت، درجا و آبرفتی، تک نمایی می‌باشند.

منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات افق‌های نیمرخ‌های شاهد، سه نوع کلی توزیع را نشان می‌دهد. منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات افق‌های سرشار از سیلت، S شکل با خیز ناگهانی در بخش سیلت، افق‌های درجا و آبرفتی، کرووی شکل با خیز ناگهانی در بخش شن و افق‌های درجا-سیلتی و آبرفتی - سیلتی حدواسط دو توزیع گفته شده قرار می‌گیرند. در نیمرخ خاک درجا با پوشش سرشار از سیلت (شکل ۳-الف)، افق‌های سرشار از سیلت Ap و Bk ، با توزیع S شکل با توزیع افق‌های زیرین ($Cry1$ و $Cry2$) که خیز منحنی توزیع تجمعی اندازه ذرات آن در بخش شن بوده و از هوادیدگی در جای گرانیب حاصل شده‌اند تفاوت آشکاری دارند. بین این دو بخش متفاوت، منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات افق $2Btk$ ، ویژگی-های حد واسط آنها را نشان می‌دهد که این ویژگی‌ها را از هر دو بخش به ارث برده است. در نیمرخ خاک درجا، پوشش سطحی سرشار از سیلت وجود ندارد. منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات دو افق روئی (Ap و Bk) آنها مشابه افق $2Btk$ نیمرخ شماره ۱ است (شکل ۳-ب). در خاک سرشار از سیلت، منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات همه افق‌ها مشابه همدیگر و S شکل بوده و مانند توزیع افق‌های سرشار از سیلت بالایی نیمرخ اول است (شکل ۳-ج). منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات افق‌های خاک آبرفتی، مشابه یکدیگر بوده ولی با افق‌های سرشار از سیلت تفاوت آشکاری دارد. تفاوت جزئی توزیع اندازه ذرات بین افق‌های این نیمرخ به دلیل تغییر در قدرت حمل مواد، طی دوره‌های متفاوت رسوب‌گذاری است (شکل ۳-د). در نهایت در شکل ۳-ه چگونگی توزیع اندازه ذرات در بخشی از یک مقطع طبیعی نشان داده شده است. منحنی تجمعی اندازه ذرات افق‌های سرشار از سیلت این مقطع طبیعی، مشابه افق‌های سرشار از سیلت نیمرخ‌های دیگر است. لایه‌های آبرفتی در بین لایه‌های سرشار از سیلت، به دلیل این‌که پس از فرایند



شکل ۳. منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات در خاک‌های مورد مطالعه

الف) خاک در جا با پوشش سرشار از سیلت ب) خاک در جا ج) خاک سرشار از سیلت د) خاک آبرفتی و ه) بخشی از یک مقطع طبیعی.



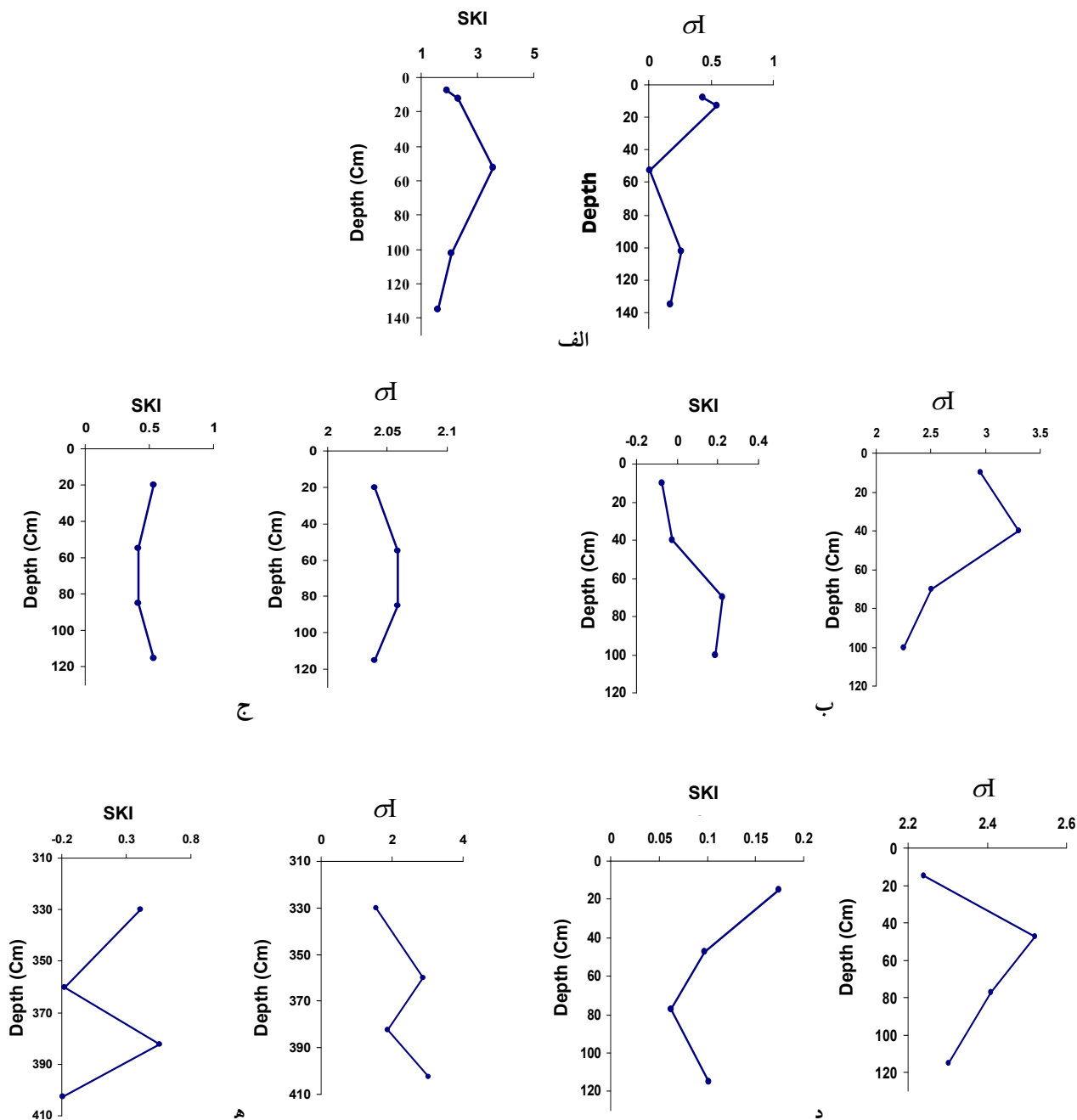
شکل ۴. تغییرات عمقی نسبت سیلت به شن در خاک‌های مورد مطالعه

الف) خاک در جا با پوشش سرشار از سیلت ب) خاک در جا ج) خاک سرشار از سیلت د) خاک آبرفتی و ه) بخشی از یک مقطع طبیعی

خاک قبلی، در این نیمرخ، انقطاع سنگی تشخیص داده نشد. در نیمرخ خاک سرشار از سیلت، تغییرات عمقی نسبت سیلت به شن تغییرات کمی را نشان می‌دهد (شکل ۴-ج). تغییرات σI و SKI نیز تقریباً یک‌نواخت است (شکل ۵-ج) که بر اساس منحنی تجمعی توزیع اندازه ذرات (شکل ۳-ج) قابل توجیه است. این یک‌نواختی نشان دهنده منشأ یکسان آنها است. مقدار اندک تفاوت در شاخص‌های مذکور، احتمالاً به دلیل تغییرات قدرت باد در حین انتقال مواد است. در نیمرخ خاک آبرفتی، بر اساس تغییرات عمقی شاخص‌ها، یک انقطاع سنگی بین افق دوم و سوم تشخیص داده شد. اگرچه این شاخص‌ها از افق اول به دوم نیز تغییرات ناگهانی نشان می‌دهند (شکل ۴-د و ۵-د) ولی به دلیل عملیات کشاورزی و درشت بافت بودن افق‌ها،

زیرین در نظر گرفته می‌شود. با توجه به این که محدوده‌ای که این خاک در آن قرار دارد از اطراف بالاتر قرار گرفته است، منشأ آبرفتی برای آن غیر محتمل بوده و می‌توان برای مقدار زیاد سیلت در افق‌های رویی، منشأ بادی متصور شد. به علاوه افق‌های سرشار از سیلت دارای گچ در مقادیر متفاوت نیز هستند که با توجه به موقعیت ژئومورفیک محل نیمرخ مذکور می‌توان گفت که گچ به همراه سیلت وارد تپه‌ماهورهای گرانیتی شده است.

در نیمرخ خاک درجا، دو افق روئی با سیلت بادآورده مخلوط شده‌اند؛ در نتیجه شاخص‌های مورد استفاده برای تعیین انقطاع سنگی به صورت ناگهانی تغییر می‌یابند (شکل ۴-ب و ۵-ب) ولی به دلیل توضیح داده شده در مورد افق مشابه نیمرخ



شکل ۵. تغییرات عمقی SKI و σI در خاک‌های مورد مطالعه

الف) خاک در جا با پوشش سرشار از سیلت ب) خاک در جا ج) خاک سرشار از سیلت د) خاک آبرفتی ه) و بخشی از یک مقطع طبیعی

مقداری از اجزای سیلت افق سطحی، از طریق فرسایش جانبی و عمودی از این افق خارج شده و باعث کاهش ناگهانی نسبت سیلت به شن شده است. در مقطع طبیعی متشکل از افق‌های آبرفتی و سرشار از سیلت، تغییرات عمقی شاخص‌ها بین افق‌های سرشار از سیلت، و آبرفتی-سیلتی کاملاً آشکار است (شکل ۴-ه و ۵-ه) به نحوی که انقطاع سنگی در مطالعات صحرائی به راحتی قابل تشخیص بود. وجود انقطاع سنگی اطلاعاتی در مورد تاریخچه تکوین

مقداری از اجزای سیلت افق سطحی، از طریق فرسایش جانبی و عمودی از این افق خارج شده و باعث کاهش ناگهانی نسبت سیلت به شن شده است. در مقطع طبیعی متشکل از افق‌های آبرفتی و سرشار از سیلت، تغییرات عمقی شاخص‌ها بین

لندفرم‌ها و مواد مادری خاک‌ها فراهم می‌کند (۱۶). وجود انقطاع سنگی بین افق‌های سرشار از سیلت و دیگر افق‌ها و توزیع یکنواخت پارامترهای توزیع اندازه ذرات در خاک سرشار از سیلت، و از طرف دیگر موقعیت توپوگرافی افق‌های سرشار از سیلت که قبلاً به آن اشاره شد می‌توان به این نتیجه رسید که رسوبات سرشار از سیلت می‌توانند منشأ بادی داشته باشند.

مورفولوژی ذرات شن

مقایسه میکروگراف‌های میکروسکوپ الکترونی روبشی بخش شن افق‌های سرشار از سیلت و دیگر افق‌ها نشان می‌دهد که در افق‌های سرشار از سیلت، ذرات شن گرد شده‌اند در حالی که در افق‌های دیگر ذرات کشیده و گوشه‌دار هستند (شکل ۶). نظر عمومی بر این است که حرکت ذرات توسط باد باعث گردشدگی می‌شود. سان و همکاران (۲۶) و اسمیت و همکاران (۲۳) نیز به گرد شدن ذرات کوارتز در لس‌ها اشاره کرده‌اند. هم‌چنین باد ترجیحاً ذرات گرد را جهت حمل انتخاب می‌کند (۱۷).

پارامترهای آماری توزیع اندازه ذرات

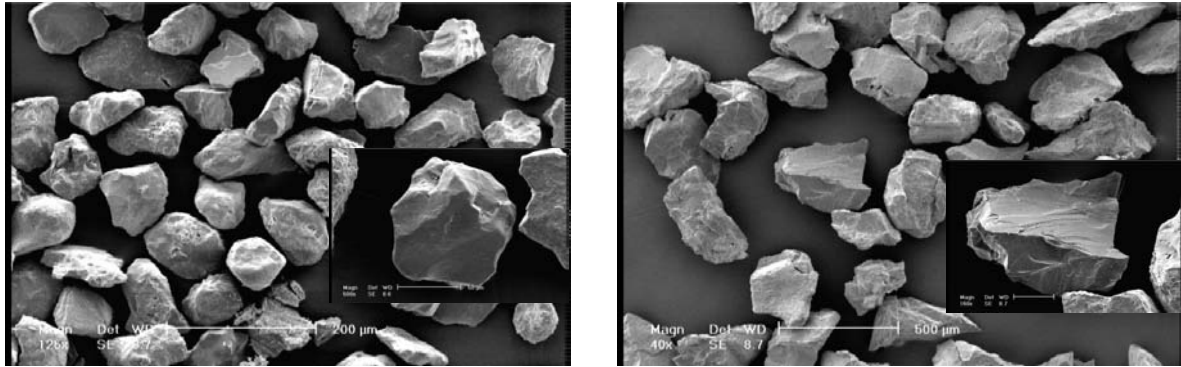
جدول ۲ پارامترهای آماری توزیع اندازه ذرات انواع افق‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. میانگین و انحراف معیار محاسبه شده توسط روش ترکیبی و ترسیمی دارای هم‌بستگی بالا ($R^2 = 0/95$) بوده و از نظر آماری تفاوت آنها معنی‌دار نیست. کج‌شدگی محاسبه شده با دو روش مذکور هم‌بستگی کم ($R^2 = 0/05$) داشته و از نظر آماری تفاوت آنها معنی‌دار است. نتایج به‌دست آمده با نتایج هشیمی و همکاران (۱۴) هم‌آهنگی دارد. میانگین محاسبه شده توسط روش لحظه‌ای بزرگ‌تر از میانگین محاسبه شده توسط روش ترسیمی است. در روش لحظه‌ای به‌دلیل استفاده از ۹۹ درصد داده‌ها، سهم ذرات ریزتر در میانگین بیشتر می‌شود. بر اساس طبقه‌بندی ارائه شده توسط فولک (۱۳) جورشدگی در بیشتر افق‌ها بسیار بد است (جدول ۲) و بیشترین مقدار σI مربوط به افق‌های درجا

- سیلتی و آبرفتی- سیلتی است. در این افق‌ها اضافه شدن سیلت باعث می‌شود که توزیع اندازه ذرات گسترده‌تر و جورشدگی ضعیف باشد. انحراف معیار جامع ترسیمی فولک (SKI)، نشان می‌دهد که افق‌های سرشار از سیلت، آبرفتی- سیلتی و درجا به سمت ذرات دانه ریز چوله هستند. ولی افق‌های آبرفتی و درجا- سیلتی به‌دلیل اضافه شدن سیلت و موزون شدن توزیع اندازه ذرات، متقارن هستند. نمودارهای فراوانی توزیع اندازه ذرات شکل ۲ وضعیت چولگی و تقارن افق‌های مختلف را به خوبی نشان می‌دهد. بین σI و SKI هم‌بستگی معنی‌داری وجود دارد. با افزایش σI ، SKI کاهش می‌یابد. منحنی پراکنش σI و SKI گروه‌های مختلف افق‌ها را به خوبی از هم تفکیک می‌کند (شکل ۷). جورشدگی در افق‌های سرشار از سیلت به‌دلیل تجمع حداقل ۷۰ درصد ذرات در بخش سیلت، نسبت به سایر افق‌ها بهتر بوده ولی در سایر افق‌ها به‌دلیل پراکنده شدن ذرات در اجزاء مختلف جورشدگی ضعیف‌تر است.

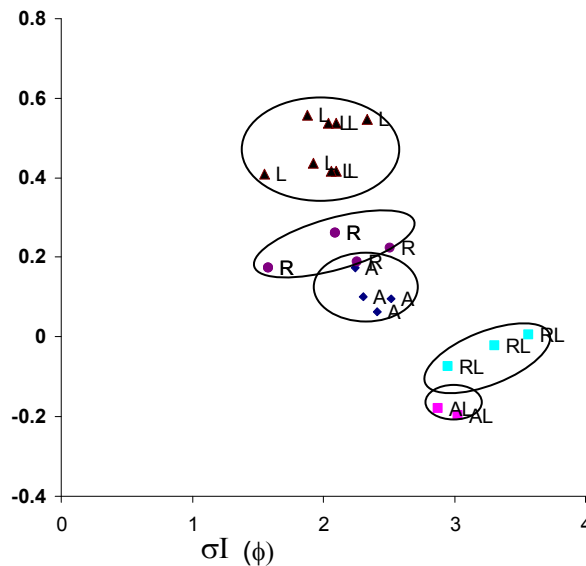
میانگین اندازه ذرات افق‌های مختلف در جدول ۲، بر حسب فی نشان داده شده است. بیشترین و کمترین مقدار، بر اساس روش لحظه‌ای $6/5$ فی و $1/8$ فی، به‌ترتیب مربوط به افق‌های سرشار از سیلت و درجا است. اندازه ذرات افق‌های درجا- سیلتی، حد واسط افق‌های درجا و سرشار از سیلت و افق‌های آبرفتی- سیلتی نیز حد واسط آبرفتی و سرشار از سیلت است. میانه رسوبات سرشار از سیلت نیز $6-4/8$ فی بوده و نسبت به لس‌های استان گلستان اندازه آن درشت‌تر است (۳).

نتیجه‌گیری

در جنوب مشهد رسوبات سرشار از سیلت به‌صورت ناپیوسته تپه ماهورهای گرانیتی را پوشانده است. در دامنه گرانیت‌ها ضخامت این رسوبات به چندین متر می‌رسد. توزیع اندازه ذرات مبین وجود بیش از ۷۰ درصد ذرات بین ۵۰-۱۰ میکرون در افق‌های سرشار از سیلت است که این محدوده از ذرات به راحتی توسط باد منتقل می‌شوند (۲۶).



شکل ۶. میکروگراف SEM شکل ذرات شن افق درجای 2Cry2 (سمت راست) و افق سرشار از سیلت Bk1 (سمت چپ) نیمرخ خاک درجا با پوشش سرشار از سیلت. به تفاوت گردشگری ذرات شن با منشا مختلف در دو میکروگراف دقت شود.



شکل ۷. نمودار پراکش SKI و σI افق‌های مختلف

شدن از هوادیدگی گرانیت را رد می‌کند (۱۰ و ۲۰). مقایسه شواهد فوق با موارد مشابه ما را به این نتیجه رهنمون می‌کند که این رسوبات منشأ بادی داشته و لس هستند اگرچه در بعضی قسمت‌های منطقه ممکن است توسط آب به قسمت‌های پایین‌تر منتقل شده باشند. نتایج این پژوهش نشان داد که رسوبات سرشار از سیلت در این منطقه منشأ بادی دارند ولی منشأ آنها از نظر محل برداشت نیز مورد سؤال است که پیشنهاد می‌شود در تحقیقات بعدی به آن پاسخ داده شود.

تغییرات عمقی نسبت سیلت به شن، جورشدگی و چولگی توزیع اندازه ذرات، به خوبی نشان از وجود انقطاع سنگی بین رسوبات سرشار از سیلت و خاک‌های درجا و آبرفتی است (۱۱، ۲۱ و ۲۷). مطالعه شکل و بافت سطحی شن رسوبات سیلتی نیز نشان داد که شن آنها نسبت به بخش شن رسوبات دیگر، گردشگری بیشتر داشته و نشانه‌های انتقال توسط باد بر سطح آنها مشخص است (۲۳ و ۲۶). به علاوه موقعیت توپوگرافی قرار گرفتن رسوبات سرشار از سیلت در دامنه گرانیت‌ها یا روی تپه ماهور-های گرانیتی و وجود گچ در آنها امکان آبرفتی بودن یا تشکیل

منابع مورد استفاده

۱. پاشائی، ع. ۱۳۷۶. بررسی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیائی و چگونگی خاستگاه رسوب‌های لسی در منطقه گرگان و دشت. علوم زمین ۲۳/۲۴: ۶۷-۷۸.
۲. درویش زاده، ع. ۱۳۸۰. زمین‌شناسی ایران. چاپ دوم، انتشارات امیرکبیر، تهران.
۳. سنائی اردکانی، س. ۱۳۸۳. بررسی رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی بخشی از لس‌های شمال شرق ایران، مطالعه موردی: مقاطع قپان و دره ناهارخوران استان گلستان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، دانشکده علوم زراعی.
۴. شهرابی، م. ۱۳۸۳. شرح نقشه زمین‌شناسی چهار گوش مشهد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۰۶ صفحه.
۵. صاحب جمع، ع. ا. ۱۳۸۱. گزارش نهایی مطالعات تفصیلی دقیق خاک‌شناسی و طبقه‌بندی اراضی ایستگاه تحقیقات کشاورزی طرق- استان خراسان. نشریه فنی ۱۱۴۶، مؤسسه تحقیقات خاک و آب، کرج.
۶. طاهری، ج. ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مشهد. وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین‌شناسی کشور.
۷. عندلیبی، م. ۱۳۷۳. پیرامون موقعیت چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، محیط رسوبی و رسوبگذاری لس‌ها در حوضه خزر. مجموعه مقالات نخستین سمپوزیوم بین‌المللی کواترنر.
۸. موسوی حرمی، ر. ۱۳۸۳. رسوب‌شناسی. چاپ دهم، به نشر (انتشارات آستان قدس رضوی)، مشهد.
9. Assallay, A. M., C. D. F. Rogers, I. J. Smalley and I. F. Jefferson. 1998. Silt: 2–62 μm , 9-4 ϕ . Earth-Sci. Rev. 45:61-88.
10. Boettinger, J. L. and R. J. Southard. 1991. Silica and sources for Aridisols on a granitic pediment, western Mojave Desert. Soil. Sci. Soc. Am. J. 55:1057-1067.
11. Buol, S. W., R. J. Southard, R. C. Graham and P. A. McDaniel. 2003. Soil genesis and classification. 5th Ed. Iowa State Univ. Press.,
12. Ding, Z. L., S. F. Xiong, J. M. Sun, S. L. Yang, Z. Y. Gu and T. S. Liu. 1997. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 152:49-66.
13. Folk, R. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Pub. Co., Austin, Texas.
14. Hashimi, N. H. 1980. Comparative study of the moment and graphic size parameters of the sediments of the western continental shelf of India. Math. Geol. 13: 291-301.
15. Kehl, M., M. Frechen and A. Skowronek. 2005. Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the basin of Persepolis, Southern Iran. Quat. Int. 140-141:135-149.
16. Kuzila, M. S. 1995. Identification of multiple loess units within modern soils of Clay County, Nebraska. Geoderma 65: 45-57.
17. Mazzullo, J., A. Alexander, T. Tien and D. Menglin. 1992. The effects of wind transport on the shapes of the quartz silt grains. J. Sediment. Petrol. 62:961-971.
18. McBride, E. F. 1971. Mathematical treatment of size distribution data. In: R.E. Carver (Ed.), Procedure in Sedimentary Petrology. John Wiley and Sons, New York.
19. Okhravi, R. and A. Amini. 2001. Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in northeast Iran. Global Planet. Change 28:11-22.
20. Olowolafe, E. A. 2002. Soil parent materials and soil properties in two separate catchments on the Jos plateau, Nigeria. Geojournal 56:201-212.
21. Schatzl, R. J. 1998. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins: theory, detection and application. Soil Sci. 163(7):570-590.
22. Smalley, I. J., I. F. Jefferson, T. A. Dijkstra and E. Derbyshire. 2001. Some major events in the development of scientific study of loess. Earth-Sci. Rev. 54:5-18.

23. Smith, B. J., J. S. Wright and W. B. Whalle. 2002. Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of "desert loess". *Earth-Sci. Rev.* 59:1-26
24. Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy-A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Survey*. Ed., Agric. Handb. No. 436. USDA-NRCS.
25. Sun, J. 2002. Provenance of loess material and fomation of loess deposits on the Chinease loess plateau. *Earth Planet. Sci. Let.* 203:845-854.
26. Sun, J., Z. Ding, T. Liu, D. Rokosh and N. Rutter. 1999. 580,000-years environmental reconstruction from Aeolian deposits at the Mu Us desert margin. *China. Quat. Sci. Rev.* 18: 1351-1364.
27. Tasi, C. C. and Z. S. Chen. 2000. Lithologic discontinuities in Ultisols along a toposequence in Taiwan. *Soil Sci.* 165(7):587-596.
28. Thomas, D. S. G. 1997. *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Dry Lands*. 2nd ed., University of Sheffield, John Wiley Sons Pub., USA.
29. USDA-NRCS. 1996. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Investigations Report, No. 42., Version 3.0. p. 693.
30. Wright, J. S. 2001. Desert versus glacial loess: quartz silt formation, Source area and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorph.* 36:231-256.