



دانشگاه گوارزی و منابع طبیعی گرگان

مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک

جلد بیستم، شماره اول، ۱۳۹۲

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

برخی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی، کانی‌شناسی و میکرومورفولوژیکی توالی لس - خاک قدیمی به‌عنوان شاخصی از تغییر اقلیمی رسوب‌گذاری و خاک‌سازی (مطالعه موردی: گرگان، استان گلستان)

*عاطفه ضیایی^۱، عباس پاشایی^۲، فرهاد خرمالی^۳ و محمدرضا روشنی^۴

^۱دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد گروه خاک‌شناسی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، آستاد گروه خاک‌شناسی،
دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ^۲دانشیار گروه خاک‌شناسی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان،
^۳دانشجوی کارشناسی‌ارشد گروه آب‌خیزداری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نور

تاریخ دریافت: ۸۸/۴/۳۰؛ تاریخ پذیرش: ۹۱/۷/۱

چکیده

تناوب لس - خاک قدیمی یکی از بهترین شواهد از رویدادهای زمین‌شناسی و زیست‌محیطی در طول دوران کواترنر به‌شمار می‌آید. در این پژوهش به‌منظور شناسایی شرایط محیطی گذشته در توالی لس - خاک قدیمی منطقه‌ای در جنوب گرگان (شهرک خوارزمی)، ۱۴ مقطع در طول دیواره توالی‌های لسی بین طول‌های جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۶ ثانیه تا ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۲۰ ثانیه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۴۵ ثانیه تا ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۵۲ ثانیه شمالی تشخیص داده شد. نمونه‌های خاک دست‌خورده برای آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی و کانی‌شناسی نمونه‌های دست‌نخورده برای آزمایش‌های میکرومورفولوژیکی انتخاب شدند. نتایج آزمایش‌های فیزیکوشیمیایی (میزان آهک، توزیع اندازه ذرات و میزان ظرفیت تبادل کاتیونی، نسبت Feo/Fed) نشان داد که این خاک‌ها چندین مرحله خاک‌سازی را سپری کرده‌اند. نتایج کانی‌شناسی نشان داد در خاک‌های قدیمی وجود رس‌های هوادیده‌ای مانند اسمکتیت در مقادیر بیشتر، ورمی‌کولیت و کانی‌های مختلط اسمکتیت - ایلیت بیانگر شرایط مرطوب‌تر و مساعد هوادیدگی در عصر بین‌یخچالی است و حضور رس‌های اولیه و بدون تحول در لس‌ها شرایط سرد و خشک یخچالی را تأیید می‌نماید. نوسانات اقلیمی آثار خود را به‌صورت پدوژنیک در این توالی به ارث گذاشته است. مشاهده‌های

*مسئول مکاتبه: ziyae@gmail.com

میکرومورفولوژیکی شواهد مختلفی از وقوع فرایندهای پدوژنیک را در این توالی نشان داد. از مهم‌ترین شاخص‌های خاک‌سازی، وجود پوشش‌های رسی دور حفرات در خاک‌های قدیمی، شواهدی از شرایط اقلیمی مرطوب برای آب‌شویی و انتقال رس می‌باشند. تشکیل لس و خاک‌های قدیمی مورد مطالعه احتمالاً به‌ترتیب مربوط به دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی با شرایط اقلیمی متفاوت بوده است.

واژه‌های کلیدی: لس، خاک قدیمی، کانی‌شناسی، میکرومورفولوژی، گرگان

مقدمه

اقلیم و شرایط اکولوژیکی زمین در طی دوران‌های زمین‌شناسی دچار تغییرات و نوسان‌های شدیدی شده است. تغییرات ایجاد شده در دوران چهارم زمین‌شناسی جالب توجه بوده و مورد توجه قرار گرفته است (معمد، ۱۹۹۸). لس‌ها رسوبات آواری (پای، ۱۹۸۷) تشکیل شده به‌وسیله گستره‌ای از فرایندها در ارتباط با شرایط محیطی سرد می‌باشند (اسمالی، ۱۹۶۶) ملاک‌های مقایسه‌ای که برای تعریف انواع لس به‌کار می‌روند به‌شرح زیر می‌باشند: مواد همگن، متخلخل، زرد، رسوبات سطحی، مواد لسی به‌صورت غالب سیلت درشت (۵۰-۱۰ میکرومتر) که به‌نسبت خوب جور شده و کمی سخت شده و ۷۰-۴۰ درصد وزنی دارند، به‌علاوه دانه‌های کوارتز به‌صورت غالب (۸۰-۴۰ درصد) به‌طور متوسط (۷۰-۶۰ درصد) و محتوای فلدسپار، کلسیت و دولومیت به مقدار کم می‌باشد. درصد رس و شن (۲۵-۵ درصد) اهمیت ثانویه دارند. در میان کانی‌های رسی ایلیت یا مونت‌موریلونیت غالب می‌باشند در حالی که کائولینیت، ورمی‌کولیت و کلرایت در حد کم‌تری وجود دارند. کانی‌های سنگین به مقدار ۵-۴ درصد وجود دارند در حالی که کانی‌های فرامگنتیت مهم را شامل می‌شوند. محتوای کربنات لس، متغیر و بین دامنه ۲۰-۱ درصد وابسته به شرایط محیط تغییر می‌نماید. سخت‌دانه‌های کربنات در لس‌های قدیمی معمول می‌باشد. دانه‌های لس تا حدی سیمانی و تا حدی دارای ساختمان می‌باشند. درصد حفرات ۵۵-۴۵ درصد و نفوذپذیر به آب می‌باشند. تحت شرایط خشک، حتی در دیوارهای لسی پرشیب آن‌ها نیز پایدارند. مقاومت آن‌ها در برابر فشار $1/5 \text{ kg/dm}^2$ می‌باشد ولی هنگامی که با آب اشباع شود به راحتی فرو می‌ریزد به آسانی به‌وسیله سطح پیشرفت آب فرسایش می‌یابد، بقایای گیاهان و جانوران سرمادوست در آن‌ها یافت می‌شود (پسی، ۱۹۹۵).

رنگ خاک یکی از خصوصیات بارز و انعکاس‌دهنده شرایط محیطی می‌باشد، رنگ خاک به نوع مواد مادری و مرحله هوادیدگی خاک بستگی دارد. آهن و منگنز در فعل و انفعالات اکسیداسیون احیا شرکت نموده و در ایجاد رنگ خاک مؤثرند. رنگ خاک و توزیع آن در رابطه با مواد تشکیل‌دهنده خاک و فرایند اکسیداسیون بوده، به طوری که در جدول‌های مربوطه همیشه راهنمای خوبی در رابطه با مواد تشکیل‌دهنده و همچنین فرم‌های اکسید شده یا احیا شده ترکیبات آهن می‌باشد. با فرض یکسان بودن مواد مادری لس‌ها و خاک قدیمی، رنگ و به‌خصوص درجه قرمز شدن بازتاب شدت فرایندهای خاک‌سازی و هوادیدگی می‌باشند. تغییر رنگ خاک‌های لسی جوان به رنگ زرد کم‌رنگ و کهربایی بوده خاک‌های تشکیل شده بر روی آن‌ها کم‌عمق می‌باشند زیرا کم‌تر تحت‌تأثیر هوادیدگی قرار گرفته‌اند (پاشایی، ۱۹۹۷). آهن از عناصری است که میزان کل آن در خاک وابسته به کانی‌های به ارث رسیده از مواد مادری خاک می‌باشد، در حالی که مقدار و نسبت فرم‌های مختلف آن بستگی به میزان هوازگی و تحول خاک دارد (کنستانتینی و همکاران، ۲۰۰۶). مک‌کیچ و دای (۱۹۶۶) بیان نمودند که اکسیدهای آهن بلوری در مقابل هوازگی مقاوم هستند و زمان زیادی برای هوازگی نیاز دارند.

یکی از شاخص‌های تکامل خاک نسبت آهن به‌دست آمده از اگزالات به آهن به‌دست آمده از دی‌تیونات Feo/Fed می‌باشد که نشانگر مقدار تکامل و گذشت زمان در خاک است و کاهش این نسبت نشانگر افزایش تکامل است (ترابی و کریمیان‌اقبال، ۱۳۷۲؛ ماهانی و همکاران، ۱۹۹۱).

از خاک‌های قدیمی بیش‌تر به‌عنوان نشانه‌ای از وجود شرایط پایداری نسبی در سطح زمین و نیز شرایط گرم‌تر و مرطوب‌تر در بین فازهای سرد و خشکی که در آن، تجمع می‌یابند استفاده می‌شود. خاک‌های قدیمی بر حسب این که چه مدت و تحت‌تأثیر چه نوع اکوسیستمی قرار گرفته‌اند، دارای درجه‌های تکامل متفاوتی هستند. در راستای بازسازی شرایط گذشته یکی از ابزارهای مفید در مطالعه خاک‌های قدیمی کانی‌شناسی این خاک‌ها است، زیرا وجود کانی مشخصی در خاک بازگوکننده شرایط محیطی گذشته منطقه است. هر کانی در شرایط شیمیایی خاص پایدار است و با توجه به حضور کانی می‌توان شرایط تشکیل آن را بازسازی کرد. پژوهش‌گران مختلفی با استفاده از کانی‌شناسی خاک‌های قدیمی، شرایط گذشته را بازسازی کرده‌اند (ایوبی و همکاران، ۲۰۰۲). به این لحاظ شناخت و نحوه تشکیل و تبدیل این کانی‌ها و یافتن سایر مشخصات و ویژگی‌های آن‌ها برای درک بهتر از تشکیل و تکوین خاک امری ضروری و لازم به‌نظر می‌رسد.

چهار منشأ برای کانی‌های رسی در خاک وجود دارد: ۱) مواد مادری خاک که کانی‌های رسی از آن به ارث می‌رسند (بیورز و همکاران، ۱۹۹۵)، ۲) ردیف هواپدگی جکسون (۱۹۵۲)؛ طبق این تئوری میکا به کانی‌های رسی نوع ۲:۱ تغییر می‌یابد. حذف پتاسیم از بین لایه‌های میکا در نزدیک به سطح خاک بیش‌تر است، بنابراین مقدار میکای خاک با حرکت به سمت عمق سولوم افزایش یافته ولی کمیت کانی‌های رسی نوع ۲:۱ با حرکت به طرف سطح خاک زیاد می‌شود (فانینگ و همکاران، ۱۹۸۹)، ۳) گرد و غبار (اسمیت و همکاران، ۱۹۷۰) و ۴) تئوری نوتشکیلی کانی‌های رسی (بورچارت، ۱۹۸۹).

الماسی و همکاران (۲۰۰۴) با بررسی ترکیب کانی‌های رسی و تحول آن‌ها در رسوبات لسی و خاک قدیمی منطقه قپان استان گلستان به این نتایج رسیدند که در خاک‌های قدیمی وجود رس‌های هواپدیده‌ای مانند اسمکتیت و کانی‌های حد واسط اسمکتیت- ایلیت بیانگر شرایط مرطوب‌تر و مساعد هواپدگی در عصر بین‌یخچالی است. کیانی و همکاران (۲۰۰۷) به‌منظور بررسی نوع، مقدار و خاستگاه کانی‌های رسی در تناوب لس- خاک قدیمی منطقه پاسبان استان گلستان دریافتند که ایلیت، کلریت، اسمکتیت، کائولینیت، کوارتز و فلدسپارها از کانی‌های غالب در این خاک‌ها هستند. کوارتز و فلدسپار کانی موجود در سیلت و اسمکتیت در رس ریز و رس درشت وجود دارند.

کهل و همکاران (۲۰۰۶) و فریچن و همکاران (۲۰۰۹) نیز با سن‌یابی چند مقطع لس خاک قدیمی در شمال ایران، رسوب‌گذاری لس و تشکیل خاک در آخرین دوره یخچالی بین‌یخچالی و همبستگی آن‌ها را با دیگر مناطق دنیا بررسی کرده‌اند. امینی‌جهرمی و همکاران (۲۰۰۹) با مطالعه کانی‌شناسی رسوبات لسی دو منطقه هوتن با رژیم رطوبتی اریدیک و گرگان با رژیم رطوبتی زیریک از استان گلستان، نشان دادند که ایلیت و کلریت در هر دو منطقه غالب هستند. در منطقه گرگان به‌دلیل شرایط مناسب‌تر هواپدگی، کانی‌های اسمکتیت تغییرشکل‌یافته از ایلیت نیز، مشاهده شد. در رسوبات لسی جنوب مشهد، ایلات، اسمکتیت و پالیگورسکیت کانی غالب بخش رس و کوارتز و گچ، کانی غالب بخش سیلت و شن را تشکیل می‌دهند. در این رسوبات اثری از کائولینیت مشاهده نشد (کریمی و همکاران، ۲۰۰۹).

یکی دیگر از تکنیک‌های مهم برای شناسایی و تفسیر لس- خاک قدیمی در راستای مطالعات اقلیم‌شناسی گذشته، بررسی میکرومورفولوژیکی خاک می‌باشد. از بررسی نیمه‌کمی و کمی مشخصه‌های میکرومورفولوژی می‌توان در تشخیص افق‌های مشخصه مانند کلسیک و آرچیلیک، تشخیص افق‌های مدفون شده، شبیه‌سازی رسوب‌گذاری لس‌ها، پیش‌بینی تغییرات اقلیم و دوره‌های خشک و تر گذشته،

فرآیند رسوب‌گذاری و فرسایش، بهره‌گرفت. خصوصیات میکرومورفولوژیکی خاک‌های قدیمی برای نشان دادن تغییرات و شرایط محیطی استفاده می‌شود، برای مثال اشکال عمده میکرومورفولوژیکی خاک‌های قدیمی (کلسیک‌زدایی^۱ و تجمع کربنات کلسیم ثانویه، بیوتورباسیون^۲، قرمز شدن، تجمع رس و قلیایی شدن) در مقطع زیفنگ چین بر حسب فرایندهای پدوژنیکی سازنده تفسیر شده و در ارتباط با سنجیدن شرایط محیطی گذشته می‌باشند (گیو و همکاران، ۱۹۹۱).

کمپ (۱۹۹۵) حضور و پراکنش فرم‌های آهکی را در خاک‌های لسی چین مورد بررسی میکرومورفولوژیک قرار داده و هیپوکوتینگ آهک در افق‌های زیرین و کلسیت‌زدایی افق‌های فوقانی را بازتابی از دوره نیمه‌خشک بینابینی دو دوره خاک‌سازی تحت شرایط مرطوب پایدار با تقدم دوره خشک همراه با تغییرات گذرا در غالب بودن بادهای موسمی تابستانه خشک نسبت به مرطوب برای حمل ذرات، دانسته‌اند.

بژدک و همکاران (۱۹۹۷) با مطالعه میکرومورفولوژیک کربنات کلسیم ثانویه در خاک‌های لسی اروپا بیان نمودند، حضور کوتینک منگنز و پوشش‌های کلسیتی پودری در سطح لس‌ها، بیانگر تغییر وضعیت آب‌شویی به غیرآب‌شویی است. نوع غالب حفرات حجره‌ای دلیلی بر نبود شرایط تنش آبی، دفن‌شدگی ناگهانی و نشان‌دهنده پایداری افق سطحی خاک بوده است. ایشان حضور کلسیت‌های میسیلیوم و سوزنی‌شکل را به معدنی شدن بیولوژیک ساپروفیت‌ها در شرایط رطوبت مطلوب و تجزیه شدن مواد آلی نسبت داده‌اند.

کمپ (۱۹۹۹) بیان کرد که براساس مقایسه پدیده‌های مشاهده شده در خاک‌های قدیمی با پدیده‌هایی که در این حال در خاک‌ها به وجود می‌آیند می‌توان شرایط حاکم بر خاک‌های گذشته را الگوسازی نمود. برخی از خاک‌های قدیمی که چندین دوره خاک‌سازی و تغییر اقلیم را تجربه کرده‌اند، دارای شواهد خاک‌سازی هستند که همدیگر را متأثر کرده و گاهی اثرات آن‌ها به صورت مضاعف در خاک به جا مانده است که این خاک تحت عنوان پلی‌ژنتیک شناخته می‌شوند. تفسیر ترکیبی توالی لس - خاک قدیمی وجود چندین مرحله در توسعه خاک را نشان می‌دهد.

خرمالی و همکاران (۲۰۰۳) وجود افق آرچلیک در مواد آهکی مناطق خشک و نیمه‌خشک را نشان‌دهنده فرم‌های قدیمی در شرایط ژئومورفولوژیک پایدار می‌دانند. آن‌ها بر این عقیده‌اند که آهک‌زدایی

1- Decalcification

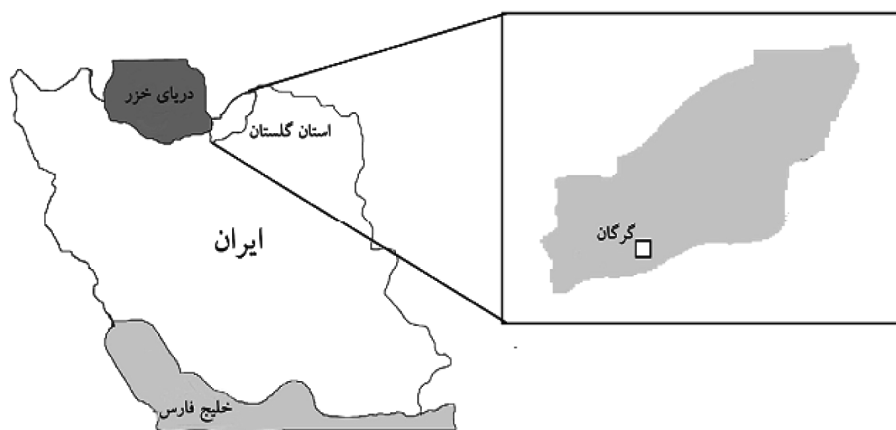
2- Bioturbation

فاکتور غالب در تکامل آن دسته از خاک‌های آهکی است که افق آرچیلیک دارند. آهک‌زدایی و انتقال رس احتمالاً طی شرایط مرطوب‌تر گذشته اتفاق افتاده و با آهک‌زایی طی دوره‌های خشک‌تر بعدی ادامه یافته است. آن‌ها طی مطالعه‌ای روی خاک‌های دارای افق کلسیک در اقلیم‌های مختلف استان فارس به این نتایج دست یافتند که ندول‌های کلسیت در نواحی یوستیک محدود شده به طوری که کلسیت سوزنی‌شکل، پدوفیچر رایج در این اقلیم بود. این پژوهش‌گران دلیل حضور چنین اشکالی را در منطقه یوستیک به‌طور عمده ناشی از فاکتورهای بیولوژیکی می‌دانند تا فرایندهای خالص فیزیکوشیمیایی (خرمالی و همکاران، ۲۰۰۶).

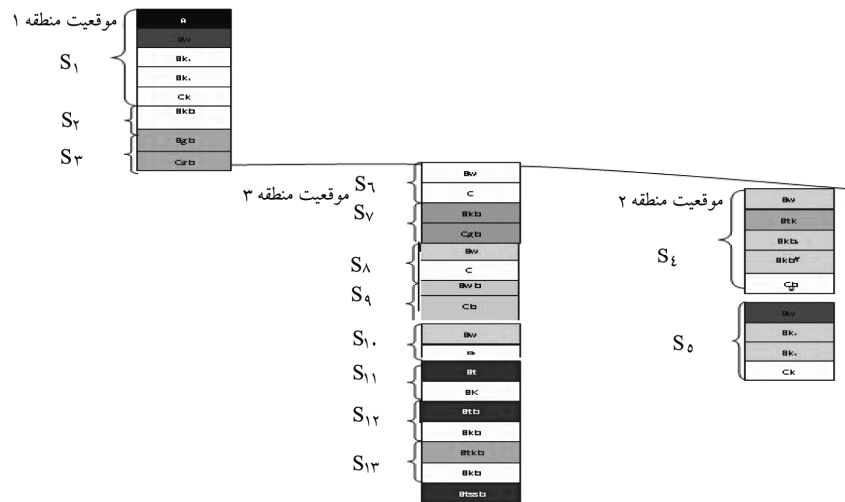
این پژوهش به‌منظور بررسی پدوژنتیکی خاک‌های قدیمی موجود در منطقه جنوب گرگان واقع در استان گلستان انجام گرفته است (شکل ۱).

مواد و روش‌ها

مقاطع مورد مطالعه در جنوب شهر گرگان واقع شده، در این منطقه نهشته‌های لسی مربوط به دوران کواترنر به‌صورت تپه‌هایی تجمع یافته‌اند. مقاطع در طول جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۱۵ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۵۲ ثانیه شمالی واقع می‌باشند. طرح شماتیک از چگونگی افق‌بندی و موقعیت مقاطع در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲- طرح شماتیک از چگونگی افق‌بندی و موقعیت مقاطع در سطوح توپوگرافی.

متوسط درجه حرارت در این منطقه حدود ۱۵ درجه و متوسط بارندگی سالانه حدود ۷۰۰ میلی‌متر می‌باشند. رژیم رطوبتی و حرارتی به ترتیب زیریک^۱ و ترمیک^۲ و ارتفاع متوسط منطقه حدود ۳۵۰ متر می‌باشد. شیب عمومی منطقه بین ۲۵-۳۰ درصد و رو به شمال و پوشش گیاهی منطقه به طور عموم به صورت جنگلی می‌باشد. منطقه جنوب گرگان مربوط به زون البرز شرقی با لیتولوژی شیست‌های دگرگون شده با میان لایه‌هایی از متادیاپاز^۳ (نوعی سنگ آذرین دگرگون شده) با سن پراکامبرین بوده و دارای پوشش ضخیمی از رسوبات لسی می‌باشد (خلیلی‌زاده، ۲۰۰۳).

پس از شناسایی منطقه و محل مورد مطالعه، حفر مقاطع صورت گرفت. هر کدام از مقاطع طبق استاندارد خاک^۴ تشریح و از همه افق‌ها یک نمونه دست‌خورده برای آزمایش‌های فیزیکوشیمیایی و نیز یک نمونه دست‌نخورده به صورت کلوخه و یا توسط قالب‌های ویژه برای مشاهده‌های میکرومورفولوژیکی تهیه و به آزمایشگاه منتقل گردید. در تشریح پروفیل، مشخصات مورفولوژیکی هر یک از افق‌ها مانند ضخامت افق، رنگ، ساختمان، میزان جوشش با اسید کلریدریک یک نرمال، بافت خاک و نیز دیگر خصوصیات ویژه مانند پوشش‌های رسی، شکل‌های مختلف آهک و... یادداشت گردیدند.

- 1- Xeric
- 2- Thermic
- 3- Metadiapose
- 4- Soil Survey Staff, 1993

آنالیزهای فیزیکی و شیمیایی خاک، بافت خاک به روش هیدرومتری اندازه‌گیری شد (دی، ۱۹۶۵). pH خاک در گل اشباع توسط pH متر مدل CG703 متر اهم، اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری میزان شوری خاک در عصاره اشباع توسط دستگاه هدایت‌سنج مدل E527 در دمای آزمایشگاه اندازه‌گیری و برای ۲۵ درجه سانتی‌گراد تصحیح گردید. میزان آهک خاک با روش خشتی‌سازی آهک با اسید و تیتراسیون اسید اضافی با سود اندازه‌گیری شد (نلسون، ۱۹۸۲). همچنین میزان کلسیم و منیزیم محلول نیز با روش تیتراسیون با ورسین اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری ظرفیت تبادل کاتیونی نمونه‌ها از استات سدیم نرمال (pH=۷) به‌عنوان محلول تعویض‌کننده کاتیون استفاده گردید (چاپمن، ۱۹۶۵). پتاسیم محلول با روش عصاره‌گیری و با استفاده از دستگاه فلیم‌فتمتر^۱ مدل Corning 410 قرائت شد.

عصاره‌گیری آهن آزاد با استفاده از روش مهرا و جکسون (۱۹۶۰) با استفاده از سیستم عصاره‌گیری سیترات دی‌تیونات-بی‌کربنات انجام گرفت، همچنین عصاره‌گیری آهن فعال با استفاده از عصاره‌گیری محلول آمونیوم اگزالات و اسید اگزالیک در pH برابر ۳ به روش مک‌کیج و دی (۱۹۶۶) انجام پذیرفت و سپس عصاره‌های شامل آهن با استفاده از دستگاه جذب اتمی مدل شیماتزو AA-670 قرائت شده و غلظت فرم‌های مختلف آهن در خاک محاسبه گردید.

طبق روش کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) آماده‌سازی نمونه‌ها برای پراش پرتو ایکس انجام شد. دستگاه اشعه ایکس مورد استفاده برای شناسایی کانی‌ها مدل شیمادزو XD-61۰ که دارای لامپ مس $\lambda=1/04$ آنگستروم و جریانی معادل ۴۰ میلی‌آمپر و ولتاژی برابر ۴۰ کیلوولت داشت. نمونه‌های تیمار با منیزیم از ۲-۳۰ درجه ۲۰ و تیمارهای پتاسیم، اتیلن‌گلیکول و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد از ۱۵-۲ درجه ۲۰ در مجاورت پرتو ایکس قرار گرفتند و پراش نگاشت‌های مربوطه ترسیم شد. سرعت زاویه‌سنج برای همه نمونه‌ها ۲ درجه بر دقیقه انتخاب گردید. برای مطالعه نیمه‌کمی کانی‌ها از سطح زیر منحنی پیک‌های رده اول کانی‌های یافته شده در تیمار منیزیم-گلیسرول به‌عنوان شدت پیک‌ها استفاده شد (جونز و همکاران، ۱۹۵۴) و شدت پیک‌های به‌دست آمده به‌عنوان معیاری برای نشان دادن مقدار تقریبی هر نوع رس به‌کار رفت.

از هر افق یک نمونه دست‌نخورده به‌صورت کلوخه و یا با استفاده از جعبه‌های ویژه نمونه‌برداری با درج مشخصات و برای عمودی نمونه در پروفیل خاک، برداشته شد. نمونه‌ها برای خشک کردن در هوای آزاد قرار داده شدند تا هوا خشک گردند، سپس مراحل زیر بر روی آن‌ها انجام گردید: اشباع نمونه‌ها با رزین، رزین تهیه شده شامل رزین پلی‌استر با نسبت ۶۰ درصد استون ۴۰ درصد، ۱۴ قطره

کاتالیست متیل اتیل کتون پراکسید و ۷ قطره کبالت به عنوان سخت کننده می باشد. اشباع سازی نمونه ها در شرایط خلاء و طی چند مرحله انجام گردید. پس از سخت شدن نمونه ها برش نمونه ها و تهیه مقاطع میکروسکوپی انجام شد. مقاطع تهیه شده با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفته و تشریح مقاطع نازک بر اساس روش و تعاریف استویس (۲۰۰۳) انجام گردید.

نتایج و بحث

نتایج مورفولوژیکی در جدول ۱ نمایش داده شده است. تغییر رنگ در مقاطع بالایی نسبت به مقاطع تحتانی در این منطقه به خوبی نشان دهنده تغییر شرایط تشکیل خاک می باشد. افق های B_t و B_w که معرف خاک قدیمی می باشند دارای رنگ تیره تری نسبت به افق های C که معادل لایه های لس می باشند که نشان دهنده مساعد بودن شرایط خاک سازی می باشند.

خلاصه ای از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک ها و رسوبات مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. با توجه به نتایج آنالیزهای توزیع اندازه ذرات مشاهده می شود که درصد سیلت همه نمونه های مواد مادری بالای ۶۵ درصد است که با تعریف عمومی لس هماهنگی دارد (پاشایی، ۱۹۹۷). آزمایش بافت نشان دهنده این است که لس های مورد مطالعه در این پژوهش از نوع لس های لوم سیلتی و لوم رسی سیلتی می باشند که نشان دهنده طی مسافت به نسبت زیاد از منشأ این مواد به وسیله باد می باشد این آزمایش ها همچنین نشان می دهد که تمامی نمونه های خاک قدیمی دارای مقدار رس بیش تری از مواد مادری شان می باشند که تأیید کننده شرایط اقلیمی مساعد برای انجام فرایندهای خاک سازی و تکامل بیش تر خاک قدیمی نسبت به مواد مادری شان می باشد. وجود کربنات کلسیم از ویژگی های معمول در لس ها بوده و مقدار آن ۱۵-۱۰ درصد و گاهی تا ۴۰ درصد هم می رسد. مقدار کم آهک در خاک های قدیمی به دلیل شرایط تشکیل مرطوب می باشد که باعث آب شویی آهک می شود. مقدار pH اندازه گیری شده در نمونه لس و خاک قدیمی نشان دهنده این است که مقدار pH روند منظمی در مقاطع مورد مطالعه ندارد. هدایت الکتریکی مقاطع مورد مطالعه نشان می دهد که میزان شوری در مقاطع تحتانی به علت افزایش آب شویی نمک کلرید سدیم و سایر املاح محلول بیش از مقاطع فوقانی می باشد.

ظرفیت تبادل کاتیونی خاک تحت تأثیر مواد آلی و درصد کانی های رس می باشد. افزایش بارندگی، موجب زیاد شدن تجزیه و تخریب، افزایش میزان رس سیلیکاتی، ماده آلی و در نهایت افزایش در میزان ظرفیت تبادل کاتیونی می شود مقایسه ظرفیت تبادل کاتیونی بین مواد مادری (لسی) و نمونه خاک ها نشان دهنده بالاتر بودن مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی در خاک قدیمی می باشد.

جدول ۱- برخی از خصوصیات مورفولوژیکی و فیزیکوشیمیایی مقاطع.

شماره مقطع	انقب	عمق	رنگ (حالت مرطوب)	رس (درصد)	سیات (درصد)	شن (درصد)	اسپینه	هدایت الکتریکی (دسی‌زیمنس بر متر)	کربنات معادل (درصد)	ظرفیت تبادل کاتیونی (Cmol/kg)	پتاسیم محلول (میلی‌اکی‌ولان بر لیتر)	منیزیم محلول (میلی‌اکی‌ولان بر لیتر)	کلسیم محلول (میلی‌اکی‌ولان بر لیتر)
					موقعیت منته: ۱: طول جنرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۳۶ ثانیه و ۲/۵ دقیقه و ۲۶ و ۵۱/۵ ثانیه								
	A	۰-۱۰	۱۰-YR۴/۳	۱۷	۷۲	۱۱	۷/۵۴	۰/۴۰	۲	۲۱	۰/۲۱	۷/۰۰	۷/۰۰
	B _w	۱۰-۱۵	۱۰-YR۴/۳	۱۷	۷۲	۱۱	۷/۵۴	۰/۳۴	۱۳	۱۹	۰/۸۷	۷/۲۰	۷/۴۰
	Bk _۱	۱۵-۲۰	۱۰-YR۱/۳	۱۴	۷۲	۱۴	۷/۹۲	۰/۴۱	۳۰	۱۵	۰/۸۲	۷/۵۰	۷/۹۰
	Bk _r	۲۰-۸۵	۱۰-YR۱/۳	۱۴	۷۲	۱۴	۷/۹۸	۰/۵۴	۳۳	۱۴	۰/۸۲	۷/۸۰	۷/۰۰
	C _k	۸۵-۱۲۵	۱۰-YR۱/۴	۱۳	۷۶	۱۱	۷/۶۲	۰/۶۱	۲۹	۱۳	۰/۸۴	۷/۸۰	۷/۲۰
	Bk _b	۱۲۵-۲۰۵	۷/۵YR۱/۴	۱۶	۶۹	۱۵	۷/۷۳	۰/۷۰	۱۸	۱۳	۰/۸۹	۴/۰۰	۴/۸۰
	Bw _b	۲۰۵-۲۵۰	۷/۵YR۵/۴	۱۵	۷۲	۳	۷/۷۳	۰/۷۱	۲۲	۱۰	۰/۸۶	۷/۰۰	۸/۴۰
	Cg _b	۲۵۰-۳۰۰	۷/۵YR۵/۴	۱۲	۸۵	۳	۸/۰۷	۰/۵۰	۳۳	۶	۰/۸۲	۳/۲۰	۷/۸۰
					موقعیت منته: ۲: طول جنرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۲۰/۱ ثانیه و ۴۹ دقیقه و ۲۶ و ۴۵/۷ ثانیه								
	B _w	۰-۳۰	۱۰-YR۴/۳	۱۸	۷۹	۳	۷/۱۹	۰/۳۰	۱۷	۱۵	۰/۸۰	۱/۴۰	۸/۸۰
	Bk _k	۳۰-۶۰	۷/۵YR۵/۳	۱۶	۸۰	۴	۷/۴۰	۰/۲۷	۵۱	۱۵	۰/۷۰	۱/۲۰	۱۴/۰۰
	Bk _۱	۶۰-۱۱۰	۷/۵YR۵/۳	۱۵	۷۸	۷	۷/۲۰	۰/۲۲	۱۹	۱۳	۰/۵۵	۰/۴۰	۱۶/۰۰
	Bk _r	۱۱۰-۱۹۰	۷/۵YR۵/۳	۱۵	۷۲	۱۳	۷/۴۲	۰/۸۵	۱۶	۷	۰/۸۷	۲/۰۰	۱۴/۰۰
	Cg _b	۱۹۰-۳۰۰	۷/۵YR۶/۴	۱۵	۷۳	۱۲	۷/۴۰	۰/۶۶	۱۷	۹	۰/۵۰	۴/۴۰	۱۸/۸۰
	B _w	۰-۶۰	۷/۵YR۴/۳	۱۲	۷۷	۱	۷/۵۵	۰/۶۶	۲	۱۸	۰/۸۶	۳/۲۰	۴/۰۰
	Bk _۱	۶۰-۱۲۰	۷/۵YR۵/۳	۱۷	۶۹	۱۴	۷/۷۲	۰/۵۵	۲۸	۱۷	۰/۸۵	۳/۲۰	۴/۰۰
	Bk _r	۱۲۰-۱۵۰	۱۰-YR۵/۳	۱۸	۷۲	۱۰	۷/۴۴	۰/۶۸	۳۱	۱۴	۰/۸۰	۱/۲۰	۱۶/۰۰
	C _b	۱۵۰-۲۵۰	۱۰-YR۱/۴	۱۶	۷۰	۱۴	۷/۶۹	۰/۲۴	۲۷	۹	۰/۸۰	۲/۴۰	۲۴/۸۰

ادامه جدول ۱- برخی از خصوصیات مورفولوژیکی و فیزیکی شیمیایی مناطق.

شماره مقطع	اقف	عمق	رنگ (حالت مرطوب)	رس (درصد)	سیلت (درصد)	شن (درصد)	اسیدینه	هدایت الکتریکی (دسی زیمنس بر متر)	کربنات معادل (درصد)	ظرفیت تبادل کاتیونی (Cmol/kg)	متنجم محلول (میلی‌اکی‌ولان بر لیتر)	تاسیم محلول (میلی‌اکی‌ولان بر لیتر)	کلسیم محلول (میلی‌اکی‌ولان بر لیتر)
S ₁	B ₁₀	۰-۸۰	۱۰۰YR۵/۳	۲۰	۶۷	۱۳	۷/۴۹	۰/۹	۱۹	۱۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۶/۰۰
	C	۸۰-۱۸۰	۱۰۰YR۶/۳	۱۶	۷۳	۱۱	۷/۵۲	۱/۱	۲۱	۱۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۶/۴۰
S ₂	Bk ₆	۱۸۰-۲۴۰	۱۰۰YR۴/۲	۲۲	۷۶	۲	۷/۸۹	۱/۴۹	۱۴	۱۴	۰/۱۲	۰/۱۲	۴/۰۰
	Clk ₆	۲۴۰-۳۴۰	۱۰۰YR۶/۳	۲۰	۷۸	۲	۸/۱۱	۱/۰۹	۳۶	۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۶/۰۰
S ₃	Bw ₆	۳۴۰-۴۰۰	۱۰۰YR۵/۳	۲۱	۷۷	۲	۷/۸۳	۰/۷۶	۱۶	۱۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۲/۸۰
	C ₆	۴۰۰-۵۰۰	۱۰۰YR۶/۳	۲۰	۷۸	۲	۷/۸۱	۰/۷۰	۲۱	۱۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۱۰/۰۰
	Bw ₆	۵۰۰-۵۸۰	۱۰۰YR۵/۳	۲۰	۷۸	۲	۸/۰۱	۱/۰۹	۱۸	۱۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۴/۸۰
S ₄	C ₆	۵۸۰-۶۸۰	۱۰۰YR۵/۴	۱۸	۷۹	۳	۸/۰۵	۲/۷۵	۲۱	۱۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۱۴/۰۰
	Bw ₆	۶۸۰-۷۲۵	۱۰۰YR۵/۳	۲۰	۷۶	۴	۸/۱۵	۰/۷۴	۱۷	۱۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۴/۰۰
S ₅	Clk ₆	۷۲۵-۸۲۵	۱۰۰YR۶/۳	۱۸	۷۷	۴	۸/۰۲	۱/۵۵	۲۰	۹	۰/۰۶	۰/۰۶	۱۰/۶۰
	B ₁₀	۸۲۵-۹۲۵	۷/۵YR۴/۴	۲۵	۷۳	۲	۸/۱۷	۰/۵۰	۱	۲۴	۰/۰۷	۰/۰۷	۳/۲۰
S ₁₁	Clk ₆	۹۲۵-۱۰۲۵	۷/۵YR۶/۳	۲۱	۷۶	۳	۷/۸۰	۱/۴	۵	۱۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۶/۸۰
	B ₁₀	۱۰۲۵-۱۲۰۵	۵YR۴/۴	۲۴	۷۵	۱	۷/۱۹	۱/۶۵	۲	۲۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۶/۳۰
S ₁₂	Clk ₆	۱۲۰۵-۱۳۰۵	۷/۵YR۶/۳	۱۹	۷۸	۳	۷/۴۹	۳/۴۹	۱۷	۱۱	۰/۰۸	۰/۰۸	۱۴/۴۰
	Bk ₆	۱۳۰۵-۱۴۸۵	۵YR۴/۴	۳۳	۷۶	۱	۷/۴۹	۴/۴۹	۴	۱۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۱۰/۶۰
S ₁₃	Clk ₆	۱۴۸۵-۱۵۸۵	۷/۵YR۵/۲	۱۹	۷۹	۲	۷/۵۸	۴/۵۴	۳۴	۱۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۱۸/۸۰
	B ₁₀	۱۵۸۵-۱۸۱۵	۵YR۶/۳	۲۷	۷۲	۱	۷/۱۷	۲/۰۹	۲	۳۷	۰/۰۵	۰/۰۵	۴/۸۰

موقعیت منطقه ۳: طول جغرافیایی ۳۱ درجه و ۴۹ دقیقه و ۱۵/۹ ثانیه و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۱ دقیقه و ۵۲/۵ ثانیه

فرم‌های آهن در ارتباط با فرآیندهای خاک‌سازی: فرم‌های آهن برای درک بیش‌تر فرایندهای پدوژنیکی و درجه هوازگی خاک بررسی می‌شود. اگزالات، آهن پیوند داده با مواد آلی، دی‌تیونایت، آهن بلوری، آهن بی‌شکل و آهن ترکیب شده با مواد آلی را دریافت می‌کند و تفاوت این دو، میزان آهن بلوری را نشان می‌دهد که می‌تواند به‌عنوان شاخصی برای هوازگی خاک‌ها به‌کار رود (کیانی و همکاران، ۲۰۰۶).

توزیع عمقی مقادیر Fed در جدول ۲ نمایش داده شده است. مقدار آهن پدوژنیکی در افق‌های متکامل، B_k ، B_t بیش‌تر از افق C است. مقدار Fed در شرایط زه‌کشی ضعیف، کاهش و حرکت مواد از دست رفتن آهن از پروفیل خاک، کم می‌باشد. به‌طورکلی در خاک‌هایی که دارای کانی‌های قابل هوادیدگی آهن‌دار هستند، با افزایش هوادیدگی و سن خاک، درصد آهن پدوژنیکی نیز افزایش می‌یابد. میزان آهن بلوری در افق‌های سطحی و خاک‌های مدفون دارای بیش‌ترین مقدار است که وجود هوازگی را در افق‌های سطحی نشان می‌دهد (کیانی و همکاران، ۲۰۰۷). همان‌طورکه در جدول مشاهده می‌شود با افزایش مقدار رس آهن پدوژنیکی افزایش می‌یابد، یکی از مهم‌ترین دلایل آن شرایط مساعد خاک‌سازی در گذشته و تشکیل آهن پدوژنیک در این خاک‌ها است.

از شاخص‌های تکامل خاک نسبت آهن به‌دست آمده از اگزالات به آهن به‌دست آمده از اگزالات به آهن به‌دست آمده از اگزالات است و کاهش این نسبت نشانگر افزایش تکامل است (ماهانی و همکاران، ۱۹۹۱) توزیع عمقی نسبت آهن آمورف به پدوژنیکی در جدول ۲ نمایش داده شده است. در افق‌های متکامل قدیمی (B_k و B_t) این نسبت کاهش می‌یابد و در افق‌های A و C نسبت به افق‌های B مقادیر بیش‌تری را مشاهده می‌کنیم. علت افزایش این نسبت در برخی از خاک‌های مدفون مقاطع ۳، ۴ و ۱۴ به‌علت شرایط زه‌کشی ضعیف می‌باشد (مک‌کیچ و دای، ۱۹۶۹). از عدد $0/35$ به‌عنوان نقطه جداکننده بین زه‌کشی خوب و زه‌کشی فقیر ($>0/35$) استفاده می‌شود. مقدار $Feo/Fed < 0/35$ را برای خاک‌های با زه‌کشی خوب و قدیمی‌تر و $Feo/Fed > 0/35$ را برای خاک‌های با زه‌کشی ضعیف و جوان‌تر نسبت داده شده است (رمضانپور و جلالیان، ۲۰۰۳) نسبت‌های تقریباً یکنواخت آهن دی‌تیونایت و رس غالبیت تجمع هم‌زمان رس و اکسیدهای آهن را نشان می‌دهد (بیچ و همکاران، ۱۹۹۷). افزایش نسبت Fed/clay با عمق در افق‌های پایین‌تر برخی از نیم‌رخ‌ها می‌تواند به کاهش عصاره‌گیری آهن توسط دی‌تیونایت به‌علت محتوای کربناته مواد مادری نسبت داده شود.

عاطفه ضیایی و همکاران

جدول ۲- فرم‌های مختلف آهن در مقاطع مورد مطالعه.

شماره مقطع	افق	عمق	Fe _o % [*]	Fe _d % ^{**}	Fe _o /Fe _d	Fe _d /clay	Fe _d -Fe _o
موقعیت منطقه ۱: طول جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۲۶/۵ ثانیه و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۵۱/۵ ثانیه							
	A	۰-۱۰	۰/۱۸	۱/۲۰	۰/۱۵	۰/۰۷	۱/۰۲
	B _w	۱۰-۲۵	۰/۱۵	۰/۵۶	۰/۲۷	۰/۰۳	۰/۴۱
S _۱	Bk _۱	۲۵-۶۰	۰/۱۷	۰/۷۶	۰/۲۲	۰/۰۵	۰/۵۹
	Bk _r	۶۰-۸۵	۰/۱۹	۰/۶۸	۰/۲۷	۰/۰۵	۰/۴۹
	C _k	۸۵-۱۲۵	۰/۲۱	۰/۶۵	۰/۳۲	۰/۰۵	۰/۴۴
S _r	Bk _b	۱۲۵-۲۰۵	۰/۲۵	۰/۴۹	۰/۵۱	۰/۰۳	۰/۲۴
S _r	BW _b	۲۰۵-۲۵۰	۰/۱۴	۱/۰۰	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۸۶
	C _{gb}	۲۵۰-۳۰۰	۰/۱۹	۰/۵۳	۰/۳۵	۰/۰۵	۰/۳۴
موقعیت منطقه ۲: طول جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۲۰/۱ ثانیه و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۴۵/۷ ثانیه							
	B _w	۰-۳۰	۰/۲۵	۰/۶۸	۰/۳۷	۰/۰۴	۰/۴۳
	Bt _k	۳۰-۶۰	۰/۱۸	۰/۶۲	۰/۲۹	۰/۰۴	۰/۴۶
S _i	Bk _۱	۶۰-۱۱۰	۰/۱۹	۰/۶۰	۰/۲۷	۰/۰۴	۰/۴۳
	Bk _r	۱۱۰-۱۹۰	۰/۲۱	۰/۶۵	۰/۳۲	۰/۰۴	۰/۴۴
	C _g	۱۹۰-۳۰۰	۰/۱۹	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۰۳	۰/۲۵
	B _w	۰-۶۰	۰/۲۰	۱/۲۳	۰/۱۶	۰/۰۶	۱/۰۳
S _o	Bk _۱	۶۰-۱۲۰	۰/۱۸	۱	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۸۲
	C _b	۱۵۰-۲۵۰	۰/۱۷	۰/۹۱	۰/۱۹	۰/۰۶	۰/۷۴
موقعیت منطقه ۳: طول جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۱۵/۹ ثانیه و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۵۲/۵ ثانیه							
	B _w	۰-۸۰	۰/۲۰	۱	۰/۲۰	۰/۰۵	۰/۸۰
S _۱	C	۸۰-۱۸۰	۰/۱۹	۰/۸۷	۰/۲۱	۰/۰۶	۰/۶۸
S _v	Bk _b	۱۸۰-۲۴۰	۰/۱۲	۰/۶۲	۰/۱۹	۰/۰۲	۰/۵۰
	Ck _b	۲۴۰-۳۴۰	۰/۱۵	۰/۵۵	۰/۲۷	۰/۰۲	۰/۴۰
S _۸	BW _b	۳۴۰-۴۰۰	۰/۱۹	۱/۱۵	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۹۶
	C _b	۴۰۰-۵۰۰	۰/۱۷	۰/۶۵	۰/۲۶	۰/۰۶	۰/۴۸
S _۹	BW _b	۵۰۰-۵۸۰	۰/۱۱	۰/۷۱	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۶۰
	C _b	۵۸۰-۶۸۰	۰/۱۶	۰/۵۵	۰/۲۹	۰/۰۳	۰/۳۹
S _{۱۰}	BW _b	۶۸۰-۷۲۵	۰/۱۴	۰/۷۴	۰/۱۹	۰/۰۴	۰/۶۰
	Ck _b	۷۲۵-۸۲۵	۰/۱۶	۰/۵۰	۰/۳۲	۰/۰۳	۰/۳۴
S _{۱۱}	Bt _b	۸۲۵-۹۲۵	۰/۳۹	۱/۶۰	۰/۲۴	۰/۰۶	۱/۲۱
	Ck _b	۹۲۵-۱۰۲۵	۰/۱۷	۰/۵۵	۰/۳۱	۰/۰۳	۰/۳۸
S _{۱۲}	Bt _b	۱۰۲۵-۱۲۰۵	۰/۱۵	۰/۸۵	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۷۰
	Ck _b	۱۲۰۵-۱۳۰۵	۰/۱۷	۰/۵۹	۰/۲۹	۰/۰۳	۰/۴۲
S _{۱۳}	Btk _b	۱۳۰۵-۱۴۸۵	۰/۱۴	۰/۵۸	۰/۲۴	۰/۰۳	۰/۴۴
	Ck _b	۱۴۸۵-۱۵۸۵	۰/۱۶	۰/۵۵	۰/۲۹	۰/۰۳	۰/۳۹
S _{۱۴}	Bt _b	۱۵۸۵-۱۸۱۵	۰/۲۸	۰/۷۳	۰/۳۸	۰/۰۳	۰/۴۵

* Fe_o%: آهن عصاره‌گیری شده با اگزالات آمونیوم و ** Fe_d%: آهن عصاره‌گیری شده با دی‌تیونایت سدیم.

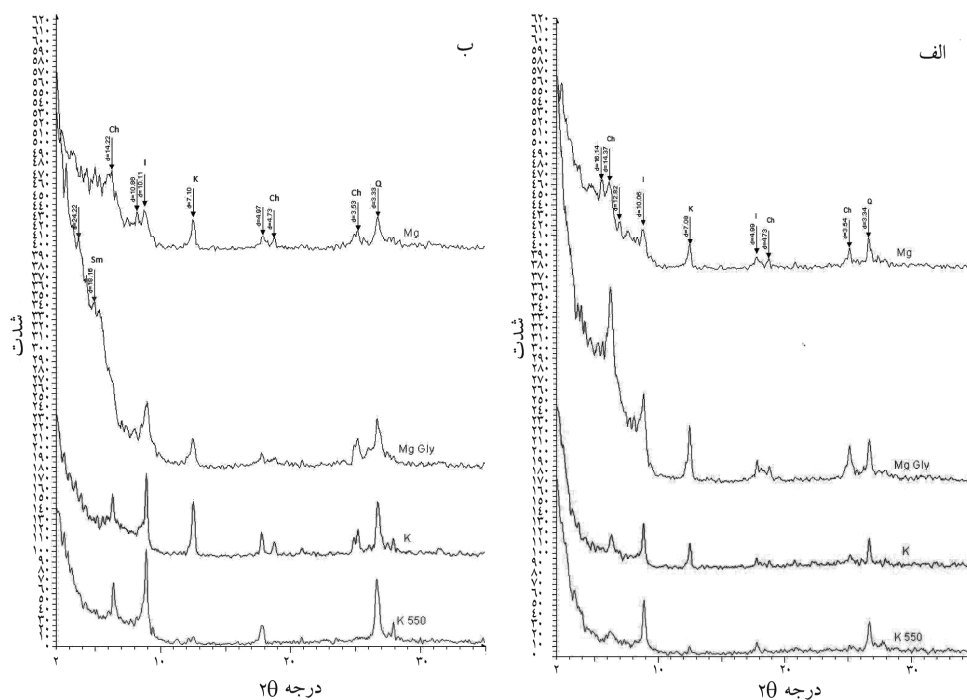
کانی‌شناسی رس: فرازهای به‌دست آمده از پراش پرتو ایکس از رس مقطع شماره ۱ نشان‌دهنده حضور کانی‌های رسی ایلیت، کلریت، اسمکتیت، کائولینیت، کانی‌های مختلط نامنظم میکا- اسمکتیت در افق (B_w) و میکا- کلریت در افق (A) می‌باشد. کلریت در این نمونه‌ها با توجه به نقاط فراز زوج کانی کلریت نسبت به نقاط فراز فرد غنی از آهن و از نوع تری‌اکتا هدرال و ایلیت با توجه به نقطه فراز ۵ آنگسترومی از نوع دی‌اکتا هدرال می‌باشند. میزان کانی‌های کلریت، ایلیت و کائولینیت در نمونه‌های خاک نسبت به نمونه مواد مادری تغییر محسوسی نداشته در نتیجه می‌توانند منشأ مادری داشته باشند. میزان کانی ایلیت در نمونه‌های خاک نسبت به مواد مادری کاهش یافته که بیانگر هوادیدگی این کانی و تبدیل آن به کانی اسمکتیت دارد. به‌طوری‌که میزان اسمکتیت در نمونه‌های خاک نسبت به مواد مادری افزایش یافته است. تبدیل کانی ایلیت به کانی‌های اسمکتیت و میکا- اسمکتیت در اثر شرایط رطوبتی مناسب‌تر خاک نسبت به مواد مادری می‌باشد که طی این فرآیند پتاسیم از بین لایه‌های ایلیت خارج شده و در نهایت اسمکتیت به‌وجود آمده است (بورچارت، ۱۹۸۹). وجود کانی اسمکتیت در نمونه‌های مواد مادری توارثی بودن آن را نیز تأیید می‌نماید. کانی کلریت نیز در افق A تحت تأثیر هوادیدگی قرار گرفته است، هوادیدگی آهن موجود در کلریت، تخریب کلریت را تشدید کرده و شرایط را برای تبدیل کانی کلریت به کانی ورمی‌کولیت و در نهایت اسمکتیت فراهم نموده است (بارن‌هیسل و برچ، ۱۹۸۹). حضور نداشتن کانی ورمی‌کولیت در خاک‌های مورد مطالعه را می‌توان به شرایط pH بالا، حلالیت کم آلومینیوم، حلالیت زیاد سیلیسیم و وجود کلسیم و منیزیم در خاک‌های آهکی نسبت داد (بارن‌هیسل و برچ، ۱۹۸۹). وجود کانی مختلط نامنظم میکا- اسمکتیت نشان می‌دهد که کانی میکا نتوانسته مسیر تکاملی خود را تا تشکیل کانی اسمکتیت طی نماید. در فرازهای به‌دست آمده از پراش پرتو اشعه ایکس از رس نمونه خاک این مقطع حضور کانی‌های ایلیت، کلریت و کائولینیت در نمونه خاک را نشان می‌دهد (شکل ۳-الف). وجود مقادیر زیاد ایلیت و کلریت نشان‌دهنده شرایط اقلیمی سرد و خشک در زمان تشکیل خاک می‌باشد. فرازهای به‌دست آمده از پراش پرتو اشعه ایکس از رس نمونه خاک و مواد مادری مقطع ۳ حضور کانی‌های ایلیت، کلریت، کائولینیت، اسمکتیت و ایلیت- اسمکتیت در نمونه خاک و ایلیت، کلریت، کائولینیت و اسمکتیت در مواد مادری را تأیید می‌نماید. حضور مقدار زیاد اسمکتیت در افق زیرین نسبت به فوقانی می‌تواند به‌دلیل وجود رطوبت و شرایط زه‌کشی ضعیف، pH بالا، منیزیم بالا و پتاسیم کم و احتمالاً تشکیل اسمکتیت به‌صورت درجا باشد (قرائی و مهجوری، ۱۹۸۴). در این مقطع تغییری در میزان کانی‌ها صورت نگرفته است شرایط قلیایی و زه‌کشی ضعیف میزان هیدرلیز و تخریب کانی‌ها را محدود می‌نماید (تیمسون و همکاران، ۱۹۹۶).

عاطفه ضیایی و همکاران

جدول ۳- مقدار نسبی کانی‌های رسی در بخش رس مقاطع مورد مطالعه.

شماره مقطع	افق	عمق	ایلیت	کلریت	کانولینیت	اسمکتیت	ورمی کولیت	کانی‌های مختلط
موقعیت منطقه ۱: طول جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۲۶/۵ ثانیه و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۵۱/۵ ثانیه								
	A	۰-۱۰	+++	++++	+	++	-	++
	Bw	۱۰-۲۵	++	+++++	+	++	-	+
S _۱	Bk _۱	۲۵-۶۰	+++	++++	+	++	-	-
	Bk _۲	۶۰-۸۵	+++	++++	+	++	-	-
	C _k	۸۵-۱۲۵	++++	++++	+	+	-	-
	Bk _b	۱۲۵-۲۰۵	+++	+++++	+	-	-	-
S _۲	Bw _b	۲۰۵-۲۵۰	+++	++++	+	++	-	+
	C _{g_b}	۲۵۰-۳۰۰	+++	++++	+	++	-	-
موقعیت منطقه ۲: طول جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۲۰/۱ ثانیه و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۴۵/۷ ثانیه								
	B _w	۰-۳۰	++	++++	+	+	-	-
	Bt _k	۳۰-۶۰	++	++++	+	+	-	+
S _۳	Bk _۱	۶۰-۱۱۰	++	+++++	+	+	-	++
	Bk _۲	۱۱۰-۱۹۰	++	+++++	+	+	-	++
	C _{g_b}	۱۹۰-۳۰۰	+++	+++++	+	+	-	-
	B _k	۶۰-۱۲۰	++	++++	+	++	-	++
S _۴	C _b	۱۲۰-۲۵۰	+++	+++++	+	+	-	+
موقعیت منطقه ۳: طول جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۹ دقیقه و ۱۵/۹ ثانیه و عرض جغرافیایی ۵۴ درجه و ۲۶ دقیقه و ۵۲/۵ ثانیه								
	B _w	۰-۸۰	++++	++	+	+++	-	-
S _۵	C	۸۰-۱۸۰	++++	+++	+	++	-	-
	Bk _b	۱۸۰-۲۴۰	+++	++	+	++++	-	-
S _۶	Ck _b	۲۴۰-۳۴۰	+++	++	+	++	-	-
	Bw _b	۳۴۰-۴۰۰	++++	++	+	+++	-	-
S _۷	C _b	۴۰۰-۵۰۰	++++	+++	+	++	-	-
	Bw _b	۵۰۰-۵۸۰	+++	+++	+	+++	-	-
S _۸	C _b	۵۸۰-۶۸۰	++++	+++	+	++	-	-
	Bw _b	۶۸۰-۷۲۵	++++	++++	+	++	-	+
S _۹	Ck _b	۷۲۵-۸۲۵	++++	+++++	+	+	-	-
	Bt _b	۸۲۵-۹۲۵	+++	++++	++	+	+	+
S _{۱۰}	Ck _b	۹۲۵-۱۰۲۵	++++	+++++	++	+	-	-
	Bt _b	۱۰۲۵-۱۲۰۵	+++	++++	++	+	+	+
S _{۱۱}	Ck _b	۱۲۰۵-۱۳۰۵	++++	+++++	++	+	-	-
	Bt _b	۱۳۰۵-۱۴۸۵	++	+++++	++	+	-	-
S _{۱۲}	Ck _b	۱۴۸۵-۱۵۸۵	+++	++++	++	+	-	-
	Bt _b	۱۵۸۵-۱۸۱۵	++	+++++	++	-	+	+
								+++++ > ۵۰
								+++ ۳۰-۵۰
								++ ۲۰-۳۰
								+ ۱۰-۲۰
								+ < ۱۰

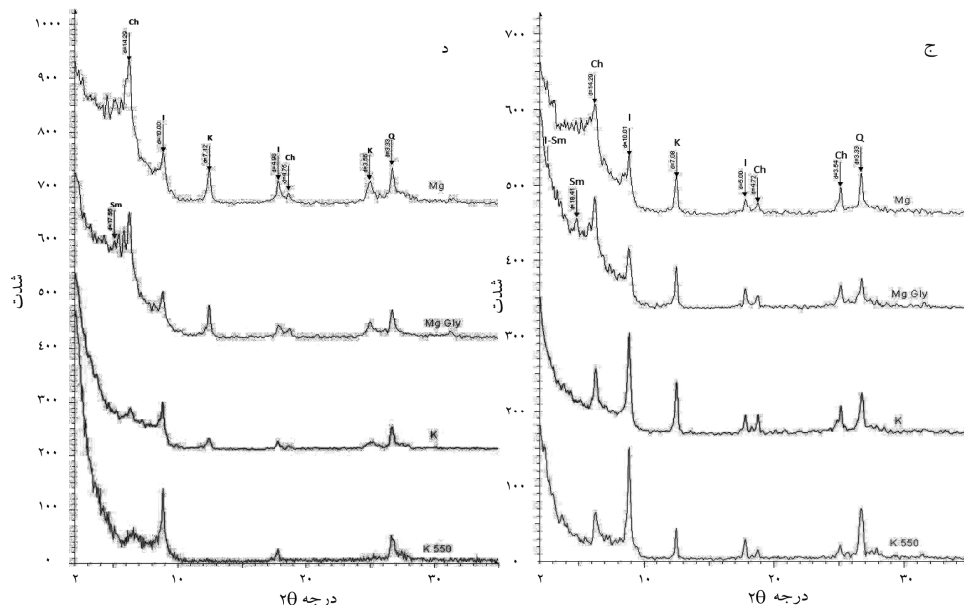
در مقاطع ۴-۶ کانی غالب در نمونه مواد مادری کانی ایلیت و کلریت ولی در نمونه‌های خاک بر میزان اسمکتیت افزوده شده است. در مقاطع ۴ و ۵ از میزان کانی ایلیت و در مقطع ۶ از میزان کانی کلریت نسبت به مواد مادری کاسته شده که نشان‌دهنده افزایش هوازدهی در نمونه‌های خاک می‌باشد (جدول ۳). در مقطع ۷ کلریت از نوع دی‌اکتا هدرال و ایلیت از نوع تری‌اکتا هدرال می‌باشد. در این مقطع رطوبت بالا و شرایط زه‌کشی ضعیف، pH بالا، منیزیم بالا و پتاسیم کم است و احتمالاً تشکیل اسمکتیت به صورت درجا می‌باشد. در این مقطع میزان کانی‌ها در نمونه خاک نسبت به مواد مادری تغییر محسوسی نداشته در نتیجه می‌تواند منشأ مادری داشته باشند (شکل ۳-ب).



شکل ۳- پراش نگاشت پرتو ایکس در بخش رس الف) مقطع ۲ افق Bk_b و ب) مقطع ۷ افق Bk_b
(Q: کوارتز، I: ایلیت، Ch: کلریت، K: کائولینیت، S_m : اسکیتیت و $I-S_m$: مختلط نامنظم ایلیت-اسمکتیت).

در مقاطع ۸ و ۱۰ میزان کانی‌های رسی ایلیت و کائولینیت در نمونه‌های خاک نسبت به مواد مادری تغییر محسوسی نداشته در نتیجه دارای منشأ مادری می‌باشند. کلریت مانند ایلیت از مواد مادری به ارث رسیده و به‌نظر می‌رسد مقداری از کانی کلریت به فیلوسیلیکات‌های ۲:۱ تبدیل شده باشد (بارن‌هیسل و برتچ، ۱۹۸۹). به‌طوری‌که با پیشرفت هوازدگی در شرایط معتدل و مرطوب ایلیت و کائولینیت و اکسیدهای آهن به‌وجود می‌آیند. میزان کانی کلریت در نمونه خاک نسبت به نمونه مواد مادری کاهش یافته که احتمالاً نتیجه‌ای از تبدیل آن به ایلیت است در مقاطع ۱۱ و ۱۲، فرازهای به‌دست آمده از پراش پرتو اشعه ایکس از رس نمونه خاک و مواد مادری این مقطع حضور ایلیت، کلریت، کائولینیت و اسمکتیت را نشان می‌دهد، کلریت از نوع تری‌اکتا هدرال و ایلیت از نوع دی‌اکتا هدرال می‌باشد. در نمونه‌های خاک این مقطع کلریت، ایلیت، اسمکتیت و کائولینیت از مواد مادری به ارث رسیده‌اند و مقداری ورمی‌کولیت در خاک تشکیل شده است. احتمالاً کلریت که مقدار آن در لایه سطحی کم‌تر از لایه زیرسطحی می‌باشد به ورمی‌کولیت تبدیل شده است (بریکلند، ۱۹۷۴)، ورمی‌کولیت‌های تری‌اکتا هدرال در خاک‌های مناطق معتدل به مقدار زیادی وجود دارد که حضور ماده اولیه بیوتیت (یا کلریت) ضروری است (آلن و هاجک، ۱۹۸۹). یا این‌که کاهش ایلیت نسبت به افق زیرین به دلیل تغییر شکل پدوژنیکی میکا به ورمی‌کولیت به‌وسیله هوازدگی تدریجی لبه‌ای و لایه‌ای با یک کاهش هم‌زمان در بار لایه‌ای و جانشین شدن k بین‌لایه‌ای به‌وسیله کاتیون‌های هیدراته است (فانینگ و کارامیداس، ۱۹۷۷). مقدار CEC بالای این خاک احتمالاً به دلیل حضور مقداری ورمی‌کولیت در خاک باشد. در مقطع ۱۳، در نمونه‌های این مقطع کلریت و ایلیت و بخشی از اسمکتیت و کائولینیت از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. اسمکتیت بیش‌تری در این مقطع مشاهده می‌شود میزان کانی ایلیت در نمونه‌های خاک نسبت به مواد مادری کاهش یافته که بیانگر هوازدگی این کانی و تبدیل آن به کانی اسمکتیت دارد. به‌طوری‌که میزان اسمکتیت در نمونه‌های خاک نسبت به مواد مادری افزایش یافته است.

مقطع ۱۴، کلریت از نوع دی‌اکتا هدرال و ایلیت از نوع تری‌اکتا هدرال می‌باشد. در این نمونه خاک کلریت پدوژنیک وجود دارد که بین لایه‌ها از بین رفته و در حال تخریب به ورمی‌کولیت می‌باشد. تشکیل ورمی‌کولیت از کلریت با اکسایش اولیه آهن فرو سپس ناپدید شدن آهن فریک و منیزیم از ورقه هیدروکسیدی کلریت همراه است (گیلکز و لیتل، ۱۹۷۲).



شکل ۴- پراش نگاشت پرتو ایکس در بخش رس الف) مقطع ۱۲ افق Bt_0 و ب) مقطع ۱۳، افق Cl_0 .

بررسی خصوصیات میکرومورفولوژیکی مقاطع: میکرومورفولوژی به طور قابل ملاحظه‌ای در پژوهش‌های تناوب لس- خاک قدیمی به منظور بازسازی تغییرات زمانی خاک‌سازی و رسوب‌گذاری به کار برده می‌شود (کمپ، ۱۹۹۹). برخی از اشکال متداول میکرومورفولوژیکی گزارش شده در تناوب لس- خاک قدیمی تمرکز کلسیت به فرم کوتینگ، هیپوکوتینگ، ندول و اشکال زدومورف می‌باشند (کمپ، ۱۹۹۵). احتمالاً، بیش‌ترین اشکال میکرومورفولوژیکی توصیف شده در خاک‌های قدیمی کوتینگ‌های رس می‌باشند که نشانه تجمع تدریجی رس انتقال‌یافته تحت شرایط بین‌یخچالی، لنداسکیپ‌های پوشیده با جنگل است (برونگر و همکاران، ۱۹۹۸). حضور اشکال میکرومورفولوژیکی کلیدی مانند فضولات جانوری، پوسته‌ها و تمرکز یا اشکال تخلیه کلسیت در واحدهای معروف به لس پتانسیل پیچیدگی تکامل خاکی- رسوبی، به ویژه در طول دوره‌های تغییر اقلیمی و تأکید بر بغرنجی استقرار مرزهای بالایی از عوارض میکرومورفولوژیکی قابل ذکر، هیپوکوتینگ آهن و منگنز دور حفرات و کلسیت سوزنی‌شکل در حفرات می‌باشد (شکل ۵- ب) منشاء این سوزن‌ها را به معدنی شدن بیولوژیک در داخل دستجات میسلیم قارچ‌ها نسبت می‌دهند. به این ترتیب آن‌ها نشانگر حضور مواد آلی تجزیه‌پذیر در خاک بوده و همچنین نشان‌دهنده وجود رطوبت کافی در خاک می‌باشند حضور کلسیت سوزنی در مواد لسی آهکی، بر خلاف داشتن سرد و خشک، نشان‌دهنده حضور پوشش گیاهی

محدود در طی رسوب‌گذاری لس‌ها می‌باشد (بژدک و همکاران، ۱۹۹۷). در مقطع ۱۱ عروسک‌های لسی^۱ وجود دارند عروسک‌های لسی که اندازه آن‌ها بین ۶-۲ سانتی‌متر بوده تحت‌تأثیر آب‌های به‌دست آمده از ذوب برف‌ها، آهک حل شده و در بخش‌های تحتانی خاک به‌صورت عروسک و یا لوله‌های کلسیتی راسب می‌شوند. نمونه خاک در مقاطع ۱۱، ۱۲ و ۱۴ از تکامل پروفیلی قابل‌توجهی برخوردار بوده و شستشوی آهک و مهاجرت متعاقب رس در پروفیل افق آرچیلیک شده است (شکل ۵- و، ی و ل). خرمالی و همکاران (۲۰۰۳) در رابطه با تشکیل افق آرچیلیک بیان می‌کنند طی شرایط مرطوب، آهک‌زدایی اتفاق افتاده و سپس با شستشوی متعاقب رس افق آرچیلیک تکوین خواهد یافت و وجود افق تحت‌الارض آرچیلیک در این مقاطع بیانگر وجود اقلیم گرم و مرطوب در زمان تشکیل خاک‌های قدیمی مقاطع یاد شده دارد که با مساعد شدن اقلیم فرآیند خاک‌سازی انجام شده و خاک‌های قهوه‌ای مایل به قرمز (رده آلفی‌سول) را ایجاد نموده است (جدول ۴).

نتیجه‌گیری

وجود لایه‌های متناوب لس- خاک قدیمی در توالی مورد مطالعه نشان‌دهنده تحولات کلی شرایط جغرافیایی و آب و هوایی در طول دوره پلیوستوسن است که موجب شده بیش‌تر خصوصیات این لایه‌ها تغییر کرده و در نهایت اثرات شرایط بالا در زمان‌های مختلف، خاکی را بر جا گذاشته که ترکیبی از شواهد اقلیمی و خاک‌سازی متناوب را در خود نشان می‌دهد. به‌طور کلی می‌توان این چنین عنوان کرد که آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی، مورفولوژیکی و کانی‌شناسی مقاطع مورد مطالعه همدیگر را تأیید می‌کنند. وجود رنگ‌های تیره‌تر در لایه‌های خاک قدیمی نسبت به لایه‌های لس و نیز افزایش مقدار درصد رس در آن‌ها و نیز وجود ساختمان‌های منشوری در خاک‌های قدیمی نسبت به لایه‌های لس که دارای ساختمان توده‌ای هستند، نشان‌دهنده مساعد بودن شرایط هوازدگی و در نتیجه خاک‌سازی بیش‌تر در زمان گسترش خاک‌های قدیمی می‌باشد. میزان رس در تمام نمونه‌های خاک قدیمی بیش‌تر از میزان آن در نمونه‌های مواد مادری این خاک‌ها می‌تواند نشان‌دهنده هوازدگی ذرات درشت و تبدیل آن‌ها به ذرات ریز رس باشد. بالا بودن درصد سیلت در لس‌ها در مقایسه با خاک‌های قدیمی، بالا بودن نسبت Feo/Fed و همچنین حضور رس‌های اولیه و بدون تحول در لس‌ها نشان‌دهنده آن است که تکامل محدود این خاک‌ها می‌تواند به‌علت نامساعد بودن شرایط اقلیمی گذشته باشد.

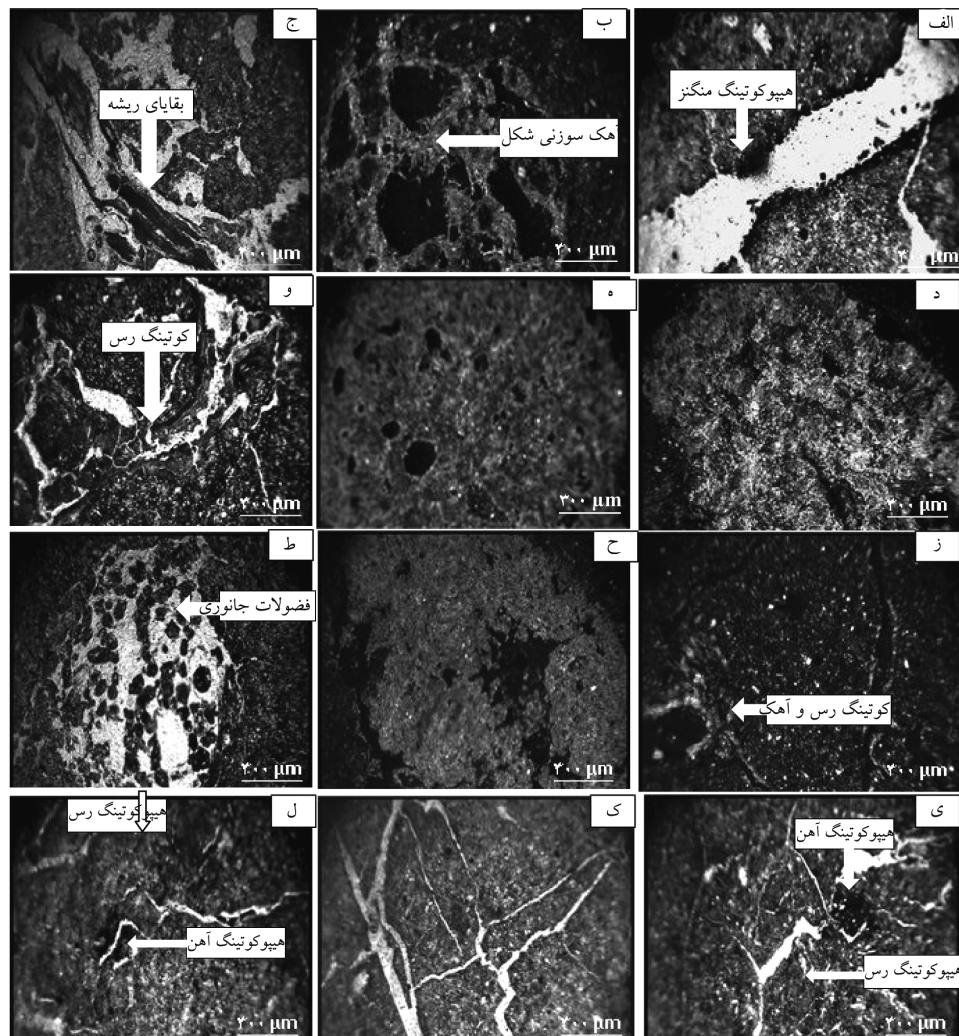
جدول ۴- بررسی خصوصیات میکروفلوریمی مقاطع خاک.

پایه‌های خاکساز ^۱	بی فابریک ^۲	تخلخل ^۳	ریزساختار ^۴	ضخامت (سانتی‌متر)	انق	
پایه‌ساده ریشه ^۱ و قسولات جانوری در حفرات ^۱ کونینگ ^۱ هیپوکونینگ ^۱ آهک و قسولات جانوری در حفرات کونینگ آهک هیپوکونینگ آهک و منگنز	فابریک لکهای ^۴ کریستالینیک ^۳ لکهای (۱۰-۱۵ درصد)	کاتال ^۱ و صفحه‌های ^۲ کاتال و کمی حفرات نامتقارن ^{۱۱} به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم حفرات ریز و کاتال	دانه‌های منفرد ^۹ به‌طور عمده بلوکی زاویه‌دار ^{۱۱} بلوکی زاویه‌دار و گاهی بدون زاویه ^{۱۱}	A B _k ۲۵-۶۰ ۱۲۵-۲۰۵ ۲۰۵-۲۵۰	S _i S _i S _r	
	میکریت ^{۱۱} آهک در زمینه و بقایای ریشه کونینگ و هیپوکونینگ آهک و قسولات جانوری در حفرات	فابریک لکهای ۱۰ درصد کریستالینیک	حفرات نامتقارن کمی حفرات نامتقارن	بلوکی زاویه‌دار و گاهی بدون زاویه بلوکی زاویه‌دار و گاهی بدون زاویه	۰-۳۰ ۳۰-۶۰	B _h B _k S _i
	آهک سوزنی شکل ^{۱۱} کونینگ و هیپوکونینگ آهک میکریت آهک	به‌طور عمده کریستالینیک گاهی فابریک لکهای کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کاتال به‌طور عمده حفرات نامتقارن	به‌طور عمده بلوکی زاویه‌دار توده‌ای	۶۰-۱۱۰ ۱۱۰-۲۰۰	B _k C
	میکریت آهک در زمینه و بقایای ریشه کونینگ و هیپوکونینگ آهک و قسولات جانوری در حفرات	به‌طور عمده کریستالینیک گاهی فابریک لکهای به‌طور عمده کریستالینیک گاهی فابریک لکهای	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و کمی حفرات نامتقارن به‌طور عمده کاتال و کمی حفرات نامتقارن به‌طور عمده کاتال و کمی حفرات نامتقارن	به‌طور عمده بلوکی زاویه‌دار توده‌ای به‌طور عمده بلوکی زاویه‌دار بلوکی زاویه‌دار و گاهی بدون زاویه	۰-۳۰ ۶۰-۱۲۰	B _h B _k

ادامه جدول ۴- بررسی خصوصیات میکروپورفلوئوزیکی مقاطع خاک.

پدیده‌های خاکسازي ^۱	بر فابریک ^۲	تداخل ^۳	ریزساخته‌ها ^۴	ضخامت (سانتی‌متر)	انق
باقی‌مانده ریشه و فضولات جانوری در حفرات کونیک و هیپوکونیک آهک، آهک سوزنی‌شکل و میکریت آهک	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی خردوز ^۳	بلوکی زاریه‌دار و گاهی بدون زاریه	۰-۸۰	B _۶
فضولات جانوری در حفرات	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بدون زاریه	۱۸۰-۲۴۰	BK _۶
فضولات جانوری در حفرات	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۲۴۰-۳۰۰	BW _۶
فضولات جانوری در حفرات	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۵۰-۵۸۰	BW _۶
فضولات جانوری در حفرات	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۶۸۰-۷۲۵	BW _۶
فضولات جانوری در حفرات	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۸۲۵-۹۲۵	Bt _۶
فضولات جانوری در حفرات	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۹۲۵-۱۰۲۵	CK _۶
کونیک رس و هیپوکونیک آهک و منگنز به‌صورت سولفیدسولفور ^۳ ، ندول تیبیک آهک (۲۰۰-۳۰۰ میکرون)	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۱۰۲۵-۱۲۰۵	Bt _۶
کونیک و هیپوکونیک آهک و فضولات جانوری	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۱۲۰۵-۱۳۰۵	CK _۶
کونیک و هیپوکونیک آهک و فضولات جانوری	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۱۳۰۵-۱۴۸۵	BtK _۶
کونیک و هیپوکونیک آهک و فضولات جانوری	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۱۴۸۵-۱۵۸۵	CK _۶
کونیک و هیپوکونیک آهک و فضولات جانوری	فابریک کاهای (۸۰-۷۰ درصد) و خطی کریستالینیک	به‌طور عمده حفرات نامتقارن و به مقدار کم کانالی	بلوکی زاریه‌دار و بلوکی بدون زاریه	۱۵۸۵-۱۸۱۵	Bt _۶

۱- Microstructure	۹- Root residue	۱۳- Crystallitic	۲۱- Nodul
۲- Void	۱۰- Faunal excrement	۱۴- Coating	۲۲- Superimpose
۳- B-fabric	۱۱- Angular blocky	۱۵- Hypocoating	۲۳- Infilling
۴- Pedofeature	۱۲- Vugh	۱۶- Sub angular blocky	
		۱۷- Micrit	
		۱۸- Needle shape	
		۱۹- Chamber	
		۲۰- striated	



شکل ۵- الف- مقطع ۳، افق C_g، هیپوکوتینگ منگنز در اطراف حفرات (PPL)، ب- مقطع ۴، افق Bk_h آهک سوزنی شکل (XPL)، ج- مقطع ۴، افق B_w، بقایای ریشه گیاه (PPL)، د- مقطع ۱۱، افق Bt_h، ندول تپییک آهک، ه- مقطع ۱۱، مقطع عرضی عروسک لسی (loess doll) (XPL)، و- مقطع ۱۱، افق Bt_h کوتینگ رس (PPL)، ز- مقطع ۱۲- افق Bt_h کوتینگ رس بر روی کوتینگ آهک در اطراف حفره (XPL)، ح- مقطع ۱۳، Bk_h پرشدگی ناقص آهک در حفرات (XPL)، ط- مقطع ۱۳، Bk_h فضولات جانوری در حفره (PPL)، ی- مقطع ۱۲، افق Bt_h هیپوکوتینگ آهن در اطراف حفره و هیپوکوتینگ رس (PPL)، ک- مقطع ۱۴، افق Bt_h میکروساختمان منشوری (PPL) و ل- مقطع ۱۴- افق Bt_h، هیپوکوتینگ آهن و رس در اطراف حفره (PPL).

منابع

1. Allen, B.L., and Hajec, B.F. 1989. Mineral occurrence in soil environments, P 200-264. In: J.B. Dixon and S.B., Weed (ed). Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin.
2. Almasi, A., Pashaei, A., Jalalian, A., and Ayoubi, S. 2004. Investigation on composition and evolution of minerals in the loess deposits and paleosols of Ghapanarea, Golestan Province, J. Agric. Sci. Natur. Recour. 3: 10-20. (In Persian)
3. AminiJahromi, H., Naseri, M., Khormali, F., and MovahediNaeini, S. 2009. Clay mineralogy of the soils formed on loess parent material in two regions of Golestan Province (Huttan and Gorgan), J. Agric. Sci. Natur. Recour. 15: 18-26. (In Persian)
4. Ayoubi, S., Jalalian, A., Eghbal, M.K., and Khademi, H. 2002. Identification and genesis of clay mineral in two paleosol from sepahanshahr (Isfahan) and EmamGheis (Charmahal-Bakhtiari). Iran. J. Crystall. and Mineral. 10: 157-178. (In Persian)
5. Barbier, R. 1960. Discovery of loess and of an ancient filled valley on the lower course of the Sefid Roud (north slope of the Elburz, Iran. Academic Sciences, 6: 1097-1098. (In French)
6. Barnhisel, R.I., and Bertsch, P.M. 1989. Chlorite and hydroxyl interlayered vermiculite and smectite, P 729-788. In: J.B. Dixon and S.B., Weed (ed). Minerals in soil environments. Soil. Sci. Soc. Am. J. Madison, Wisconsin.
7. Bech, J., Rustullet, J., Garrigo, F.J., and Tobias, R. 1997. The iron of some red Mediterranean soils from northeast Spain and its pedogenicsignificance. Catena, 28: 211-229.
8. Becze-Deak, J., Langohr, R., and Verrecchia, E.P. 1997. Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. Geoderma, 76: 221-252.
9. Birkland, P.W. 1974. Pedology, weathering and geomorphology research. Oxford University Press. Inc. New York, 285p.
10. Borchardt, G. 1989. Smectite: Minerals in Soil Environment (J.B. Dixon and S.B. Weed, editors), P 675-727. In: Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, USA.
11. Bronger, A., Winter, R., and Sedov, S. 1998. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikestan: Towards a Quaternary paleoclimate record in Central Asia. Catena, 34: 19-34.
12. Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., and Babel, U. 1985. Handbook for soil thin section Description. Wainer research Publication, wolverhampton, U.K.
13. Chapman, H.D. 1965. Cation exchange capacity. In: Black, C.A. (Ed.), Methods of Soil Analysis: Part 2. Am. Soc. Agron. Madison, WI. 9: 891-900.

14. Fanning, D.S., Keramidas, V.Z., and El-Desoky, M.A. 1989. Minerals in Soil Environment, Micas, P 551-634. In: (J.B. Dixon and S.B. Weed, editors). Soil Sci. Am. Madison, Wisconsin, USA.
15. Frechen, M., Kehl, M., Rolf, C., Sarvati, R., and Skowronek, A. 2009. Loess chronology of the caspian lowland in northern Iran, Quaternary International, 198: 220-233.
16. Gharaee, H.A., and Mahjoori, R.A. 1984. Characteristics and geomorphic relationships of some representative Aridisols in southern Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 115-119.
17. Gilkes, R.J., and Little, I.P. 1972. Weathering of chlorite and some association of trace elements in Permian phyllites in southeastern Queensland, Geoderma, 7: 233-247.
18. Guo, Z., Federoff, N., and An, Z.S. 1991. Genetic type of the Holocene soil and the Pleistocene paleosol in the Xifeng loess section in central china. Loess, Environment and Global Change, P 93-110. Science Press, Beijing.
19. Hogan, G.D., and Beatty, M.T. 1963. Age and properties of a buried paleosol and overlying loess deposit in southwestern Wisconsin. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. 27: 345-350.
20. Johns, W.D., Grim, R.E., and Bradley, W.F. 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. J. Sediment Petrol. 24: 242-251.
21. Karimi, A., Jalalian, A., and Kademi, H. 2009. Genesis and distribution of palygorskite and associated clay minerals in soils and sediments of Southern Mashhad, Iran. J. Crystallography and Mineralogy, 16: 545-558.
22. Kehl, M., Sarvati, R., Ahmadi, H., Frechen, M., and Skowronek, A. 2006. Loess / paleosol sequences along a climate gradient in northern Iran, Eiszeitalter and Gegenwart, 55: 149-173.
23. Kemp, R.A. 1995. Distribution and Genesis of calcitic pedofeatures within a rapidly aggrading loess-paleosol sequence in China. Geoderma, 60: 303-316.
24. Kemp, R.A. 1999. Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleo environmental change. Catena, 35: 179-196.
25. Kemp, R.A., Toms, P.S., King, M., and Krohling, M. 2004. The pedosedimentary evolution and chronology of Tortugas, a late Quaternary type-site of northern Pampa, Argentina. Quaternary International, 114: 101-112.
26. Khalilzade, M. 2003. Evaluation of flood hazard and management in Gorgan city. M.Sc. Thesis Gorgan University of Agriculture and Natural Resources, 117p.
27. Khormali, F., Abtahi, A., and Stoops, G. 2006. Micromorphology of calcitic features in highly calcareous soils of Fars Province, Southern Iran. Geoderma, 132: 31-46.
28. Khormali, F., Abtahi, A., Mahmoodi, S., and Stoops, G. 2003. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semi-arid regions of southern Iran. Catena, 53: 273-301.

29. Kiani, F., Jalalian, A., Pashaei, A., and Khademi, H. 2006. Clay minerals in soil-loess sequences in pasang area, Golestan province. Iran. J. Crystallography and Mineralogy, 2: 395-412.
30. Kittrick, J.A., and Hope, E.W. 1963. A procedure for particle size separation of soils for x-ray diffraction. Soil Sci. 35: 621-629.
31. Kooistra, M.J. 1978. Soil development in recent marine sediments of the intertidal zone in the Oosterschelde, Netherland: a soil micromorphological approach. Soil Survey Institute, Wageningen.
32. Li, L., Keller, G., Adatte, T., and Stinnesbeck, W. 2000. Late Cretaceous Sea Level Changes in Turnisia: A Multi-disciplinary Approach. Special publication 157, Geological Society of London, Pp: 447-458.
33. Mahaney, W.C., Hancock, R.G.V., and Sanmugadas, K. 1991. Extractable Fe-Al and geochemistry of late Pleistocene Paleosol in the Dalijia Shan, Western China. J. Southeast Asian Earth Sci. 6: 75-82.
34. Mckeague, J.A., and Day, J.H. 1966. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soil. Can. J. Soil Sci. 46: 13-22.
35. Mehra, O.P., and Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7: 317-327.
36. Motamed, A. 1998. Quaternary, Tehran University Press, 310p. (In Persian)
37. Nettleton, W.D., and Chadwick, O.A. 1996. Late Quaternary, redeposited loess-soil developmental sequences, south Yemen. Geoderma, 70: 21-36.
38. Pashaei, A. 1997. Study of physico-chemical characteristics and the source of loess deposits in Gorgan plain region. Earth Sci. J. Iran. Geo. Org. 23-24: 67-68.
39. Pecs, M. 1995. The Role of principles and methods in loess-paleosol investigations. Geo. J. 36: 117-131.
40. Pye, K. 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London and San Diego, 334p.
41. Shwertmann, U., and Fanning, D.S. 1976. Iron-manganese concretions in hydrosequences of soils in Loess in Bararia. Soil. Sci. Soc. Am. J. 40: 731-738.
42. Smailly, I.J. 1966. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. J. Sedimentary Petrology, 36: 669-676.
43. Smith, R.M., Twiss, P.C., Krauss, R.K., and Brown, M.J. 1970. Dust deposition in relation to site, season and climate variables. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 34: 112-117.
44. Soil Survey Staff. 1993. Soil Survey Manual. U.S. Department of Agriculture Handbook No. 18. Washington, DC.
45. Stoops, G. 2003. Guidelines for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. SSSA, Madison, WL, 184p.

46. Tamburini, F., Adatte, T., Follmi, T., Baernasconi, S.M., and Sleinmann, P. 2003. Investigation the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial-interglacial period (0-140000 years): mineralogy and geochemistry of ODP sites 1143-1144, South China Sea, *Marine Geology*, 201: 147-168.
47. Timpson, M.E., Lee, S.Y., Ammons, J.T., and Foss, J.E. 1996. Mineralogical investigation of soils formed in calcareous gravelly alluvium, Eastern Crete, Greece. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 299-308.
48. Wider, M., and Yaalon, D.H. 1982. Micromorphological fabrics and developmental stages of carbonate nodular forms related to soil characteristics. *Geoderma*, 28: 203-220.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 20(1), 2013
<http://jwsc.gau.ac.ir>

Some physico-chemical, clay mineralogical and micromorphological characteristics of loess-paleosols sequences indicators of climate change in south of Gorgan

***A. Ziyae¹, A. Pashaei², F. Khormali³ and M.R. Roshani⁴**

¹M.Sc. Graduate, Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, ²Professor, Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, ³Associate Prof., Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, ⁴M.Sc. Student, Dept. of Watershed, Islamic Azad University, Nour Branch

Received: 07/21/2009; Accepted: 09/22/2012

Abstract

One of the best indicators of the geological and environmental events in the Quaternary is the alternation of loess-paleosol. In this study, for paleoenvironmental identification of buried paleosols in loess sequences, 14 sections located between 36° 49' 6" to 36° 49' 20" northern latitude and 54° 26' 45" to 54° 26' 52" eastern longitude in the southern part of Gorgan (Kharazmi town) were studied. The disturbed soil samples for physico-chemical analysis and clay mineralogy and undisturbed samples for preparation of thin sections were collected. The physico-chemical results (calcium carbonate content, particle size distribution, cationexchangeable capacity and Feo/Fed) indicated that the soils had experienced several pedogenic periods. The result of mineralogy showed that a high amount of smectite, vermiculite and mixed layer mica-smectite in paleosols compared to loess deposits probably indicates moister regims through interglacial compared to glacial periods. The micromorphological observations revealed many evidences on the occurrence of pedogenic processes. One of the most important index of pedogenesis, clay coating and hypocoating around void are presented only in buried paleosols, which is the evidence for moist climate conditions, enough for leaching and translocation of clay. Formation of the studied loess and paleosols, probably took place in glacial and interglacial cycles with different climate condition, respectively.

Keywords: Loess-paleosol, Clay mineral, Micromorphology, Gorgan

* Corresponding Author; Email: ziyae@gmail.com

