

کانی‌شناسی رس و تکامل خاک‌ها در یک کاتنا در منطقه بهشهر، استان مازندران

آغول سونا قلی‌زاده^۱، *فرهاد خرمالی^۲، آرش امینی^۳ و فرشاد کیانی^۴

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان،

^۲استاد گروه علوم خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، آستادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان،

^۳دانشیار گروه علوم خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۱/۲۷؛ تاریخ پذیرش: ۹۷/۳/۲۲

چکیده

سابقه و هدف: کاتنا به صورت گستره‌ای از سری خاک‌های پیوسته تعریف شده است که در یک ردیف پستی و بلندی قرار می‌گیرند و اصطلاحاً ردیف زهکشی نیز نامیده می‌شوند. اهداف اصلی این پژوهش شامل مطالعه تأثیر توأم پستی و بلندی و شرایط زهکشی و سطح آب زیرزمینی در تکامل خاک‌ها و شناخت خاک‌های هیدرومورفیک و هالوهیدرومورفیک اراضی پست منطقه میانکاله به عنوان زیستگاه حیات وحش و جاذبه‌های توریستی بودند.

مواد و روش‌ها: منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی دریای خزر، دارای آب و هوای معتدل، رژیم رطوبتی زیریک و رژیم حرارتی ترمیک است. سه ناحیه از نظر توپوگرافی در منطقه شامل تپه، دشت آبرفتی و اراضی پست تعیین شد. پنج پدون نماینده با استفاده از نقشه‌های خاک موجود در منطقه در امتداد برش طولی شمال- جنوب انتخاب و مطالعه گردیدند.

یافته‌ها: خاک‌های اراضی پست نزدیک دریا که به صورت Aquisalids و Halaquepts رده‌بندی شده‌اند، فرایند گلی‌زیشن در آن‌ها رخ داده است. در دشت آبرفتی با کاربری زمین‌های زراعی و خاک‌های Haplaquolls و Haploxerepts، دارای تجمع ماده آلی هستند. در Haplaquolls افق مالیک، تجمع رس و نیز گلی‌زیشن دیده شده‌اند. در Haploxerepts شرایط ورتیک مشاهده شد. در نهایت در موقعیت تپه در شیب‌های شمالی کوه‌های البرز که تحت پوشش جنگل بودند Haploxeralfs تشکیل شده بود که در آن تخلیه آهک رخ داده و دارای افق آرچیلیک می‌باشد. خاک‌های اراضی پست در مرحله شور و سدیمی می‌باشند و با افزایش عمق آب زیرزمینی به طرف کوه، افق‌های مالیک و آرچیلیک تشکیل شده‌اند. نتایج کانی‌شناسی رس نشان داد که ایلیت کانی غالب خاک‌های اراضی پست و دشت آبرفتی بوده ولی در موقعیت تپه با پوشش جنگلی، اسمکتیت کانی غالب می‌باشد. ورمی‌کولیت نیز در خاک جنگلی موقعیت تپه به خوبی مشاهده شد. به دلیل عدم وجود شرایط لازم برای تشکیل کائولینیت، این کانی به ارث رسیده از مواد مادری است. حضور کانی‌های ایلیت و کلریت در خاک‌های منطقه منشاء موروثی دارند.

* مسئول مکاتبه: khormali@yahoo.com

نتیجه‌گیری: در موقعیت تپه به دلیل آبشویی بیش‌تر و پوشش جنگلی، هوادیدگی بیش‌تر صورت گرفته و باعث تشکیل بیش‌تر اسمکتیت و نیز ورمی‌کولیت شده است. کاهش شدید کلریت در خاکرخ واقع در جنگل، به دلیل هوادیدگی بیش‌تر منطقی است. در این خاکرخ، درصد کانی رسی اسمکتیت در افق زیرسطحی به میزان قابل‌توجهی بیش‌تر از سطح خاک است. در خاک دشت آبرفتی از مقدار ایلیت کاسته شده و اسمکتیت به مقدار قابل‌توجهی وجود دارد که می‌تواند نتیجه تشکیل اسمکتیت از هوادیدگی ایلیت باشد. در خاک‌های اراضیست نیز به دلیل آبرگرفتی، شرایط برای تشکیل درجای اسمکتیت فراهم بوده و اسمکتیت در این خاک‌ها نیز به‌طور قابل‌توجهی یافت می‌شود. در نتیجه، اسمکتیت دارای دو منشاء خاکساز (از محلول خاک) و تغییر شکل‌یافته از کانی‌های ایلیت و کلریت است.

واژه‌های کلیدی: اراضی پست، کاتنا، میانکاله

مقدمه

تکامل خاک‌ها متأثر از عوامل پنج‌گانه تشکیل‌دهنده خاک شامل اقلیم، ماده مادری، پستی و بلندی، موجودات زنده و زمان است. پستی و بلندی با تأثیرگذاری بر عواملی از جمله میزان، جهت و شکل شیب، میزان دریافت نزولات و نفوذ در خاک، میزان روان‌آب، میزان فرسایش و انتقال مواد و همچنین اختلاف در شرایط زهکشی بر تکامل خاک اثرگذار می‌باشد (۳۹). توپوگرافی برای مفهوم کاتنا در تکامل خاک یک اصل مهم است (۱۸) که توسط آبشویی و توزیع مجدد عناصر و مواد خاک در طول تپه‌ها مشخص شده است. بررسی خاک‌ها در امتداد یک کاتنا، یکی از بهترین راه‌ها برای تشخیص روابط متقابل بین خاک‌ها و توپوگرافی است (۳۸).

ویژگی‌های خاک معمولاً با موقعیت ژئومورفیک روی یک تپه برای تشکیل کاتناها تغییر می‌کند (۳۱) که این ویژگی‌ها به فرآیندهای ژئومورفیک مرتبط هستند (۱۲). سنجری و همکاران (۲۰۱۱) معتقدند همان‌گونه که سطح ژئومورفیک در شناسایی نحوه تشکیل و تکامل خاک، نقش مهم و اساسی دارند، خاک‌های قدیمی نیز در شناسایی و تفکیک سطوح مختلف ژئومورفیک موجود در اشکال اراضی، نقش تعیین‌کننده‌ای دارند. بنابراین ارتباط متقابل موجود بین

خاک و ژئومورفولوژی، بیانگر اهمیت مطالعات خاک‌شناسی در ارتباط با ژئومورفولوژی و بالعکس است (۳۷).

فیلسوف‌سیلیکات‌ها به دلایل بسیاری از جمله ویژگی منحصر بفرد آن‌ها در تبادل یون‌ها در بین اکثر فازهای معدنی خاک‌ها از جایگاه ویژه‌ای برخوردارند (۱۱). وجود کانی‌های مختلف در خاک، از ناهمگنی در ترکیب مواد مادری و تفاوت فرآیندهای هوادیدگی مؤثر بر کانی‌های رسی خاک نتیجه می‌شود (۴۲). باتاچاریا و همکاران (۱۹۹۲) تغییر شکل کانی‌ها را در یک کاتنای خاک بازالتی در هند مطالعه کردند. آن‌ها گزارش کردند که تحت یک محیط هوادیدگی اسیدی در یک اقلیم گرمسیری مرطوب و جایی که آلومینیوم کافی در دسترس است، کائولین - اسمکتیت بین‌لایه‌ای یک مرحله زودگذر مهم در طول تغییر شکل اسمکتیت به کائولینیت است (۴). حسین و همکاران (۲۰۰۳) در بررسی پراش‌نگارهای پرتو ایکس مشاهده کردند که در قسمت پایین شیب عمدتاً اسمکتیت و در بالای شیب کائولینیت و کانی‌های حدواسط اسمکتیت - کائولینیت وجود دارد. آن‌ها همچنین بیان نمودند که زهکشی قسمت‌های بالایی و انتقال عناصر به طرف پائین باعث تشکیل اسمکتیت شده است (۱۹). کوری و فرانزمیر (۱۹۸۴) در بررسی یک ردیف

پیچیده تبدیل کرده است. این پژوهش به منظور بررسی تشکیل و تکامل خاکها تحت تأثیر توپوگرافی و سطح آب زیرزمینی در یک ردیف پستی و بلندی از اراضی پست نزدیک تالاب میانکاله در جنوب شرقی دریای خزر با حداقل ارتفاع ۱۸- متر از سطح آزاد دریا تا شیبهای شمالی کوههای البرز با حداکثر ارتفاع خاکرخ مطالعه شده ۱۱۳ متر انجام شده است. منطقه مطالعاتی به دلیل تنوع خاک و نیز اهمیت آن به عنوان زیستگاه حیات وحش انتخاب شده است.

مواد و روشها

ویژگیهای منطقه مورد مطالعه: منطقه مورد مطالعه شامل پنج سری خاک (۳۶) از کوههای البرز تا اراضی پست تالاب میانکاله در جنوب شرقی دریای خزر در محدوده طول جغرافیایی ۵۳ درجه و ۲۲ دقیقه و ۴۶/۶ ثانیه تا ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه و ۵۰/۵ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۳۹ دقیقه و ۵۲/۱ ثانیه تا ۳۶ درجه و ۴۸ دقیقه و ۶/۶ ثانیه شمالی در استان مازندران واقع شده است (شکل ۱).

منطقه مورد مطالعه طبق گزارش سازمان آب مازندران (از سال ۱۹۹۹) شامل محدوده بهشهر- بندرگز با آب و هوای معتدل و بارندگی بین ۴۸۴ تا ۹۰۳ میلی متر در سال (میانگین ۶۶۴ میلی متر) و میانگین درجه حرارت سالیانه ۱۷/۴ درجه سانتی گراد می باشد. میانگین سالیانه تبخیر و تعرق پتانسیل نیز معادل ۱۰۱۴ میلی متر برآورد شده است. رژیم رطوبتی خاک منطقه زریک و رژیم حرارتی آن ترمیک می باشد. سه ناحیه از نظر توپوگرافی در منطقه شامل تپه، دشت آبرفتی و اراضی پست می باشد. در اراضی پست با کاربری مرتع گیاهان مقاوم به شوری یافت می شود. دشت های آبرفتی عمدتاً از زمین های زراعی (زیر کشت غلات) تشکیل شده اند. در موقعیت تپه

ارضی در برزیل گزارش کردند که میزان کائولینیت از نقاط مرتفع به طرف دشت افزایش می یابد که دلیل آن شستشوی سیلیسیم از قسمت های بالا و حرکت به طرف پائین و تشکیل کائولینیت در قسمت های پائین می باشد (۹). نبی الهی و همکاران (۲۰۰۶) در بررسی تکامل خاک های مالی سولز تحت تأثیر موقعیت شکل اراضی^۱ و عمق آب زیرزمینی بیان نمودند که تفاوت بین مقدار کانی ها با یکدیگر به دلیل شرایط زهکشی متفاوت خاکها می باشد و این تفاوت از اختلاف در توپوگرافی و عمق آب زیرزمینی ناشی می شود (۳۲).

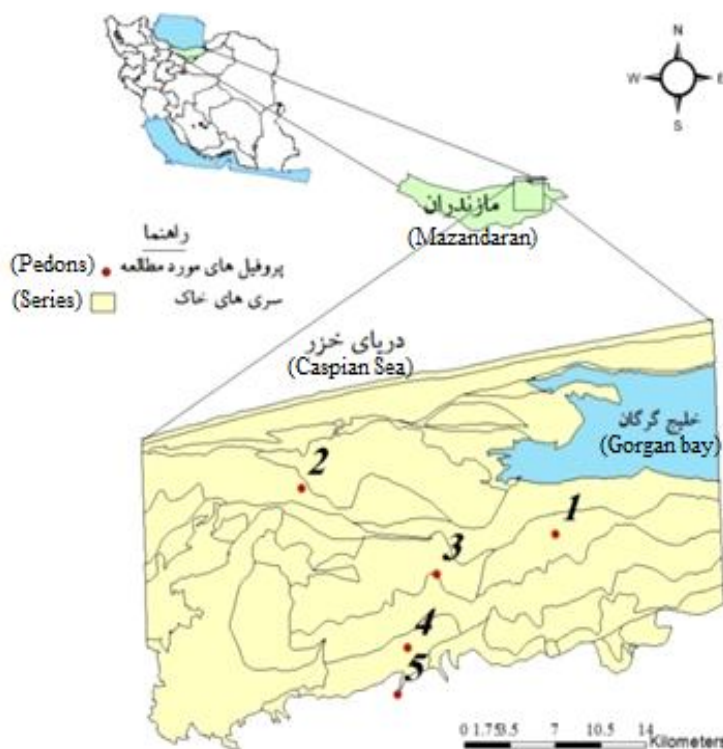
خومو و همکاران (۲۰۱۱) بیان نمودند که کاتناهای خاک، فرآیندهای تفکیک آبشویی از افق بالا^۲ و تجمع در افق پایین^۳ را در خاکرخ کامل می کنند و وسعت می دهند. تمرکز و توزیع رس در طول کاتناها به موقعیت زمین نما وابسته است؛ خاکرخها در قله ها و نزدیک آن تخلیه رس شده (به کمتر از ۱ درصد)، در حالی که در پنجه شیب رس بیش تری دارند (بیش تر از ۶۰ درصد) (۲۳). بونیفاسیو و همکاران (۱۹۹۷) خاکسازی^۴ را در یک کاتنای خاک روی یک تپه بسیار کوچک با توجه ویژه به تشکیل و تبدیلات کانی های رسی مطالعه نمودند و نتیجه گرفتند که هر چند طول کاتنای مورد مطالعه فقط ۱۰۰ متر است اما ۴ رده خاک تاکسونومی، ترتیبی از انتی سولز تا آلفی سولز تشکیل شده اند (۵).

تالاب بین المللی میانکاله در استان مازندران در ۲۵ کیلومتری شمال شهرستان بهشهر واقع شده است. این تالاب در جهت شرقی- غربی طویل بوده و رأس آن در غرب است. تنوع و فراوانی پرندگان و سایر موجودات آبرزی و خشکی زی همراه با پوشش گیاهی جالب و حیاتی منطقه این پناهگاه را به اکوسیستمی

- 1- Land form
- 2- Eluviation
- 3- Illuviation
- 4- Pedogenesis

با لیتولوژی آهک ضخیم لایه نخودی تا صورتی با سن ژوراسیک فوقانی در بخش کوهستانی و رسوبات کوآترنری شامل عمدتاً گراول، ماسه‌های سخت نشده رودخانه‌ای، دریاچه‌ای و بادی در بخش دشت آبرفتی و اراضی پست تشکیل شده است (۱۳ و ۳).

منطقه مورد مطالعه شامل پوشش جنگلی درختان ممرز و در مرز جنگل درختان انار به صورت باغکاری شده وجود دارد. زمین‌شناسی منطقه به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازند شمشک با لیتولوژی ماسه‌سنگ، شیل و کنگلومرا با سن ژوراسیک تحتانی، سازند لار

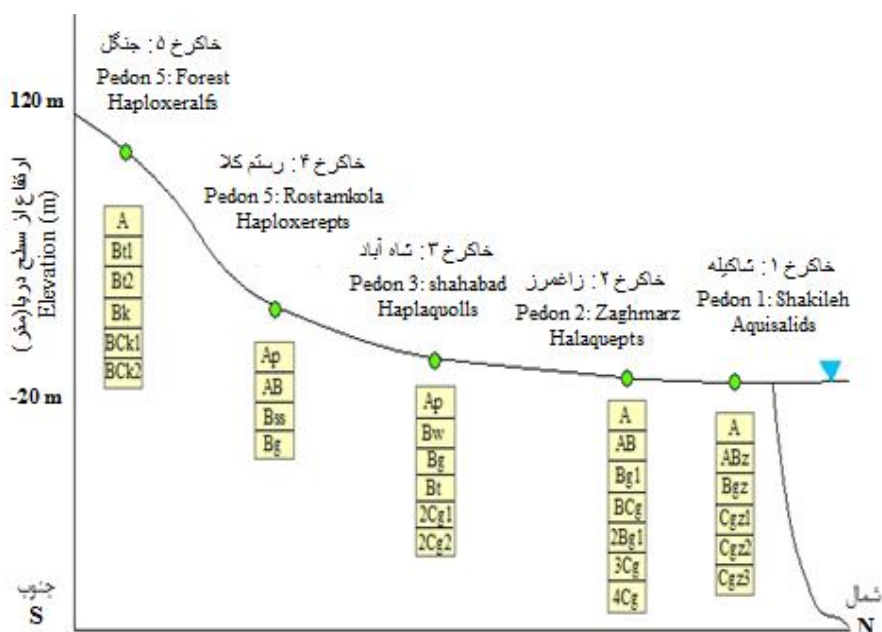


شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقاط نمونه‌برداری در جنوب شرقی دریای خزر.

Figure 1. Location of the study area and sampling points in the south-eastern Caspian Sea.

نزدیک تالاب میانکاله که به صورت مرتع بوده و دارای آب زیرزمینی شور و سدیمی نزدیک سطح خاک می‌باشد، حفر شد. خاک‌های ۳ و ۴ در تپه‌های لسی پائین با کاربری زراعی و خاک‌های ۵ در شیب شمالی کوه‌های البرز پوشیده از جنگل حفر و تشریح گردید (شکل ۲).

مطالعات صحرائی و نمونه‌برداری خاک: پس از بازدید از منطقه و با استفاده از نقشه خاکشناسی منطقه، سه ناحیه از نظر سطوح ژئومورفیک در منطقه شامل تپه، دشت آبرفتی و اراضی پست تعیین شدند و تعداد ۵ خاک‌های مختلف در سری‌های مختلف خاک حفر گردید. خاک‌های ۱ و ۲ در اراضی پست



شکل ۲- مقطع خاکرخ‌های مورد مطالعه در ارتباط با پستی و بلندی.

Figure 2. The section of studied pedons in relationship with topography.

کانی‌شناسی به آزمایشگاه منتقل شد. خاک‌ها در دو سیستم رده‌بندی خاک آمریکایی (۴۱) و WRB (۴۳)، طبقه‌بندی شده است.

مشخصات کلی خاکرخ‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. از افق‌های مختلف هر خاکرخ نمونه‌برداری شد (۴۰) و نمونه‌ها برای اندازه‌گیری ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک و

جدول ۱- مشخصات کلی خاکرخ‌های مورد مطالعه.

Table 1. General characteristics of studied pedons.

سطوح ژئومورفیک Geomorphic surfaces	کاربری‌ها Land uses	ارتفاع از سطح دریا Elevation (m)	موقعیت خاکرخ‌ها (UTM) Location (UTM)		خاکرخ‌ها Pedon numbers
			X	Y	
			ارضی پست Lowlands	مرتع Pasture	
ارضی پست Lowlands	مرتع Pasture	-14	712,280	4,075,538	2
دشت آبرفتی Alluvial plain	زراعی Farmland	-1	722,683	4,069,248	3
دشت آبرفتی Alluvial plain	زراعی Farmland	13	720,453	4,063,864	4
تپه Hillslope	جنگل Forest	113	719,680	4,060,507	5

خاک از طریق تهیه سوسپانسیون آب و رس با انتقال نمونه‌ها به سیلندر یک لیتری انجام شد. هر ۷ ساعت از عمق ۱۰ سانتی متری سیلندرها نمونه برداری شد که این عمل تا خارج نمودن رس نمونه‌ها ادامه یافت. بخشی از نمونه‌های رس با یون منیزیم و بخشی نیز با یون پتاسیم اشباع گردید و نمونه‌ها بر روی اسلایدهای شیشه‌ای آرایش داده شد. نمونه‌های اشباع شده با منیزیم بعد از قرائت توسط دستگاه XRD در مقابل بخار اتیلن گلیکول نیز قرار گرفتند و به این ترتیب تیمارهای منیزیم، پتاسیم و اتیلن گلیکول، پتاسیم در دمای معمولی، پتاسیم در دمای ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد و پتاسیم در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تهیه شد. برای شناسایی کانی‌های رسی نمونه‌ها از دستگاه اشعه ایکس (XRD) مدل D8 ADVANCE مستقر در گروه خاکشناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان استفاده گردید. برای مطالعه نیمه‌کمی کانی‌ها از سطح زیر منحنی آستانه‌های رده اول کانی‌های یافته شده در تیمار منیزیم و اتیلن گلیکول محاسبه شده توسط نرم‌افزار EVA پس از حذف زمینه استفاده شد (۲۱) و شدت آستانه‌های حاصله به‌عنوان معیاری برای نشان دادن مقدار تقریبی هر نوع رس به‌کار رفت.

مطالعات میکرومورفولوژی: جهت مشاهده پوشش رسی و اثبات افق آرجیلیک، تعدادی مقطع نازک تهیه شد. بدین‌منظور بعد از برداشت کلوخه‌های دست‌نخورده از برخی افق‌های خاک، توسط رزین پتروپاکسی اشباع شده و بعد از خشک شدن، برش داده شده و تا حد ۹۴ میکرون ساییده شدند. مقاطع به‌دست آمده توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل Euromex با استفاده از دو نور ساده به شیوه بولاک و همکاران (۱۹۸۵) تشریح گردیدند.

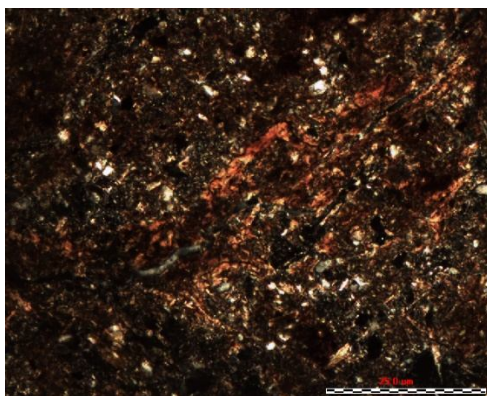
آزمایش‌های فیزیکوشیمیایی: نمونه‌های خاک از افق‌های مختلف خاکرخ‌ها برداشته شده و پس از هواخشک شدن، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند. بافت خاک پس از اکسیداسیون مواد آلی با روش هیدرومتری بویوکوس اندازه‌گیری شد (۶). وزن مخصوص ظاهری به روش کلوخه و پایداری خاکدانه‌ها به روش الک مرطوب اندازه‌گیری شدند (۲۲). کربنات کلسیم معادل به روش خشتی کردن مواد خشتی‌شونده با اسیدکلریدریک و تیتراسیون اسید اضافی با سود انجام شد (۳۵). واکنش خاک در گل اشباع با استفاده از دستگاه pH متر دارای الکتروود شیشه‌ای و هدایت الکتریکی با استفاده از دستگاه هدایت‌سنج الکتریکی در عصاره اشباع تعیین گردید (۳۵). ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) با استفاده از محلول استات سدیم (NaOAc) با اسیدیته ۸/۲ اندازه‌گیری شد. اکسیداسیون کربن آلی توسط دی‌کرومات پتاسیم در مجاورت اسیدسولفوریک غلیظ انجام گرفته و توسط آمونیوم فرسولفات نیم نرمال در مجاورت معرف فناترولین با روش تیتراسیون مقدار کربن آلی اندازه‌گیری شد (۳۴).

مطالعات کانی‌شناسی رس: بیست گرم نمونه خاک عبور داده شده از الک ۲ میلی‌متری برای خالص‌سازی رس توزین شد. به‌منظور از بین رفتن عوامل شیمیایی سیمان‌کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر روش مهرا و جکسون (۱۹۶۰)، کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) و جکسون (۱۹۷۵)، ملاک عمل قرار گرفت (۲۰، ۲۸ و ۳۰). کربنات‌های خاک با استفاده از محلول نرمال استات سدیم (pH=۵) در دمای ۸۰ درجه سانتی‌گراد خارج شدند. مواد آلی خاک با افزودن تدریجی آب اکسیژنه ۳۰ درصد در حرارت ۸۰ درجه سانتی‌گراد مورد اکسیداسیون واقع شدند و اکسیدهای آهن آزاد خاک با استفاده از سیترات بی‌کربنات سدیم و دی‌تیونات سدیم حذف شدند. جداسازی ذرات رس

نتایج و بحث

مورفولوژی و رده بندی خاکها: خاکها در دو سیستم متداول آمریکایی (۲۰۱۴) و WRB (۲۰۱۴) رده بندی شده اند که نتایج در جدول ۲ ارائه شده است. طبق مشاهدات صحرایی تغییرات رنگ مشخص بین افق آرچیلیک و افق فوقانی دیده شده که نشان دهنده فرآیند شستشوی رس و تجمع آن است. در خاکهای اراضی پست رنگ خاکستری نشان دهنده فرآیند احیاء^۱ دیده شده است، خاکها بافت سبک لوم رسی شنی تا بافت سنگین رسی و ساختمان توده ای، دانه ای، ورقه ای، گوه ای شکل، منشوری و مکعبی گوشه دار و نسبتاً گوشه دار را شامل شده است. در اراضی پست دارای آب زیرزمینی شور و سدیمی نزدیک سطح خاک، خاکرخ های ۱ و ۲ تحت عنوان *Aquisalids* و *Halaquepts* رده بندی شده اند. گلی شدن نشان دهنده زهکشی نامناسب یا بالا بودن سطح آب زیرزمینی خاکهای اراضی پست می باشد. در دشت آبرفتی با کاربری زراعی، خاکرخ ۳ تکامل بیش تری داشته و راسته مالی سولز و گروه بزرگ *Haplaquolls* را شامل شده است. این خاکرخ دارای

تجمع ماده آلی، افق مالیک و افق آرچیلیک می باشد. اصلی ترین فرآیندی که در خاکهای مالی سولز و در افق مالیک رخ می دهد، تیره شدن خاک به دلیل افزایش ماده آلی است (۱۶). خاکرخ ۴ نیز در قالب گروه بزرگ *Haploxerepts* رده بندی شده است. این خاکرخ بافت سنگین رسی را شامل شده و با توجه به ساختمان گوه ای شکل دارای ویژگی های ورتیک می باشد. در نهایت، خاکرخ ۵ تحت عنوان *Haploxeralfs* واقع در موقعیت تپه در شیب های شمالی البرز با کاربری جنگل، دارای بیش ترین تکامل بوده به طوری که شستشوی کربنات ها و انتقال آن به اعماق خاکرخ خاک و مهاجرت متعاقب رس موجب تشکیل افق آرچیلیک شده است (شکل ۳). حضور افق آرچیلیک، گواهی بر تجمع رس در خاکرخ خاک می باشد (۴۱). وجود افق کلسیک در اعماق خاک نیز بیانگر آهک زدایی و شستشوی شدید کربنات ها در خاکرخ خاک است. آهک زدایی هنگامی رخ می دهد که آب و دی اکسید کربن موجود باشد (۱۶).



شکل ۳- تصویر تهیه شده از مقطع نازک خاک در نور پلاریزه متقاطع از افق *Bt1* خاکرخ ۵ که پوشش های رسی را اطراف کانالها نشان می دهد.

Figure 3. Cross Polarized (XPL) image of the section prepared from *Bt1* horizon of pedon 5 showing clay coatings along channels.

در افق‌های سطحی خاک‌رخ ۱ ذرات شن و در افق‌های عمقی آن ذرات سیلت غالب هستند. در خاک‌رخ ۲ ذرات شن و رس بیشتر بوده و مقدار سیلت حداقل می‌باشد. غالب بودن ذرات شن در این خاک‌ها نشان‌دهنده فرآیندهای رسوبگذاری می‌باشد. در خاک‌رخ ۵ نیز فرآیند تجمع رس و تشکیل افق آرجیلیک و مقادیر قابل توجهی ذرات سیلت مشاهده می‌شود. کربن آلی خاک که نماینده ماده آلی خاک است از سطح به عمق کاهش شدیدی نشان می‌دهد. این امر به دلیل شرایط مناسب برای فعالیت میکروارگانیسم‌ها و افزوده شدن بقایای گیاهان و جانوران به سطح خاک بوده و یک امر طبیعی و منطقی است. درصد ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) در خاک‌رخ‌های ۱، ۲ و ۳ از سطح به عمق کاهش یافته است، ولی در خاک‌رخ‌های ۴ و ۵ با افزایش عمق تغییر چندانی نداشته است. پایداری خاکدانه‌ها (MWD) نیز در تمام خاک‌رخ‌های مورد مطالعه از سطح به عمق کاهش داشته و بیشترین مقدار آن مربوط به خاک جنگل می‌باشد.

ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک‌ها: نتایج برخی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه در جدول ۲ آورده شده است. خاک‌های اراضی پست دارای بیشترین مقدار هدایت الکتریکی (EC) و برابر 71.3 dSm^{-1} در افق سطحی خاک‌رخ ۱ بوده و کمترین مقدار در افق عمقی خاک‌رخ واقع در تپه و برابر 0.4 dSm^{-1} می‌باشد. در سراسر خاک‌رخ‌های ۱ و ۲ هدایت الکتریکی مقدار قابل توجهی را نشان داده است که دلیل آن می‌تواند آب زیرزمینی شور و سدیمی نزدیک سطح خاک و نزدیکی منطقه به دریا باشد. مقدار pH خاک برای همه خاک‌رخ‌ها حدود ۷ و برای خاک‌رخ ۳ حدود ۹ می‌باشد، و در تمام خاک‌رخ‌ها از سطح به عمق افزایش نسبی داشته است. درصد آهک در خاک‌رخ‌های ۳ و ۵ از سطح به عمق افزایش داشته است که نشان‌دهنده شستشوی آهک از سطح به عمق و تجمع در اعماق می‌باشد، همان‌طور که در خاک‌رخ جنگل افق کلسیک در عمق مشاهده شده است. آهک در سراسر خاک‌رخ‌های واقع در اراضی پست مقدار قابل توجهی داشته است.

جدول ۲- برخی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و رده‌بندی خاک‌های مورد مطالعه.

Table 2. Some physico- chemical properties and classifications of studied soils.

CEC (Cmol kg ⁻¹)	OC %	MWD (mm)	Bd (gcm ⁻³)	Sand %	Silt %	Clay %	CCE %	SP %	EC (dsm ⁻¹)	pH	عمق (m)	افق
خاک‌رخ ۱: سری شاکلیه Aquisalids												
18.6	1.42	0.27	1.7	47.5	25	27.5	40.7	47.5	71.3	7.1	0-5	A
12.7	0.33	0.05	1.8	37.5	27.5	35	35	44.2	31.9	7.6	5-27	ABz
11.6	0.13	0.02	1.8	32.5	42.5	25	32.7	39.8	33.1	7.7	27-47	Bgz
6	0.17	0.08	1.5	22.5	60	17.5	31.5	39.8	29	7.5	47-80	Cgz1
5.2	0.09	0.18	1.6	22.5	50	27.6	44	41.8	27.8	7.6	80-105	Cgz2
1.1	0.05	0.03	1.6	20	55	25	35	45.3	41.3	7.6	105-130	Cgz3
خاک‌رخ ۲: سری زاغمرز Halaquepts												
24.8	2.8	0.89	1.8	30	20	50	38.2	72.8	16.4	7.2	0-15	A
23.5	1.52	0.43	1.7	35	22.5	42.5	36.7	78/8	10.5	7.8	15-28	AB2b
14.8	0.62	0.04	1.5	45	20	35	41.7	61	10.4	8	28-40	Bg1
8.3	0.58	0.01	1.6	35	30	35	44.7	42.6	12.5	7.9	40-60	BCg
22.8	0.31	0.03	1.9	45	2.5	52.5	36	80	9.6	8	60-90	2Bg1
5.5	0.6	0.02	1.7	55	15	30	52	32.7	20.9	8	90-115	3Cg
15.2	0.29	0.01	1.8	12.5	45	42.5	33	65.4	14	7.7	115-140	4Cg

ادامه جدول ۲-

Continue Table 2.

CEC (Cmol kg ⁻¹)	OC %	MWD (mm)	Bd (gcm ⁻³)	Sand %	Silt %	Clay %	CCE %	SP %	EC (dsm ⁻¹)	pH	عمق (m)	افق
خاکرخ ۳: سری شاه‌آباد Haplaquolls												
32.4	2.06	0.58	1.7	11	70.5	18.5	10	61.5	2.3	7.7	0-30	Ap
27.7	0.58	0.91	1.8	14	64.5	21.5	39	106	4.7	9.3	30-47	Bw
18.2	0.5	0.19	1.7	15.5	54	30.5	55	77.6	4.8	9.3	47-63	Bg
17.6	0.54	0.41	1.9	40	16.5	43.7	30.7	75.8	5.8	9.3	63-85	Bt
8.3	0.62	0.02	1.5	63.5	11.5	23	31.2	44.4	9.8	9.3	85-120	2Cg1
6.3	0.27	0.01	1.4	66	10.5	23.5	29.7	40.3	6.6	9.2	85-140	2Cg2
خاکرخ ۴: سری رستم‌کلا Haploxerepts												
26.7	1.81	0.21	1.6	32.5	22.5	45	33.7	55.7	0.9	7.5	0-30	Ap
26.2	0.93	0.46	1.8	12.5	35	52.5	13.5	61.7	0.6	7.4	30-60	AB
23.6	0.7	0.81	1.9	10	32.5	57.5	32	72.7	0.5	7	60-95	Bss
28.3	0.85	0.79	1.8	15	32.5	52.5	4.5	74	0.6	7.5	95-120	Bg
خاکرخ ۵: جنگل Haploxeralfs												
29.9	2.98	1.25	1.5	10	50	40	10.5	60.7	1.2	7.3	0-15	A
27.9	1.09	0.87	1.7	20	30	50	3.7	59.1	0.9	7	15-45	Bt1
29.4	1.95	0.87	2	10	37.5	52.5	6.2	62.5	1.5	6.6	45-75	Bt2
32.8	0.74	0.34	1.6	15	45	40	31.5	54.1	0.5	7.7	75-110	Bk
29.5	0.83	0.23	1.8	22.5	40	37.5	24.7	54.5	0.4	7.8	110-150	Bck1
26	0.95	0.25	1.6	17.5	45	37.5	21	50.7	0.8	7.8	110-200	Bck2

کانی غالب در خاک‌های اراضی پست ایلیت بوده و بعد از آن اسمکتیت بیش‌ترین کانی در این خاک‌ها می‌باشد، که به دلیل شرایط آب‌گرفتنی این خاک‌ها تشکیل اسمکتیت در آن‌ها منطقی به نظر می‌رسد. وضعیت زهکشی ضعیف، شرایط مناسبی برای تشکیل اسمکتیت از تغییر شکل ایلیت یا نوتشکیلی آن از محلول خاک را فراهم می‌نماید (۳۲). در مناطق دارای رژیم رطوبتی زیریک با میزان بارندگی ۴۰۰ تا ۶۵۰ میلی‌متر و pH خاک در حدود ۷/۸-۷، اسمکتیت پس از ایلیت کانی غالب بخش رس خاک‌های لسی می‌باشد (۲۷). رسوبات لسی که سطح قابل‌توجهی از نواحی شمال ایران را پوشانیده است دارای مقدار قابل‌توجهی ایلیت بوده و به همین سبب، ایلیت فاز رسی غالب خاک‌های لسی شمال ایران را تشکیل می‌دهد (۲). خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳)، نیز فراوانی دو کانی ایلیت و کلریت را در خاک عمدتاً به وجودشان در مواد مادری نسبت می‌دهند. وجود آستانه‌های بین ۱۰ و ۱۴ آنگستروم که به صورت پلی

تجزیه کانی‌شناسی خاک‌ها: در جدول ۳ نتایج

کانی‌شناسی خاک‌های مورد مطالعه و درصد نسبی کانی‌های رسی شناسایی شده ارائه شده است. کانی‌های رسی شناسایی شده شامل ایلیت، کلریت، اسمکتیت، ورمی‌کولیت، کائولینیت و کانی‌های مخلوط می‌باشد. کانی‌های مخلوط ذکر شده در جدول ۳ از اختلاط ایلیت و اسمکتیت هستند. ایلیت و کلریت از اراضی پست به طرف تپه کاهش یافته، در حالی‌که اسمکتیت و ورمی‌کولیت افزایش نشان می‌دهند. کائولینیت نیز در همه موقعیت‌ها به صورت کم دیده می‌شود.

در خاک‌های اراضی پست، پایداری آستانه‌های ۱۴ آنگسترومی در تمامی تیمارها بیانگر وجود کلریت می‌باشد. وجود پل متمایل به آستانه ۱۴ آنگستروم و محو آن در تیمارهای پتاسیم و حرارت و افزایش آستانه ۱۰ آنگستروم در تیمار ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد نشان‌دهنده وجود اسمکتیت در این خاک‌ها می‌باشد (شکل ۴). کانی‌های قابل تشخیص در این خاک‌ها شامل ایلیت، اسمکتیت، کلریت و کائولینیت می‌باشد.

می‌شود (۲۵). در نتیجه در این خاک‌ها نیز ورمی‌کولیت مشاهده نشده است ولی اسمکتیت به مقدار قابل توجه در این خاک‌ها وجود دارد. اسمکتیت در خاک‌هایی با شرایط زهکشی ضعیف که مواد مادری آن قادر به تأمین عناصر تشکیل دهنده آن باشد، می‌تواند از محلول خاک متبلور شود. اسمکتیت‌های متبلور شده از محلول خاک، اسمکتیت‌های نوتشکیل نامیده می‌شوند. به‌عنوان مثال قرقره‌چی و همکاران (۲۰۰۸) در بررسی تحول کانی‌های رسی متأثر از سطح آب زیرزمینی، نوتشکلی این کانی را در خاک‌هایی با زهکشی ضعیف در شمال ایران گزارش نموده‌اند (۱۴).

دیده می‌شود و عدم تقارن آستانه ۱۰ آنگستروم در تیمارهای اشباع با منیزیم و منیزیم و گلیسرول نشان‌دهنده وجود کانی مخلوط ایلیت-اسمکتیت است (۲۵). ظهور کانی مخلوط ایلیت-اسمکتیت به همراه کاهش درصد ایلیت در خاک شاهدهی بر وقوع فرآیند هوادیدگی ایلیت به اسمکتیت می‌باشد. مطالعات خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) در بررسی پراکنش کانی‌های رسی خاک‌های آهکی استان فارس نشان می‌دهد که با هوادیدگی میکا چنانچه شرایط محیط اسیدی ($pH < 6$) باشد ورمی‌کولیت به‌دست آمده پایدار مانده و چنانچه $pH > 6$ باشد ناپایدار بوده و به اسمکتیت تبدیل

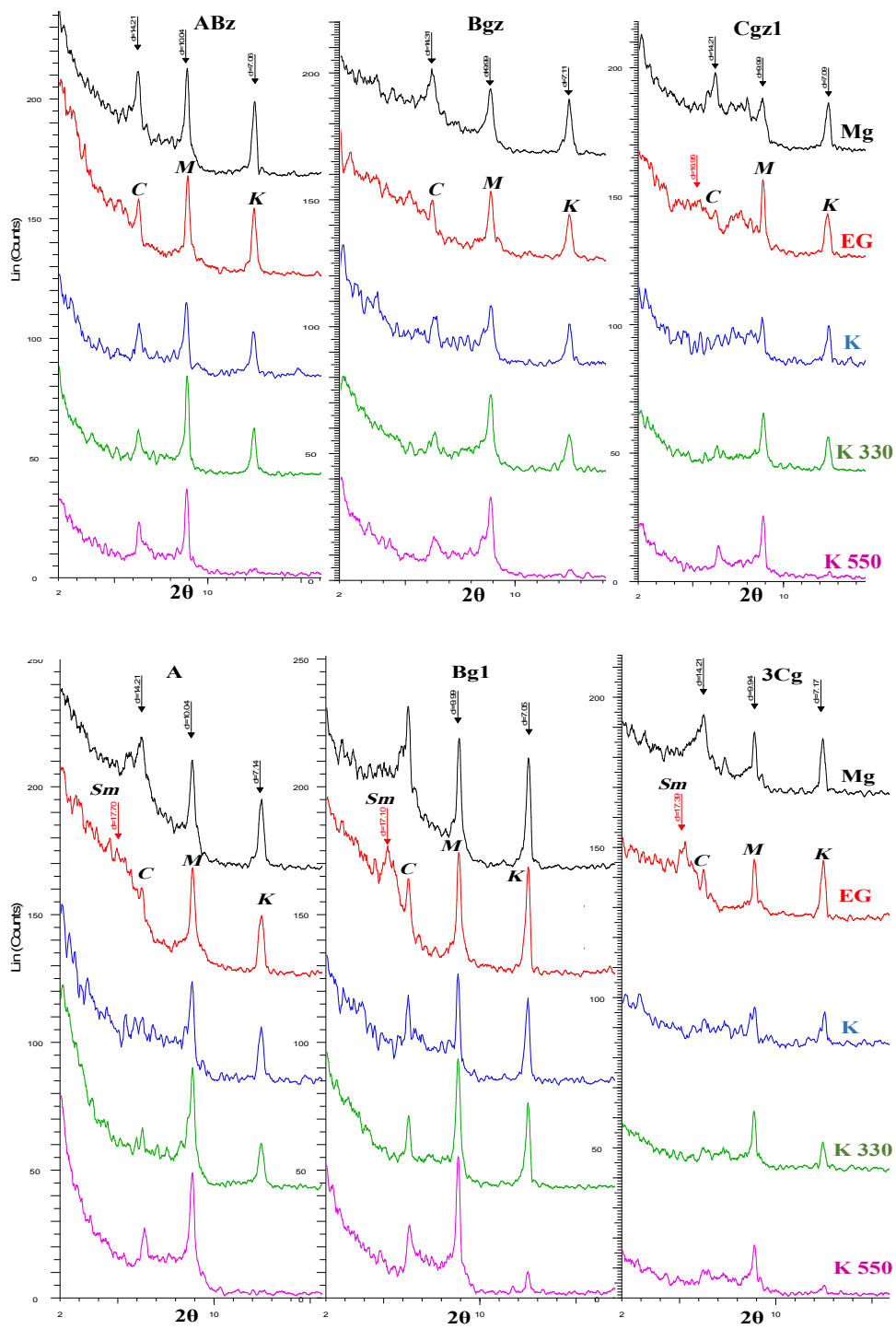
جدول ۳- درصد نسبی کانی‌های رسی شناسایی شده.

Table 3. The relative percentage of detected clay minerals.

کانی‌های مخلوط Mixed minerals	کانولینیت Kaolinite	ورمی‌کولیت Vermiculite	اسمکتیت Smectite	کلریت Chlorite	ایلیت Illite	افق Horizon
خاکرخ ۱: سری شاکیله (Aquisalids)						
Pedon 1: Shakileh series (Aquisalids)						
-	+	-	++	++	+++	ABz
-	+	-	++	++	+++	Bgz
++	+	-	++	+	+++	Cgz1
خاکرخ ۲: سری زاغمرز (Halaquepts)						
Pedon 2: Zagmarz series (Halaquepts)						
-	+	-	+++	+	+++	A
-	+	-	+++	+	++++	Bg1
-	++	-	+++	++	+++	3Cg
خاکرخ ۳: سری شاه‌آباد (Haplaquolls)						
Pedon 3: Shahabad series (Haplaquolls)						
-	+	-	++	++	+++	Ap
-	+	-	++	++	+++	Bt
-	++	-	++	++	+++	2Cg1
خاکرخ ۴: سری رستم‌کلا (Haploxerepts)						
Pedon 4: Rostamkola series (Haploxerepts)						
-	+	-	+++	++	+++	Ap
-	+	++	+++	+	+++	Bss
خاکرخ ۵: جنگل (Haploxeralfs)						
Pedon 5: Forest (Haploxeralfs)						
-	+	++	++	+	+++	A
-	+	++	++++	+	+	Bt2
-	+	++	++++	+	++	Bk
-	+	++	+++	+	++	BCK2

-: جزئی یا وجود ندارد، +: ۰-۱۵ (%، (/)، ++: ۱۵-۳۰ (%، (/)، +++: ۳۰-۴۵ (%، (/)، ++++: ۴۵-۶۰ (%، (/)

-: little or none, +: 0-15 (%), ++: 15-30 (%), +++: 30-45 (%), ++++: 45-60(%)



شکل ۴- دیفراکتوگرام اشعه ایکس مربوط به خاک‌های اراضی پست.

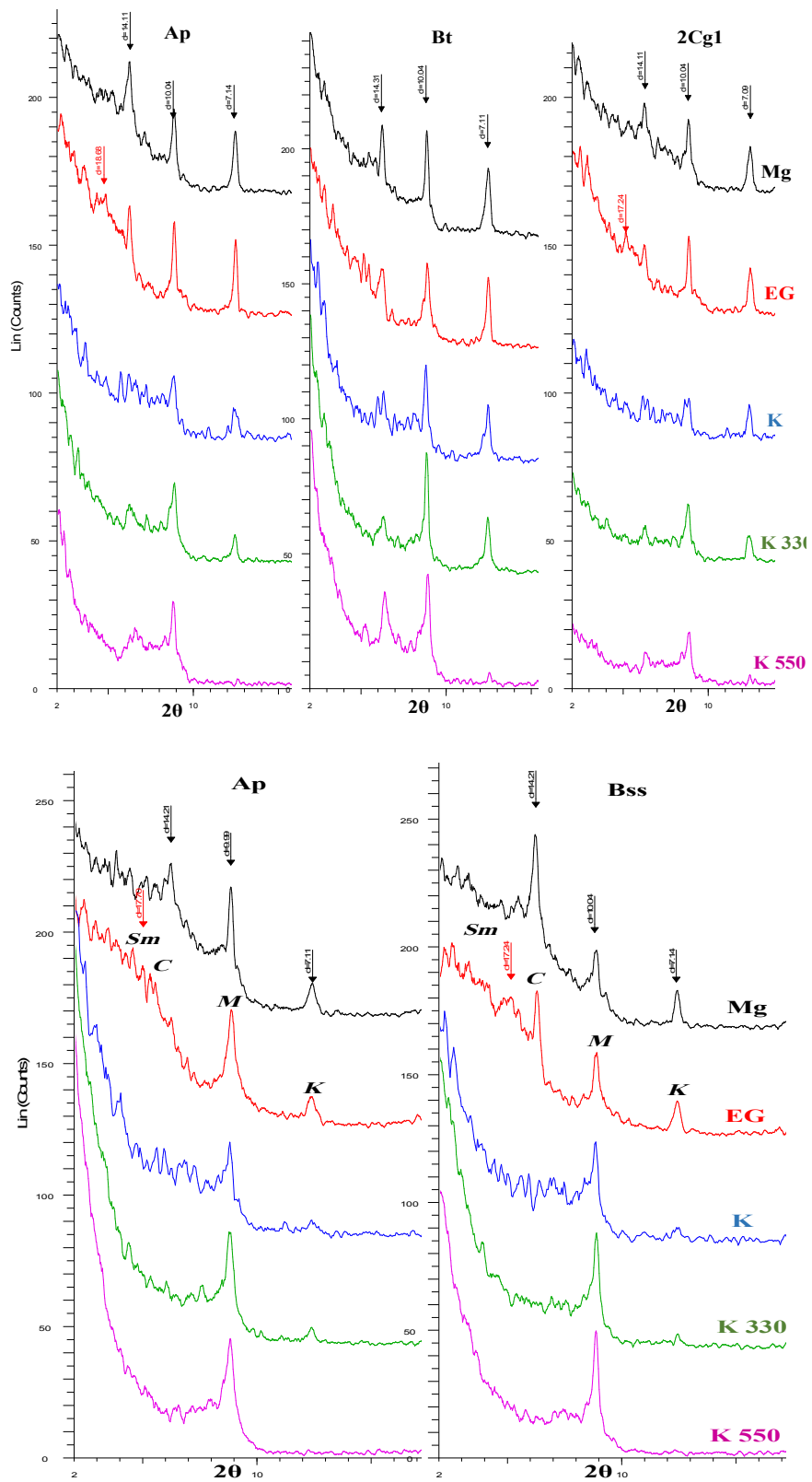
Figure 4. X-ray diffractograms of the lowlands soils.

در دشت آبرفتی، کانی‌های شناسایی شده شامل ایلیت، کلریت، اسمکتیت، کائولینیت و هم‌چنین ورمی‌کولیت در خاکرخ ۵ می‌باشد. کانی هیدروکسی بین‌لایه‌ای ورمی‌کولیت نیز در افق سطحی خاکرخ ۳ مشاهده شده است، که در این افق در تیمار پتاسیم از شدت آستانه کلریت کاسته شده و تمایل به آستانه ۱۰ آنگستروم، باعث عدم تقارن آستانه ۱۰ آنگستروم شده که این می‌تواند به وجود کانی هیدروکسی بین‌لایه‌ای ورمی‌کولیت مربوط باشد. دیفراکتوگرام اشعه ایکس خاک‌های دشت آبرفتی در شکل ۵ ارائه شده است. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۱) اسمکتیت را به‌عنوان کانی رسی اصلی در خاک‌های Calciaquolls با شرایط زهکشی ضعیف در جنوب ایران گزارش نمودند (۲۴). اسمکتیت می‌تواند در محلول غنی از سیلیسیم، آلومینیوم و منیزیم تشکیل شود (۱۵).

در موقعیت دشت آبرفتی ایلیت کانی غالب این خاک‌ها می‌باشد. میکاهای ایلیتی از کانی‌های رسی مهم موجود در سنگ‌های آهکی و خاک‌های مشتق شده از آن‌ها می‌باشند. از آن‌جایی‌که میکا در اغلب خاک‌ها از مواد مادری منشاء گرفته و با گذشت زمان به کانی‌های دیگر تبدیل می‌شود، بنابراین وجود میکا بیش‌تر در کانی‌های رسی خاک‌های جوان و با هوادیدگی کم‌تر (انتی‌سول، اینسپتی‌سول، مالی‌سول، اریدی‌سول، آلفی‌سول) متداول بوده و در خاک‌هایی با هوادیدگی بیش‌تر (مانند اولتی‌سول و اکسی‌سول) کم‌تر یافت می‌شوند (۲۷). خاک‌های با غلظت کم Al^{3+} و K^+ و فعالیت بالای Mg^{2+} ، Ca^{2+} ، $Si(OH)_4$ و pH بالای ۶/۵ شرایط لازم برای تغییر شکل میکا

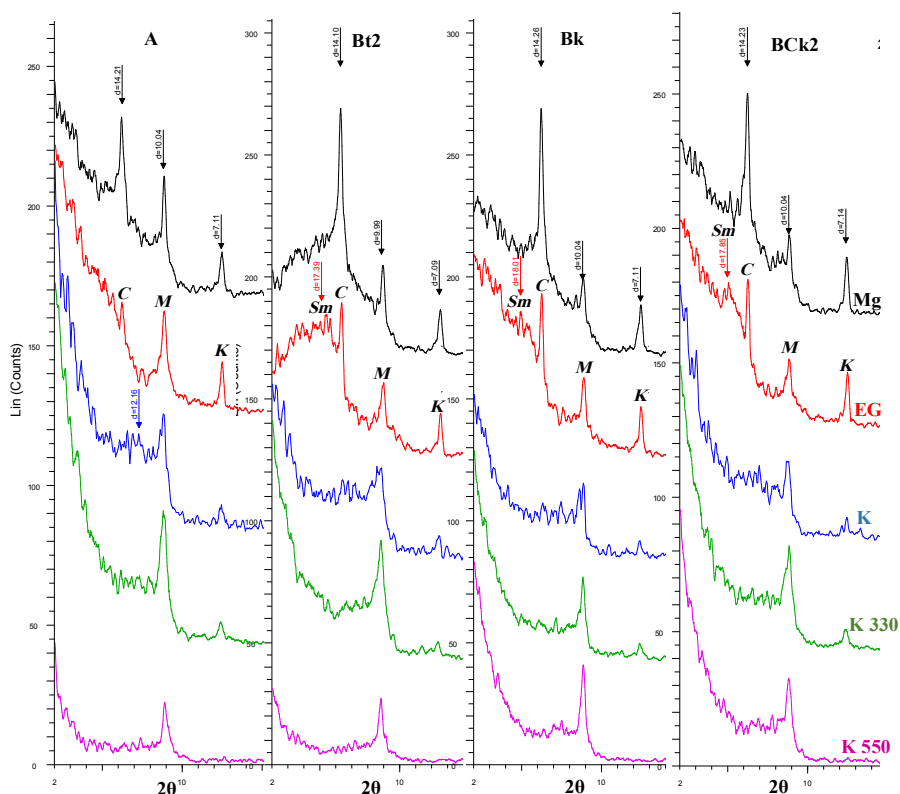
به اسمکتیت را دارند. تشکیل اسمکتیت از هوادیدگی ایلیت و کلریت در خاک‌های ایران نیز از مدت‌ها پیش گزارش شده است (بورنت و همکاران، ۱۹۷۲). در این خاک نیز از مقدار ایلیت کاسته شده و اسمکتیت به مقدار قابل‌توجهی وجود دارد که می‌تواند نتیجه تشکیل اسمکتیت از هوادیدگی ایلیت باشد. وجود کانی رسی اسمکتیت یکی از شرایط برای ورتیک بودن خاک می‌باشد.

در موقعیت تپه با پوشش جنگل، وجود کانی ایلیت از آستانه ۱۰ آنگستروم و کانی اسمکتیت از کاهش آستانه ۱۴ آنگستروم و ایجاد پل در تیمار گلیسرول و افزایش شدت آستانه ۱۰ آنگستروم در تیمار پتاسیم با حرارت ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد مشخص می‌گردد. کانی ورمی‌کولیت نیز از کاهش آستانه ۱۴ آنگستروم و تمایل شدید به آستانه ۱۰ آنگستروم و افزایش شدت آستانه ۱۰ آنگستروم در تیمار پتاسیم بدون حرارت اثبات می‌شود. کانی کائولینیت و کلریت هم به مقدار ناچیز در این خاک‌ها وجود دارند. دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس، حضور کانی رسی ورمی‌کولیت را در این خاکرخ با کاربری جنگل نشان می‌دهند (شکل ۶). کرمینس و موکما (۱۹۸۷) نیز بیان می‌کنند ورمی‌کولیت در خاک‌های اسیدی و آبشویی شده یافت می‌شود (۸). ورمی‌کولیت از میکا و بر اثر حذف پتاسیم و جانشین شدن آن با کاتیون‌های قابل تبادل هیدراته به وجود می‌آید (۲۹). افزایش شدت آستانه ۱۰ آنگستروم در تیمار اشباع با پتاسیم به همراه محو آستانه ۱۴/۳ آنگستروم وجود ورمی‌کولیت را به وضوح نشان می‌دهد (۲۶).



شکل ۵- دیفراکتوگرام اشعه ایکس مربوط به خاک‌های دشت آبرفتی.

Figure 5. X-ray diffractograms of the alluvial plain soils.



شکل ۶- دیفراکتوگرام اشعه ایکس مربوط به خاک‌های تپه با پوشش جنگل.

Figure 6. X-ray diffractogram of the Hillslope soils developed under forest vegetation.

پایین‌تر سولوم، (۲) ناپایداری اسمکتیت در بخش‌های بالاتر سولوم و (۳) انتقال ترجیحی اسمکتیت به اعماق سولوم (۱). به نظر می‌رسد به دلیل فراهمی رطوبت مناسب در خاک جنگلی این موقعیت، مکانیسم سوم علت تجمع بیشتر رس اسمکتیت در افق عمقی خاکرخ باشد.

در خاکرخ ۵ جنگل، شرایط مناسب به لحاظ آبشویی بیشتر خاکرخ خاک موجب پدیدار شدن کانی‌هایی مانند ورمی‌کولیت و اسمکتیت شده است. افزایش اسمکتیت و کاهش ایلیت در موقعیت تپه با زهکشی بهتر به دلیل کاربری جنگل و هوادیدگی ایلیت به اسمکتیت با یافته‌های نایدو و همکاران (۱۹۹۴) و هارگاریت و لیورسی (۱۹۷۵) همخوانی ندارد (۳۳ و ۱۷). نایدو و همکاران (۱۹۹۴) دریافتند

ورمی‌کولیت‌ها اغلب حاصل تغییر و هوادیدگی مسکوویت، بیوتیت یا کلریت می‌باشد. درصد کلریت در خاک زراعی نسبت به جنگل افزایش یافته است، که علت آن را می‌توان برونزد مواد مادری سرشار از کلریت دانست. کاهش شدید کلریت در خاکرخ واقع در جنگل، به دلیل هوادیدگی بیشتر منطقی است. در نواحی با رطوبت قابل استفاده بیشتر که شرایط آبشویی برای آزاد شدن K^+ مهیاست، میکاها و به‌خصوص ایلیت می‌توانند به اسمکتیت تغییر یابند (۲۵). در خاکرخ خاک تکامل‌یافته جنگل، درصد کانی رسی اسمکتیت در افق زیرسطحی به‌میزان قابل توجهی بیش‌تر از سطح خاک است. آلن و هاجک (۱۹۸۹) سه دلیل برای افزایش میزان رس اسمکتیت با عمق را چنین عنوان کردند: (۱) تشکیل اسمکتیت در اعماق

کربنات‌ها و مهاجرت متعاقب رس در خاکرخ خاک سبب تشکیل افق آرجیلیک شده است به طوری که این خاک در گروه بزرگ Haploxeralfs طبقه‌بندی می‌شود. نتایج پژوهش بیانگر آن است که ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها، به‌ویژه بافت، شوری، کربن آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی در سطوح مختلف ژئومورفیک متفاوت می‌باشد. به این معنی که در اراضی پست شوری زیاد، کربن آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی کم و بافت درشت‌تر است و به طرف سطوح بالادست روند تغییر ویژگی‌های ذکر شده برعکس می‌گردد. کانی‌های رسی ایلیت، اسمکتیت، کائولینیت و کلریت در اکثر خاکرخ‌های مورد مطالعه در طول کاتنا مشاهده گردیدند در حالی که کانی ورمی‌کولیت در موقعیت تپه مشاهده شد. به دلیل عدم وجود شرایط لازم برای تشکیل کائولینیت، این کانی به ارث رسیده از مواد مادری است. حضور کانی‌های ایلیت و کلریت در خاک‌های منطقه منشاء موروثی دارند. به طرف تپه به دلیل هوادیدگی بیش‌تر و آبشویی بیش‌تر کانی انبساط‌پذیر اسمکتیت غالب می‌شود و ورمی‌کولیت تشکیل می‌شود. حضور اسمکتیت در خاک‌های پایین‌دست نیز به دلیل شرایط آبگرفتگی این خاک‌ها منطقی به نظر می‌رسد. در نتیجه، اسمکتیت دارای دو منشاء خاکساز (از محلول خاک) و تغییر شکل یافته از کانی‌های ایلیت و کلریت است. به‌طور کلی، مطالعات ژنتیکی و کانی‌شناسی انجام گرفته در منطقه مورد مطالعه نشان داد که عوامل توپوگرافی و سطح آب زیرزمینی بر تشکیل و تکامل خاک‌های منطقه نقش مهمی داشته است.

که خاک‌های با سطح آب زیرزمینی عمیق دارای کلریت و ایلیت بیش‌تری می‌باشند در حالی که کانی غالب خاک‌های با زهکشی ضعیف مونت‌موریلونیت می‌باشد (۳۳). در مقابل و در خاکرخ ۳ در دشت آبرفتی با کاربری زراعی، به دلیل اجرای عملیات زراعی و زیر و رو شدن خاک، شرایط طبیعی تکامل خاک و رخداد فرآیندهایی مانند آبشویی به هم خورده و در نتیجه اثری از کانی‌های رسی ورمی‌کولیت دیده نمی‌شود و یا از میزان کانی اسمکتیت کاسته شده است که در خاکرخ ۳ وجود اسمکتیت زیاد در آن به خاطر شرایط زهکشی ضعیف آن است. کائولینیت اغلب از فلدسپارها و میکاها در ضمن آبشویی املاح در محیط‌های اسیدی حاصل می‌گردد، بنابراین آب و هوای منطقه باید مرطوب بوده و زهکش خاک مانعی برای آبشویی و انتقال یونها نباشد تا این کانی به وجود آید (۱۰). در خاک‌های مورد مطالعه به علت وجود رژیم رطوبتی زیریک، تجمع املاح و pH حدود ۷ الی ۹ شرایط برای تشکیل کائولینیت مهیا نیست، ولی با توجه به وجود مقادیر کم کائولینیت در تمامی خاک‌های مورد مطالعه می‌توان گفت این کانی از مواد مادری به ارث رسیده است.

نتیجه گیری

فرآیندهای انتقال رس و تشکیل افق آرجیلیک، انحلال کربنات‌ها، انتقال و رسوب به شکل کربنات‌کلسیم ثانویه و آزادسازی اکسیدهای آهن و منگنز از کانی‌ها و توزیع آن‌ها در ماتریکس خاک از مهم‌ترین فرآیندهای پدوژنیک صورت گرفته در خاک‌های این منطقه است. خاک تحت پوشش جنگل در موقعیت تپه از تکامل قابل توجهی برخوردار بوده و شستشوی

منابع

1. Allen, B.L., and Hajek, B.F. 1989. An introduction to soil mineralogy. P 199-278. In: J.B. Dixon and S.B. Weed. (eds.), Minerals in Soil Environments, 2nd ed. SSSA Book Ser. Madison, WI.
2. Amini, A. 1995. Origin and deposition mechanism of the loess in Gharetikan watershed, Golestan Province. M.Sc. Thesis. Tehran University, 175p.
3. Behshahr. Map of number 6763. Geology department and mineral discussions of Country.
4. Bhattacharyya, T., Pal, D.K., and Deshpande, S.B. 1992. Genesis and transformation of minerals in the formation of red (Alfisols) and black (Inceptisols and Vertisols) soils on Deccan basalt in Western Ghats, India. J. Soil Sci. 44: 159-171.
5. Bonifacio, E., Zanini, E., Boero, V., and Franchini-Angela, M. 1997. Pedogenesis in a soil catena on serpentinite in north-western Italy. Geoderma. 75: 33-51.
6. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. Agron. J. 54: 464-465.
7. Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, Tursina, G., and Babel, T. 1985. Handbook for soil thin section Description. Wainer research Publication, Wolverhampton, U.K. 152p.
8. Burnett, A.D., Fookes, P.G., and Robertson, R.H.S. 1972. An engineering soil at Kermanshah, Zagros Mountains, Iran. Clay Miner. 9: 329-343.
9. Cremeens, D.L., and Mokma, D.L. 1987. Fine Clay Mineralogy of Soil Matrices and Clay Films in Two Michigan Hydrosequences. Soil Sci. Soc. Am. J. 51: 1378-1381.
10. Curi, N., and Franzmier, D.P. 1984. Toposequence of Oxisols from the central plateau of Brazil. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 341-346.
11. Dixon, J.B., and Weed, S.B. 1992. Minerals in soil environments. Second edition. SSSA. Madison, Wisconsin, U.S.A., 1244p.
12. Dumon, M., Tolossa, A.R., Capon, B., Detavernier, C., and Van Ranst, E. 2014. Quantitative clay mineralogy of a Vertic Planosol in southwestern Ethiopia: Impact on soil formation hypotheses. Geoderma. 214-215: 184-196.
13. Gerrard, J.G. 1992. Soils Geomorphology. An Integration of Pedology and Geomorphology. Chapman & Hall, New York. 269p.
14. Ghasemi, M.R., and Mosaferi. 2004. Map and report of Sheet Geology. Geological Survey of Iran.
15. Ghergherechi, Sh., and Khormali, F. 2008. Distribution and origin of clay minerals influenced by ground-water table and land use in south-west Golestan province. J. Agric. Sci. Natur. Resour. 15: 3. 18-30. (In Persian)
16. Gunal, H., and Ransom, M.D. 2006. Genesis and micromorphology of loess-derived soils from central Kansas. Catena. 65: 222-236.
17. Haghnia, G.H., and Lakzian, A. 1996. Soil Genesis and Classification. Mashhad Ferdowsi University. 616p. (In Persian)
18. Hargarit, R., and Liversey, N.T. 1975. Mineralogical and chemical properties of Serpentine soils in northeast Scotland. In: S.W. Baily (eds.), proceeding international clay conference, Mexico City. 655p.
19. Hook, P.B., and Burke, I.C. 2000. Biogeochemistry in a shortgrass landscape: control by topography, soil texture, and microclimate. Ecology. 81: 2686-2703.
20. Hussain, M.S., Amadi, T.H., and Sulaiman, M.S. 2003. Characteristics of soils of a toposequence in northeastern Iraq. Geoderma. 33: 63-82.
21. Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. University of Wisconsin, College of Agriculture, Department of Soils. Madison, Wisconsin, USA. 930p.
22. Johns, W.D., Grim, R.E., and Bradley, W.F. 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. J. Sed. Petrol. 24: 242-251.
23. Kemper, W.D., and Rosena, R.C. 1986. Aggregate stability and size distribution. P 425-442. In: A. Klute, (ed.), Methods of Soil Analysis. Part I: Physical Analysis. SSSA. Madison, WI.

24. Khomo, L., Hartshorn, A., Rogers, K., and Chadwick, O. 2011. Impact of rainfall and topography on the distribution of clays and major cations in granitic catenas of southern Africa. *Catena*. 87: 119-128.
25. Khormali, F., and Abtahi, A. 2001. Soil genesis and mineralogy of three selected regions of Fars, Bushehr and Khuzestan province of Iran, formed under highly calcareous conditions. *Iran Agr. Res.* 20: 67-82.
26. Khormali, F., and Abtahi, A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, Southern Iran. *Clay Miner.* 38: 511-527.
27. Khormali, F., and Kehl, M. 2011. Micromorphology and development of loess-derived surface and buried soils along a precipitation gradient in Northern Iran. *Quaternary International*. 234: 109-123.
28. Khormali, F., Abtahi, A., and Tazikeh, H. 2012. *Clay Minerals (Characteristics, Identification)*. Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources. Press, 300p. (In Persian)
29. Kittrick, J.A., and Hope, E.W. 1963. A procedure for particle size separation of soils for X-ray diffraction analysis. *Soil Sci.* 96: 312-325.
30. Malla, P.B. 2002. Vermiculites. In: *Soil Mineralogy with Environmental Application*. SSSA Book Series. No 7. 866p.
31. Mehra, O.P., and Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.* 7: 317-327.
32. Milne, G. 1935. Some suggested units for classification and mapping, particularly for East African soils. *Soil Research*. 4: 183-198.
33. Nabiollahy, K., Khormali, F., and Ayoubi, Sh. 2006. Formation of Mollisols as affected by landscape position and depth of groundwater in Kharkeh Research Station, Kurdistan province. *J. Agric. Sci. Natur. Resour.* 13: 4. 20-30. (In Persian)
34. Naidu, R., Mitchell, B.D., and Machenzie, R.C. 1994. Effect of drainage on characteristics of some soils of the Orkney Island (Y.U). *Aust. J. Soil Res.* 32: 519-534.
35. Nelson, R.E. 1982. Carbonate and gypsum. P??????. In: A.L. Page, (ed.). *Methods of Soil Analysis. Part II*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA.
36. Page, M.C., Sparks, D.L., Noll, M.R., and Hendricks, G.J. 1987. Kinetics and mechanisms of potassium release from sandy Middle Atlantic Coastal Plain soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 1460-1465.
37. Pedology semi-detailed report of Gorgan project. 1963. Independent business of irrigation of Pedology institute. Soil and Water Research Institute of Iran. (In Persian)
38. Sanjari, S., Farpoor, M.H., Karimian Eghbal, M., and Esfandiarpour Brojeni, A. 2011. How to Formation, micromorphology and clay mineralogy of soils located on various geomorphic levels in Jiroft area. *J. Soil Water (Agr. Sci. Tech.)*. 25: 411-425. (In Persian)
39. Schaetzl, R.J. 2013. Catenas and soils. P 145-158. In: G.A. Pope, (ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 4, *Weathering and Soils Geomorphology*.
40. Schaetzl, R., and Anderson, S. 2005. *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press. NY. 817p.
41. *Soil Survey Manual*. 1993. USDA Handbook Vol. 18 US Gov. Printing Office. 603p.
42. Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil taxonomy*. 11th edition. Soil Manage. Support. Serv. Tech. Mongr. 19. Pocahntas. Press, Blacksburg, VA. 372p.
43. Viennet, J.C., Hubert, F., Ferrage, E., Tertre, E., Legout, A., and Turpault, M.P. 2015. Investigation of clay mineralogy in a temperate acidic soil of a forest using X-ray diffraction profile modeling: Beyond the HIS and HIV description. *Geoderma*. 241-242: 75-86.
44. *World Reference Base for Soil Resources*. 2014. World Soil Resources Reports 106. FAO, Rome. 181p.



Clay mineralogy and evolution of soils in a catena in Behshahr area, Mazandaran Province

A.S. Gholizadeh¹, *F. Khormali², A. Amini³ and F. Kiani⁴

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, ³Assistant Prof., Dept. of Geology, University of Golestan, ⁴Associate Prof., Dept. of Soil Science, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources

Received: 02.16.2015; Accepted: 06.12.2018

Abstract

Background and Objectives: Catena is defined as the range of continuous soil series which are at a toposequence and also called drainage sequence. The main objectives of this research were: 1. to study the combined effects of topography and drainage conditions and water table depth on formation and evolution of soils and 2. to investigate the hydromorphic and halohydromorphic soils of Miankaleh lowland area as wildlife habitat and tourist attractions.

Materials and Methods: The study area is in the south-eastern Caspian Sea with a temperate climate, xeric soil moisture regime and thermic soil temperature regime. Three geomorphic surfaces determined in the area are consisted of hillslopes, alluvial plains and lowlands. Five representative pedons were investigated using present soil maps of the area along North-South transect.

Results: The low-lying soils near sea were classified as Aquisalids and Halaquepts and gleization has occurred. Based on field observations and previous studies it appears that this region has come out of the water during the past century. In the alluvial plain in agricultural lands, Haplaquolls and Haploxerepts were dominant with high organic matter accumulation. In Haplaquolls accumulation of clay and gleization were observed. In Haploxerepts, vertic properties were dominant. Finally in hillslopes of the north-facing slope of Alborz under forest vegetation Haploxerafals were formed with argillic horizon and decalcification has occurred. The clay mineralogical results showed that illite was dominant clay mineral in low lying and alluvial plain soils, but in hillslope under forest vegetation smectite is dominant mineral. Vermiculite is also found in the soil of hillslopes well. Due to lack of the necessary conditions for the formation of kaolinite, this mineral is inherited from the parent material. The presence of illite and chlorite minerals in area soils have a hereditary origin.

Conclusion: In hillslopes due to greater leaching and forest cover, weathering was intense and more smectite and vermiculite was formed. Intensive decrease of chlorite in the pedon in the forest, because of higher weathering is rational. In this pedon, the percentage of smectite clay mineral in the subsurface horizon is significantly higher than the soil surface. In alluvial plain soil the amount of illite reduced and smectite was higher that could be the result of smectite formation from the weathering of illite. In low lying soils due to aquic condition, authigenesis of smectite has occurred and smectite in these soils are also found to be significant. As a result, smectite has two pedogenic sources i.e. neoformation from soil solution and transformation from illite and chlorite minerals.

Keywords: Catena, Lowlands, Miankaleh

* Corresponding Author; Email: khormali@yahoo.com