



دانشگاه گواران و منابع طبیعی گواران

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک

جلد بیست و یکم، شماره دوم، ۱۳۹۳

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

مطالعه اثر پستی و بلندی و کاربری بر پیدایش، شکل‌های شیمیایی آهن و منگنز و کانی‌شناسی رس خاک‌های دشت غربی یاسوج

* حمیدرضا اولیایی^۱ و سعیده رضایی^۲

^۱ استادیار گروه علوم خاک، دانشگاه یاسوج، ^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشگاه یاسوج

تاریخ دریافت: ۹۱/۹/۲۲؛ تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۲/۱۹

چکیده

این پژوهش به منظور بررسی موقعیت پستی و بلندی و کاربری اراضی بر پیدایش، شکل‌های شیمیایی آهن، منگنز و کانی‌شناسی رس در خاک‌های دشت غربی یاسوج در استان کهگیلویه و بویراحمد صورت گرفت. ۹ خاک‌بر روی یک ردیف پستی و بلندی با کاربری‌های شالیزار و غیرشالیزار تشریح و نمونه‌برداری شدند. براساس نتایج، خاک‌های مطالعه شده در ۴ راسته آلفی سول، مالی سول، آنتی سول و اینسپتی سول رده‌بندی شدند. آبشویی کربنات کلسیم، انتقال فیزیکی ذرات رس، تجمع ماده آلی در سطح خاک و وجود شرایط کاهشی در خاک‌های شالیزاری مهم‌ترین فرایندهای پدوژنیک مؤثر در تکامل خاک‌های مطالعه شده هستند. نتایج نشان داد که میزان آهن و منگنز پدوژنیک (Fe_d و Mn_d) و شاخص تبلور آهن $[(Fe_d-Fe_o)/Fe_t]$ با درجه تکامل خاک رابطه مستقیم داشته و بیش‌ترین میزان این شاخص‌ها در فیزیوگرافی‌های دشت مرتفع و دشت دامنه‌ای با کاربری غیرشالیزار است. شرایط اکوییک در خاک‌های شالیزاری موجب افزایش ترکیبات آهن بی‌شکل و آلی (Fe_o و Mn_o)، نسبت‌های Fe_o/Fe_d و Mn_o/Mn_d به ترتیب به میزان ۲/۹، ۲/۸، ۵/۰ و ۵/۸ برابر و کاهش در مقدار Fe_d ، Mn_d و شاخص تبلور آهن به ترتیب به میزان ۱/۶۹، ۱/۷۵ و ۱/۹۶ برابر نسبت به خاک‌های غیرشالیزاری شده است. مطالعات کانی‌شناسی رس، حضور اسمکتیت، ایلیت، کلریت، ورمیکولیت، کوارتز و کائولینیت را در خاک‌ها نشان داد. به‌طورکلی با حرکت به سمت پایین شیب و یا از عمق به سطح خاک از میزان کانی‌های ایلیت و کلریت کاسته و بر میزان اسمکتیت افزوده شده است. تغییر شکل کانی‌های میکایی به اسمکتیت در خاک‌های غیرشالیزاری و نیز فرایند نوتشکیلی از محلول خاک مهم‌ترین عوامل توضیح‌دهنده حضور پدوژنیک این کانی در خاک‌های مطالعه شده هستند.

واژه‌های کلیدی: اکسید آهن و منگنز، پستی و بلندی، خاک شالیزار، کانی رسی، یاسوج

* مسئول مکاتبه: h_owliaie@yahoo.com

مقدمه

خاک به‌عنوان یک منبع طبیعی مهم، جایگاه ویژه‌ای را در اکوسیستم کره زمین بر عهده دارد. تکامل خاک بر خصوصیات آن و کاربرد آن در فعالیت‌های کشاورزی، منابع طبیعی، مهندسی و... تأثیرگذار می‌باشد (اسکاتزل و اندرسون، ۲۰۰۵). پستی و بلندی یکی از عواملی است که تأثیر مستقیم و غیرمستقیم بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک از جمله رنگ، میزان رس، ماده آلی، واکنش خاک، کربنات کلسیم، کانی‌شناسی، میزان رطوبت و حتی غلظت عناصر غذایی مثل آهن و فسفر دارد (جیانگ و تلن، ۲۰۰۴). موقعیت پستی و بلندی بر توزیع کانی‌های رسی و عناصر غذایی تأثیر می‌گذارد. با گذشت زمان و پیشرفت خاک‌سازی، تغییراتی در خاک ایجاد می‌شود به طوری که ویژگی‌های خاک کم‌تر تحت کنترل مواد مادری بوده و بیش‌تر توسط اقلیم، پستی و بلندی کنترل می‌شود (نائل و همکاران، ۲۰۰۹). ارتباط نزدیک و متقابلی بین موقعیت ژئومورفیک و نحوه تشکیل و تکامل خاک وجود دارد. چنانچه مطالعات خاک‌شناسی در ارتباط با سطوح ژئومورفیک انجام‌پذیرند، درک عمیق‌تری از فرآیندهای خاک‌سازی فراهم خواهد گردید (سنجری و همکاران، ۲۰۱۱). در مطالعات انجام شده توسط بولینگ و همکاران (۲۰۰۸) درباره اثر موقعیت پستی و بلندی بر خصوصیات خاک، هیدرولوژی و محصول اراضی دیم و پست تحت کشت برنج، در جنوب شرق آسیا نشان داد که میزان رس در اراضی بالادست کم‌تر از اراضی پایین‌دست بوده و پتاسیم قابل تبادل، ظرفیت تبادل کاتیونی و کربن آلی از بالا به پایین افزایش می‌یابد، در حالی که چگالی ظاهری از بالا به پایین کاهش می‌یابد، همچنین pH خاک در بالای شیب نسبت به وسط شیب کم‌تر است.

کانی‌های رسی، به‌عنوان یکی از مهم‌ترین بخش‌های فاز جامد خاک مطرح می‌باشند. تأثیر کانی‌های رسی در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک مانند ظرفیت تبادل کاتیونی، ظرفیت نگهداری آب، حاصل‌خیزی خاک، تهویه و... بسیار چشم‌گیر است. این تأثیر به نوع و میزان کانی‌ها بستگی دارد (ویلسون، ۱۹۹۹). شناسایی کمی، کیفی و ترکیب ساختمانی کانی‌های رسی اطلاعات ارزش‌مندی را از نظر وضعیت جذب، تثبیت و رهاسازی کاتیون‌ها در اختیار قرار داده، ضمن این‌که یکی از مهم‌ترین روش‌ها در تعیین توانایی ذاتی خاک و میزان تخریب آن است (ترابی‌گل‌سفیدی و همکاران، ۲۰۰۱). به‌طورکلی، چهار منشا برای کانی‌های رسی در خاک مشخص شده است. نخستین منشا، به ارث رسیدن کانی‌های رسی از مواد مادری می‌باشد (بیورز و همکاران، ۱۹۹۵). دومین منشا، توالی هوازدگی کانی‌های رسی می‌باشد که توسط جکسون و همکاران (۱۹۵۲) توضیح داده شده است.

توزیع کانی‌های رسی به‌عنوان تابعی از عمق شاهدهی برای تغییر شکل میکا به کانی‌های رسی گروه ۲:۱ است. سومین منشا مربوط به اضافه‌شدن کانی‌های رسی از طریق انتقال گرد و غبار توسط رسوبات بادرفتی (اسمیت و همکاران، ۱۹۷۰) و چهارمین منشا مربوط به رس‌های نوساخته می‌باشد که به‌طور عمده در محلول خاک غنی از سیلسیم، آلومینیوم و منیزیم تحت شرایط زهکشی ضعیف صورت گرفته که منجر به تشکیل کانی‌های رسی ۲:۱ می‌شوند (بورچارت، ۱۹۸۹).

اولیایی (۲۰۰۴) در مطالعه کانی‌های رسی خاک‌های منطقه سردسیری استان کهگیلویه و بویراحمد، کانی‌های رسی اسمکتیت، ایلیت، کلریت، ورمیکولیت و کائولینیت را به‌ترتیب به‌عنوان کانی‌های رسی غالب این خاک‌ها معرفی و بیان نمود که کانی‌های ایلیت، کلریت و کائولینیت منشاء توارثی و یا بادرفتی داشته در حالی که کانی ورمیکولیت دارای منشا خاکزاد و اسمکتیت دارای هر دو منشا خاکزاد و توارثی است. هر چند کانی پالیگورسکیت در سنگ مادر خاک‌های این منطقه شناسایی گردید، ولی به‌دلیل حساسیت بالای این کانی به هوادیدگی، اثری از آن در این خاک‌ها یافت نشد (اولیایی و همکاران، ۲۰۰۶).

شرایط اشباع طبیعی و یا مصنوعی مشابه آنچه که در شالیزارها ایجاد می‌شود به‌دلیل تأثیر بر فرایندهای اکسایش- کاهش به‌ویژه بر تغییر شکل شیمیایی ترکیبات آهن و منگنز در خاک‌ها اثرات زیادی دارد. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز در دامنه‌ای از ترکیبات بی‌شکل تا ترکیبات کاملاً متبلور وجود دارند (مانچ و اتوو، ۱۹۸۳). در خاک، میزان اکسیدهای آهن و منگنز بی‌شکل و آلی (غیربلورین) به‌وسیله اگزالات آمونیم اسیدی عصاره‌گیری می‌شود (Mn_0 و Fe_0) و مقدار کل پدوژنیک آهن و منگنز شامل آهن و منگنز بی‌شکل، آلی و بلورین (Mn_d و Fe_d) به‌وسیله سیترات- بی‌کربنات- دی‌تیونات (CBD) عصاره‌گیری می‌شود. بنابراین تفاضل این دو مقدار معیاری از میزان آهن و منگنز بلورین و نسبت‌های Mn_0/Mn_d و Fe_0/Fe_d شاخصی از اکسیدهای آهن و منگنز فعال می‌باشند. میزان نسبت $[(Fe_d-Fe_0)/Fe_d]$ تحت عنوان شاخص تبلور آهن معرفی شده است (توماسون و بولاک، ۱۹۷۵).

این نسبت‌ها و مقادیر، علاوه بر این که معیاری از وضعیت اکسایش و کاهش خاک بوده، شاخصی از میزان تکامل خاک نیز می‌باشند. در مراحل اولیه هوادیدگی و تکامل خاک، سرعت رها شدن آهن و منگنز غیربلورین از کانی‌ها، بیش‌تر از شدت فرایند تشکیل بلور است که این امر موجب افزایش میزان Mn_d و Fe_d شده، ولی با افزایش سن و تکامل خاک، مقدار Mn_d و Fe_d بیش‌تر شده و نسبت‌های Mn_0/Mn_d و Fe_0/Fe_d کاهش می‌یابند (اولیایی، ۲۰۱۲a).

اولیایی و نجفی (۲۰۱۲) بیان نمودند که کشت طولانی مدت برنج موجب افزایش در میزان رس، کربن آلی، رطوبت اشباع، ظرفیت تبادل کاتیونی، کلاس فعالیت تبادل کاتیونی، هدایت الکتریکی و کاهش میزان کربنات کلسیم معادل خاک شده است. همچنین، این کاربری منجر به افزایش میزان آهن اگزالاتی (Fe_o)، آهن کل (Fe_t) و کاهش میزان آهن دی‌تیوناتی (Fe_d) شده است. خان و فتون (۱۹۹۴) و خان و فتون (۱۹۹۶) گزارش نمودند که با افزایش دوره اشباع خاک میزان آهن کل کاهش یافته است. همچنین، میزان Fe_d و Mn_d در حالت اشباع دائمی، کاهش پیدا کرده است، در حالی که مقدار Mn_d در شرایط اشباع تناوبی افزایش یافته است.

با توجه به محدودیت نداشتن منابع آب در بیش‌تر سال‌ها، خاک مناسب و هموار بودن نسبی زمین، دشت یاسوج با وسعت تقریبی ۱۲۰۰۰ هکتار منطقه‌ای مستعد برای تولیدات کشاورزی می‌باشد. تاکنون مطالعه‌ای پیرامون اثر دو عامل مهم پستی و بلندی و کاربری (به‌خصوص کشت برنج) بر خصوصیات ژنتیکی خاک، کانی‌شناسی رس و شکل‌های شیمیایی آهن و منگنز در بخش غربی این دشت صورت نگرفته است. بنابراین این پژوهش به‌منظور بررسی موارد ذکر شده صورت گرفت.

مواد و روش‌ها

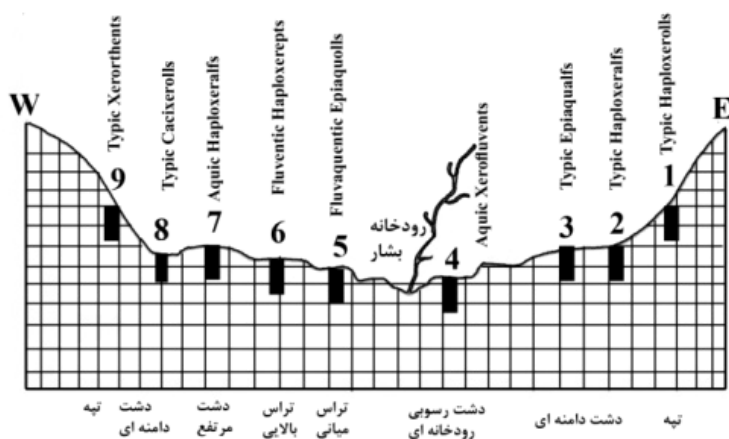
دشت یاسوج با ارتفاع متوسط ۱۷۷۵ متر از سطح دریا در جنوب شرق استان کهگیلویه و بویراحمد قرار گرفته است (شکل ۱). متوسط بارندگی و درجه حرارت سالانه منطقه به ترتیب ۸۳۴ میلی‌متر و ۱۵/۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک منطقه به ترتیب زیریک (اکوییک در کاربری شالیزار) و ترمیک می‌باشند. از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد مطالعه شامل سازند جوان بختیاری و رسوبات آبرفتی دوران چهارم می‌باشد. ۹ خاکرخ در امتداد شرق به غرب بر روی یک توالی پستی و بلندی شامل فیزیوگرافی‌های شانه تپه، دشت دامنه‌ای، تراس رودخانه‌ای، دشت رسوبی رودخانه‌ای و دشت مرتفع در یک فاصله ۶ کیلومتری در بخش غربی دشت یاسوج حفر شدند (شکل ۲). پس از تشریح خاکرخ‌ها براساس راهنمای تشریح خاکرخ (کارشناسان اداره نقشه‌برداری خاک، ۱۹۹۳) از افق‌های مشخصه نمونه‌برداری شد. نمونه‌ها پس از خشک‌شدن و کوبیده‌شدن از الک ۲ میلی‌متر عبور داده شد.

pH در خمیر اشباع، هدایت الکتریکی در عصاره خاک اشباع (پیچ و همکاران، ۱۹۸۷)، توزیع اندازه‌ای ذرات با روش پی‌پت (دی، ۱۹۶۵)، کربن آلی به روش جکسون (۱۹۷۵) و ظرفیت تبادل

کاتیونی خاک به روش چاپمن (۱۹۶۵) اندازه‌گیری شدند. میزان کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون برگشتی تعیین شد (ریچاردز، ۱۹۵۴). اندازه‌گیری ترکیبات بی‌شکل و آلی آهن و منگنز (Mn_0 و Fe_0) توسط عصاره‌گیری با آمونیوم اگزالات اسیدی در $pH=3$ در تاریکی صورت گرفت (مک‌کیگ و همکاران، ۱۹۸۱). اکسیدهای آهن و منگنز پدوژنیک (Mn_d و Fe_d) توسط سیترات-بی‌کربنات-دی‌تیونات استخراج گردیدند (مهرا و جکسون، ۱۹۶۰). آهن و منگنز شبه کل با اسید نیتریک ۴ نرمال عصاره‌گیری شد (اسپوزیتو و همکاران، ۱۹۸۲). میزان آهن و منگنز موجود توسط دستگاه جذب اتمی شیمادزو مدل AA 670 اندازه‌گیری گردید. خالص‌سازی رس در نمونه‌های انتخابی براساس روش‌های کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) و جکسون (۱۹۷۵) صورت گرفت. برای شناسایی کانی‌های رس از دستگاه پراش پرتو ایکس زیمنس مدل D5000 استفاده شد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی در استان کهگیلویه و بویراحمد و کشور.



شکل ۲- مقطع عرضی منطقه مطالعاتی به همراه موقعیت خاکرخ‌ها در ارتباط با فیزیوگرافی.

نتایج و بحث

جدول ۱ مشخصات عمومی خاکرخ‌های مطالعه‌شده را نشان می‌دهد. بر این اساس خاک‌های مورد مطالعه بر مبنای رده‌بندی تاکسونومی در ۴ راسته آنتی‌سولز، اینسپتی‌سولز، آلفی‌سولز و مالی‌سولز و بر مبنای طبقه‌بندی WRB در گروه‌های مرجع کاستانوزمز، رگوسولز، گلی‌سولز، لوی‌سولز و فلاوی‌سولز قرار می‌گیرند (جدول ۱). خاکرخ‌های ۳، ۴، ۵ و ۷ برای حداقل ۲۵ سال دارای کاربری شالیزار بوده‌اند، در حالی که سایر خاکرخ‌ها دارای کاربری زراعی (خاکرخ‌های ۲ و ۶) و یا بکر (۱، ۸ و ۹) بوده‌اند. جدول ۲ خصوصیات فیزیکی- شیمیایی خاکرخ‌های مطالعه‌شده را نشان می‌دهد. بر این اساس، میزان رس خاک‌ها در دامنه ۶۲/۲-۱۴/۲ درصد، میزان pH بین ۷/۸-۷/۴، کربنات کلسیم معادل در دامنه ۹۰-۱۵/۸ درصد، کربن آلی بین ۵/۸-۰/۵ درصد، ظرفیت تبادل کاتیونی در دامنه ۴۵-۵/۲ سانتی‌مول بر کیلوگرم خاک و هدایت الکتریکی گل اشباع بین مقادیر ۰/۸-۰/۲ دسی‌زیمنس بر متر اندازه‌گیری شدند (جدول ۲).

جدول ۱- مشخصات عمومی خاکرخ‌های مطالعه شده.

خاکرخ	کاربری	شیب (درصد)	فیزیوگرافی	مختصات	وضعیت زهکشی	رده‌بندی (تاکسونومی، مرجع جهانی، ۲۰۱۰)	رده‌بندی (۲۰۰۶)
۱	مرتع - جنگل	۱۵-۲۰	شانه‌تپه	۳۰ درجه و ۳۹ دقیقه و ۹ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۵ دقیقه و ۳۴ ثانیه شرقی	خوب	Typic Haploxerolls	Haplic Kastanozems (skeletal)
۲	زراعی	۳-۴	دشت دامنه‌ای	۳۰ درجه و ۳۹ دقیقه و ۱۱ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۵ دقیقه و ۱۳ ثانیه شرقی	متوسط	Typic Haploxeralfs	Haplic Luvisols (clayic)
۳	شالیزار	۲-۳	دشت دامنه‌ای	۳۰ درجه و ۳۹ دقیقه و ۳ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۵ دقیقه و ۱۶ ثانیه شرقی	ضعیف تا بسیار ضعیف	Typic Epiaqualfs	Calcic Luvic Gleysols (clayic)
۴	شالیزار	۱-۲	دشت رسوبی رودخانه‌ای	۳۰ درجه و ۲۸ دقیقه و ۵۳ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۵ دقیقه و ۴ ثانیه شرقی	متوسط	Aquic Xerofluvents	Gleyic Fluvisols (skeletal)
۵	شالیزار	۱-۲	تراس میانی	۳۰ درجه و ۳۸ دقیقه و ۲۴ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۵ دقیقه و ۱ ثانیه شرقی	ضعیف	Typic Clciaquolls	Calcic Gleyic Kastanozems (clayic)
۶	گندم - ذرت	۱-۲	تراس بالایی	۳۰ درجه و ۳۹ دقیقه و ۱۸ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۴ دقیقه و ۵۵ ثانیه شرقی	متوسط	Fluventic Haploxerepts	Haplic Fluvisols (clayic)
۷	شالیزار	۲-۳	دشت مرتفع	۳۰ درجه و ۳۷ دقیقه و ۵۹ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۳ دقیقه و ۱۳ ثانیه شرقی	متوسط تا ضعیف	Aquic Haploxeralfs	Gleyic Luvisols (clayic)
۸	مرتع	۵-۶	تراس پایینی	۳۰ درجه و ۳۷ دقیقه و ۲۷ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۲ دقیقه و ۴۷ ثانیه شرقی	متوسط	Typic Cacixerolls	Calcic Kastanozems (clayic)
۹	جنگل - مرتع	۳۰-۳۵	شانه‌تپه	۳۰ درجه و ۳۸ دقیقه و ۴ ثانیه شمالی ۵۱ درجه و ۳۲ دقیقه و ۲۰ ثانیه شرقی	خوب	Typic Xerorthents	Haplic Regosols

بیشترین میزان خروج کربنات‌ها از افق‌های سطحی در فیزیوگرافی‌های پایدارتر و با شیب کم‌تر (دشت مرتفع، خاکرخ ۷ و دشت دامنه‌ای، خاکرخ‌های ۲ و ۳) روی داده است. این امر به ذرات رس افق‌های بالایی امکان پراکنش و انتقال عمودی به افق‌های زیرین و تشکیل افق تجمع رس را داده است. در ارتباط با مکانیسم انتقال فیزیکی ذرات رس در نتیجه آبشویی از افق‌های سطحی به افق‌های زیرین در منابع به تفصیل بحث گردیده است (اولیایی، ۲۰۱۲b؛ خرمالی و همکاران، ۲۰۰۳؛ مک‌کیگ و همکاران، ۱۹۸۱؛ چادویک و همکاران، ۱۹۸۹). براساس این منابع عوامل اصلی مؤثر بر تشکیل افق

آرجیلیک به عوامل محیطی (از جمله میزان آبشویی مؤثر، پایداری ژئومورفیک) و عوامل خاکی (از جمله بافت خاک، میزان کربنات کلسیم و حضور سایر ترکیبات هم‌آوری‌کننده رس، خصوصیات شیمیایی خاک از جمله اسیدیته و نوع رس) بستگی دارد.

با توجه به آهکی بودن مواد مادری و بارش به نسبت زیاد باران و برف در منطقه، امکان آبشویی کربنات‌ها از سطح و تجمع ثانویه آن‌ها در افق‌های زیرین شایع‌ترین پدیده پدوژنیک مشاهده شده در خاک‌های منطقه است. در خاک‌های قرار گرفته بر روی فیزیوگرافی تپه (خاک‌خ‌های ۱ و ۹) به دلیل شیب زیاد، نفوذ عمقی کم صورت گرفته و عمده آب باران به صورت روان‌آب به سمت مناطق پایین‌دست حرکت می‌نماید. فقط در افق C این خاک‌خ‌ها هوادیدگی کربنات کلسیم به صورت درجا در مقادیر اندک مشاهده گردید. در خاک‌خ‌های ۳، ۵ و ۸ کربنات کلسیم آبشویی شده منجر به تشکیل افق کلسیک و تجمع کربنات کلسیم ثانویه در شکل‌های توده‌ای نرم، رشته‌ای و تجمعات سخت شده است. در خاک‌خ‌های ۲، ۶ و ۷ میزان آبشویی کربنات کلسیم به اندازه‌ای بوده که تا عمق حفر خاک‌خ (۱۳۰-۱۲۰ سانتی‌متر) با مشاهده چشمی اثری از کربنات کلسیم ثانویه مشاهده نگردید؛ گرچه مطالعات دقیق میکرومورفولوژی می‌تواند حضور یا عدم حضور این ترکیبات را مشخص نماید. این در حالی است که در خاک‌خ‌های ۳ و ۵ با کاربری شالیزار به دلیل زهکشی ضعیف و آبشویی کم‌تر، کربنات کلسیم به طور کامل از خاک‌خ خارج نشده و افق‌های کلسیک در عمق‌های بیش‌تر از ۸۰-۷۰ سانتی‌متری تشکیل شده‌اند (جدول ۲). در خاک‌خ ۴ که در دشت رسوبی رودخانه‌ای تشکیل کرده است، رسوب‌گذاری متناوب فصلی مانع تحول خاک و آبشویی کربنات شده است.

بر اساس نظر وانگ و اندرسون (۱۹۹۸) کربنات‌های لیتوژنیک در شرایط رطوبتی موجود خاک و فشار جزئی به نسبت زیاد دی‌اکسیدکربن خاک حل گردیده و یون‌های کلسیم، منیزیم و کربنات، همراه با آب نفوذی به سمت پایین حرکت نموده و با کاهش رطوبت خاک رسوب می‌نمایند. تشکیل کربنات کلسیم پدوژنیک شامل فرایندهای پیچیده انحلال، انتقال و رسوب می‌باشد. هاتار و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی ۵ ترانسکت در ۴ موقعیت پستی و بلندی (قله، شانه، پای شیب و پنجه شیب) در اردن بیان داشتند که مقدار کربنات‌ها به طور کلی از قسمت بالایی شیب به قسمت‌های پایینی شیب کاهش اما افزایش آن با عمق به خصوص در خاک‌های قرار گرفته در موقعیت پای شیب و پنجه شیب بیش‌تر بوده است، که این امر می‌تواند به واسطه آبشویی شدیدتر موقعیت‌های پایین شیب باشد. به بیان دیگر فرایند آبشویی بر فرایند اثر شیب زمین برتری داشته است.

جدول ۳ غلظت شکل‌های مختلف آهن و منگنز و نسبت آن‌ها در خاک‌های مطالعه شده شامل خاک‌های شالیزاری و غیرشالیزاری را نشان می‌دهد. براساس نتایج به‌دست آمده میزان Fe_0 تقریباً در همه خاک‌ها به‌جز خاک‌های ۲ و ۳ از سطح به عمق کاهش می‌یابد. این روند تقریباً با تغییرات میزان ماده آلی خاک همخوانی دارد. کمبود مقدار ماده آلی به همراه کمبود فعالیت میکروبی در عمق خاک از دلایل کاهش میزان تبدیل Fe^{3+} به Fe^{2+} می‌باشد (بوما، ۱۹۹۰). میانگین غلظت Fe_0 در خاک‌های اشباع ۲/۹ برابر خاک‌های غیراشباع بوده (جدول ۳) که احتمالاً در نتیجه تشکیل نشدن ریزبلورهای اکسید آهن در این شرایط می‌باشد. روند به‌نسبت مشابهی نیز برای Mn_0 مشاهده گردید. حداکثر میزان Fe_0 در افق‌های خاک‌های ۳، ۵ و ۷ با کاربری شالیزار و بافت سنگین رسی مشاهده گردید.

در شرایط بی‌هوازی امکان تبدیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن غیربلورین به اشکال بلورین به حداقل می‌رسد (اسکارسیگلیا و همکاران، ۲۰۱۱؛ شوورتمن، ۱۹۸۵). در تمامی خاک‌ها (به‌جز خاک‌های ۳) میزان Fe_d با افزایش عمق کاهش داشته است. حداکثر میزان Fe_d در افق Ap خاک‌های ۲ اندازه‌گیری شد. خاک‌های ۲، ۶ و ۸ با تکامل بیش‌تر (پایداری ژئومورفیک بالاتر) و رژیم غیرآکوییک بیش‌ترین میزان Fe_d را داشتند. میانگین میزان Fe_d در خاک‌های غیرآکوییک ۱/۷ برابر خاک‌های آکوییک بوده است (جدول ۳). رابطه مثبت و معنی‌داری میان میزان Fe_d و میزان رس در خاک‌ها مشاهده گردید ($P < 0/05$ و $r^2 = 0/43$). خان و فتون (۱۹۹۴) همبستگی میان تغییرات مقدار رس و Fe_d را به حرکت هم‌زمان این دو عامل در طول خاک‌ها نسبت می‌دهند. بررسی دلایل احتمالی تغییرات Fe_d و نقش و میزان اهمیت نسبی رس بر آن نیاز به مطالعات بیش‌تری دارد.

انتقال مواد پویا (دینامیک) از جمله کربنات کلسیم، گچ و مواد آلی در طول خاک‌ها منجر به تغییر غلظت ترکیباتی چون شکل‌های مختلف آهن از جمله آهن کل (شبه‌کل) می‌شود. یکی از شاخص‌های تکاملی در خاک‌های آهکی از جمله خاک‌های مورد مطالعه، تخلیه این ترکیب پویا از افق سطحی و یا از خاک‌های قرار گرفته در سطوح پایدارتر (مانند پلاتو) می‌باشد. گرچه در اندازه‌گیری شکل‌های مختلف آهن می‌توان با حذف اثر این عوامل میزان تغییرات مطلق (مینروژنیک) آن‌ها را بررسی نمود. میزان آهن شبه کل (Fe_t) نیز تابعی از عمق خاک بوده است و در تمام خاک‌ها با افزایش عمق کاهش یافته است (به‌جز خاک‌های ۳). بین میزان آهن شبه کل و میزان رس در خاک‌ها نیز رابطه مثبت و معنی‌داری مشاهده گردید ($P < 0/05$ و $r^2 = 0/52$). همان‌گونه که ذکر شد، میزان آهن پدوژنیک و آهن شبه کل هر دو معیاری از تکامل خاک می‌باشند، ضمن آن‌که افزایش میزان رس که تابعی از هوادهی نیز می‌باشد با تکامل خاک رابطه مستقیم دارد. این مقادیر، همگی با میزان کربنات کلسیم رابطه‌ای منفی

و معنی‌داری داشته‌اند. بیش‌ترین میزان شاخص تبلور آهن یا $(Fe_d-Fe_o)/Fe_t$ در خاک‌های غیراکوییک و در افق‌های نزدیک به سطح مشاهده شد (افق‌های Bw و Bt1 خاک‌رخ‌های ۶ و ۲ به‌ترتیب با مقادیر ۰/۷۹ و ۰/۷۵). میزان میانگین این شاخص در خاک‌های غیراکوییک حدود ۲ برابر خاک‌های اکوییک بوده است (جدول ۳). کم‌ترین میزان این شاخص در خاک‌های منطقه در خاک‌رخ‌های ۴، ۸ و ۹ با حداقل تکامل خاک‌رخی و پایداری کم و در فیزیوگرافی‌های دشت رسوبی رودخانه‌ای، دشت دامنه‌ای و تپه به‌دست آمد که بیانگر اثر پستی و بلندی بر این شاخص تکاملی می‌باشد.

نسبت Fe_o/Fe_d به‌طور معمول در بیش‌تر خاک‌رخ‌ها از سطح به عمق کاهش یافته است. براساس نظر اسکارسیگلیا و همکاران (۲۰۱۱) این شاخص که بیانگر نسبت آهن بی‌شکل به آهن بلورین می‌باشد، شاخص مفیدی برای مقایسه تکامل خاک در خاک‌های با زهکشی خوب بوده و با افزایش تکامل خاک کاهش می‌یابد، در حالی‌که مقدار Fe_d در نتیجه هوادیدگی کانی‌های شامل آهن افزایش می‌یابد. این شاخص توسط بسیاری از پژوهشگران به‌عنوان یک شاخص مناسب در مطالعات توالی زمانی خاک‌ها و تعیین سن آن‌ها به‌کار رفته است (لیر و همکاران، ۲۰۰۹؛ واگنر و همکاران، ۲۰۰۷). در خاک‌های مورد مطالعه میزان این نسبت در خاک‌های آکوییک حدود ۵ برابر آن در خاک‌های غیراکوییک است (جدول ۳). ژانگ و گونگ (۲۰۰۳) روند مشخصی از تغییرات Fe_d/Fe_t و Fe_d/Fe_o با عمق در زمین‌نماهای مختلف تحت کشت برنج با شرایط اکوییک مشاهده نکردند، گرچه هر دوی این مقادیر با افزایش سن زمین‌نما افزایش یافتند. روابط مشابه و نزدیک مشاهده شده میان شکل‌های آهن و منگنز و نسبت‌های میان آن‌ها، احتمالاً بیانگر نزدیکی خصوصیات شیمیایی این دو عنصر و اثرات مشابه شرایط تکاملی و زهکشی بر آن‌هاست. نتایج مشابهی توسط اولیایی (۲۰۱۲a) گزارش شد.

نتایج آزمایش‌های کانی‌شناسی جز رس برخی افق‌های مطالعه‌شده در جدول ۴ نشان داده شده است. براساس نتایج به‌دست آمده کانی‌های اسمکتیت، ایلیت، کلریت، ورمیکولیت، کوارتز و کائولینیت در همه نمونه‌ها مشاهده گردید و تفاوت میان خاک‌رخ‌ها تنها از نظر میزان نسبی این کانی‌ها می‌باشد. کانی‌های ایلیت، کلریت و اسمکتیت کانی‌های غالب مواد مادری (افق C) خاک‌رخ‌های ۱ و ۹ بوده‌اند و بنابراین، نقش توارث در حضور کانی‌های نام برده در خاک‌های مطالعه شده محتمل می‌باشد (شکل ۳-الف). تغییر در میزان حضور این کانی‌ها در دیگر خاک‌رخ‌ها به سایر عوامل از جمله تغییر شکل، نوتشکیلی و فرسایش نسبت داده می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که مهم‌ترین تغییر در میزان کانی‌های رسی در مورد کانی اسمکتیت رخ داده است. به‌گونه‌ای که با کاهش شیب، افزایش میزان تکامل خاک و به‌ویژه تغییر کاربری از غیرشالیزار به شالیزار میزان این کانی به‌نسبت زیادی افزایش و در مقابل از میزان کانی ایلیت و کلریت کاسته شده است.

جدول ۲ - خصوصیات فیزیکی - شیمیایی خاک‌های مطالعه‌شده.

هدایت الکتریکی (دسی زیمنس بر متر)	ظرفیت تبادل کاتیونی (cmol.kg^{-1})	رطوبت اشباع	رطوبت معادل (درصد)	کربن آلی	pH (خمیر اشباع)	رنگ (مورطوب)	شن	سیلت (درصد)	رس	عمق (سانتی‌متر)	قل
خاکریخ ۱											
۰/۷	۲۴/۵	۵۵/۴	۲۲/۳	۵/۸	۷/۴	7.5YR3/2	۲۶	۳۵/۸	۳۸/۲	۱۰-۲۰	A
۰/۲	۳۹	۳۵/۶	۵۰	۱	۷/۸	7.5YR4/6	۱۶	۳۳/۸	۵۰/۲	۲۰-۱۰۰	C
خاکریخ ۲											
۰/۴	۴۱/۴	۶۵/۲	۱۶/۸	۱/۶	۷/۷	7.5YR4/4	۲۰	۳۷/۸	۴۷/۲	۱۰-۲۵	Ap
۰/۳	۳۲/۰	۵۵/۵	۲۷/۵	۱	۷/۸	7.5YR4/6	۱۰/۷	۴۱/۱	۴۸/۲	۲۵-۵۵	Bt1
۰/۳	۴۰/۲	۵۸/۸	۳۰/۱	۰/۸	۷/۷	7.5YR5/4	۱۰	۳۹/۸	۵۰/۲	۵۵-۹۰	Bt2
۰/۳	۴۱/۸	۵۸/۲	۳۹/۲	۰/۷	۸/۷	7.5YR5/4	۱۴	۳۳/۸	۵۲/۲	۹۰-۱۳۰	BC
خاکریخ ۳											
۰/۴	۳۷/۳	۶۶/۹	۲۱	۱/۶	۷/۶	7.5YR4/2	۲۴	۲۹/۸	۴۶/۲	۱۰-۳۰	Ap
۰/۳	۲۴/۵	۶۶/۲	۲۲/۲	۱	۷/۷	7.5YR4/3	۱۰	۳۷/۸	۵۲/۲	۳۰-۵۰	Bwg
۰/۳	۲۴/۹	۵۷/۷	۲۴/۸	۰/۸	۷/۷	7.5YR5/4	۱۸	۳۳/۸	۵۸/۲	۵۰-۸۰	Bt1k
۰/۳	۲۹/۱	۵۷	۳۹/۶	۱	۷/۸	7.5YR5/4	۱۱	۳۲/۶	۵۷/۴	۱۲۰ - ۸۰	Bt1k
خاکریخ ۴											
۰/۸	۹/۸	۳۵/۵	۷۹/۹	۳/۸	۷/۴	5Y4/1	۱۴	۵۹/۸	۲۶/۲	۱۰-۲۰	ApB
۰/۴	۵/۲	۲۱/۷	۸۹/۸	۱/۲	۷/۷	2.5Y6/2	۸۰	۵/۸	۱۴/۲	۲۰-۸۰	Cg

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک جلد (۲۱)، شماره (۲) ۱۳۹۳

ادامه جدول ۲-۲

عمق (سانتی‌متر)	رسم	سیلت (درصد)	شن (درصد)	رنگ (مطوب)	pH (خسیر اشباع)	کربن آلی	کربنات کلسیم معادل (درصد)	رطوبت اشباع	ظرفیت تبادل کاتیونی (cmol/kg)	هدایت الکتریکی (دسی‌زیمنس بر متر)	انقباض (سانتی‌متر)
خاکریخ ۵											
۰-۷۵	۴۰/۲	۳۷/۶	۲۲/۲	5Y4/2	۷/۵	۲/۶	۲۹/۵	۵۹/۹	۳۵/۳	۰/۷	Ap
۷۵-۱۰۰	۴۸/۲	۳۲/۸	۱۹	7.5Y4/4	۷/۷	۰/۸	۴۸/۸	۴۶/۵	۳۷/۳	۰/۳	Big
۷۰-۱۳۰	۵۷/۲	۲۵/۸	۱۲	7.5Y4/6	۷/۸	۱	۶۰	۵۵/۷	۴۴/۳	۰/۳	Bik
خاکریخ ۶											
۰-۲۵	۴۸/۷	۴۲/۶	۸/۷	7.5YR4/6	۷/۸	۱/۳	۳۷/۸	۶۶/۲	۴۰/۶	۰/۴	Ap
۲۵-۷۵	۵۴/۲	۳۸/۶	۷/۲	7.5YR4/4	۷/۶	۰/۸	۲۸/۸	۵۲/۹	۴۵/۰	۰/۳	Bw
۷۵-۱۲۵	۶۲/۲	۲۵/۸	۱۲	7.5YR4/4	۷/۶	۰/۵	۴۷	۵۸/۴	۴۶/۴	۰/۴	C
خاکریخ ۷											
۰-۲۵	۵۰/۲	۳۳/۸	۱۶	10YR4/4	۷/۴	۲	۱۵/۸	۵۹/۸	۲۷/۱	۰/۵	Ap
۲۵-۵۵	۵۵/۴	۲۷/۶	۱۷	10YR4/4	۷/۵	۱/۶	۵۶	۵۲/۷	۲۱/۳	۰/۴	Big
۵۵-۱۲۰	۴۷/۲	۳۴/۶	۲۲/۲	10YR5/6	۷/۶	۱	۶۰	۷۲/۲	۳۳/۸	۰/۳	Bw
خاکریخ ۸											
۰-۲۰	۵۴/۲	۳۳/۸	۱۲	10YR3/3	۷/۶	۱/۲	۵۱/۶	۵۹/۱	۲۸/۳	۰/۵	A
۲۰-۶۰	۴۸/۲	۳۲	۱۹/۸	10YR5/6	۷/۵	۱/۱	۶۹/۸	۵۵/۵	۳۲/۴	۰/۴	Bw
۶۰-۱۰۰	۵۷/۲	۳۴/۶	۱۳/۲	10YR5/6	۷/۷	۱	۶۹	۵۵/۷	۲۹/۸	۰/۳	Bk
خاکریخ ۹											
۰-۱۵	۵۲/۲	۴۱/۸	۶	7.5YR4/3	۷/۴	۲	۲۵	۶۳/۹	۴۶/۸	۰/۴	A
۱۵-۱۰۰	۴۷/۱	۳۵/۹	۲۲	7.5YR4/6	۷/۷	۱/۱	۳۷/۵	۶۷/۶	۲۵	۰/۳	C

جدول ۳- غلظت شکل‌های مختلف آهن و منگنز و نسبت میان آن‌ها در خاک‌های مطالعه شده (آکویک و غیرآکویک).

$(Fe_d-Fe_o)/Fe_t$	Mn_o/Mn_d	Fe_o/Fe_d	(گرم بر کیلوگرم)						افق / خاکرخ
			Mn_t	Mn_d	Mn_o	Fe_t	Fe_d	Fe_o	
۰/۴۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۴۹	۰/۲۵	۰/۰۲	۸/۹	۳/۹	۰/۳	1-A
۰/۳۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۳۳	۰/۱۵	۰/۰۱	۵/۹	۲/۳	۰/۱	1-C
۰/۷۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۷۹	۰/۶۹	۰/۰۴	۱۳/۹	۱۰/۲	۰/۴۲	2-Ap
۰/۷۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۷۲	۰/۵۹	۰/۰۲	۱۲/۹	۱۰	۰/۳۸	2-Bt1
۰/۷۰	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۶۷	۰/۵۸	۰/۰۳	۱۲	۸/۸	۰/۴۴	2-Bt2
۰/۶۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۵۹	۰/۴۲	۰/۰۲	۱۰/۴	۷/۲	۰/۳۹	2-BC
۰/۲۵	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۶۶	۰/۲۵	۰/۰۹	۱۱/۸	۴/۵	۱/۴۷	3-Ap
۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۶۹	۰/۳۳	۰/۰۹	۱۲/۱	۵/۲	۱/۵۴	3-Bwg
۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۷۵	۰/۳	۰/۰۹	۱۳/۱	۴/۸	۱/۵۱	3-Btgc
۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۶	۰/۲۸	۰/۰۸	۱۰/۸	۴/۷	۱/۲۲	3-Btk
۰/۰۶	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۰۲	۰/۰۱	۴/۸	۰/۴۱	۰/۱۲	4-Apg
۰/۰۶	۰/۳	۰/۲۸	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۳/۱	۰/۲۵	۰/۰۷	4-C
۰/۳۷	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۶۵	۰/۳۱	۰/۰۹	۱۱/۱	۵/۴	۱/۲۴	5-Apg
۰/۴۷	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۵۴	۰/۳۵	۰/۰۸	۹/۷	۵/۶	۱/۰۵	5-Btg
۰/۳۸	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۴۹	۰/۲۴	۰/۰۵	۸/۸	۴	۰/۶۷	5-Bt
۰/۷۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۶۵	۰/۵۲	۰/۰۳	۱۱/۳	۸/۸	۰/۵۲	6-Ap
۰/۷۹	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۶۷	۰/۵۷	۰/۰۳	۱۱/۷	۹/۷	۰/۴۷	6-Bw
۰/۷۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۵۷	۰/۴۸	۰/۰۲	۱۰/۲	۸/۲	۰/۳۱	6-C
۰/۵۲	۰/۲	۰/۱۵	۰/۵۵	۰/۳۶	۰/۰۷	۹/۹	۶/۱	۰/۹۴	7-Ap
۰/۳۹	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۴۶	۰/۲۴	۰/۰۵	۸/۳	۴/۱	۰/۸۵	7-Btg
۰/۳۷	۰/۲۱	۰/۲	۰/۴۴	۰/۲۲	۰/۰۵	۷/۹	۳/۹	۰/۷۴	7-Bwg
۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۶۷	۰/۴۶	۰/۰۳	۱۱/۷	۷/۹	۰/۳۸	8-A
۰/۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۵۳	۰/۴۲	۰/۰۲	۹/۵	۶/۲	۰/۳۲	8-Bw
۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۵۱	۰/۲۹	۰/۰۱	۹/۱	۵	۰/۲۳	8-Bk
۰/۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۵۵	۰/۲۹	۰/۰۲	۹/۴	۴/۹	۰/۲۴	9 - A
۰/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۴۳	۰/۱۹	۰/۰۱	۷/۷	۳/۳	۰/۰۹	9 - C
۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۵۲	۰/۲۴	۰/۰۶	۹/۲۸	۴/۰۸	۰/۹۵	اکویک
۰/۶۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۵۴	۰/۴۲	۰/۰۲	۱۰/۳۳	۶/۸۹	۰/۳۳	غیراکویک
۰/۵۱	۵/۸۰	۵/۰۱	۰/۹۷	۰/۵۷	۲/۸۴	۰/۹۰	۰/۵۹	۲/۹	نسبت اکویک به غیراکویک

بیش‌ترین میزان اسمکتیت در افق‌های Btkg خاکرخ ۳ و افق Btg خاکرخ‌های آکویک ۵ و ۷ مشاهده شد. به‌نظر می‌رسد افزایش مقدار کانی اسمکتیت در این خاک‌ها نسبت به سایر خاک‌ها به تشکیل این کانی از محلول خاک در نتیجه زهکشی ضعیف، pH قلیایی خاک و افزایش غلظت و تحرک کاتیون‌هایی چون سیلیسیم و منیزیم مرتبط باشد. کانی‌های اسمکتیت پدوژنیک معمولاً دارای تبلور بالا و قله تیز می‌باشند، در حالی‌که اسمکتیت‌های توارثی دارای تبلور کم‌تر و آستانه شانه‌ای یا پلکانی می‌باشند (ترابی‌گل‌سفیدی و همکاران، ۲۰۰۱). آستانه تیز ۱۷ آنگستریم در تیمار منیزیم و گلیسرل در افق Btkg خاکرخ ۳ نشان‌دهنده مقادیر زیاد کانی اسمکتیت از نوع پدوژنیک می‌باشد (شکل ۳-ب). اولیایی و نجفی (۲۰۱۲) نتایج مشابهی را در شالیزارهای منطقه یاسوج گزارش نموده و بیان نمودند که اسمکتیت موجود در خاک‌های شالیزاری دارای بار لایه‌ای کم‌تر و درجه تبلور بالاتر در مقایسه با خاک‌های غیرشالیزاری بوده است. حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) بیان نمودند که شرایط اکویک طبیعی و ایجاد شده توسط انسان، منجر به افزایش میزان اسمکتیت می‌شود. خرمالی و نبی‌الهی (۲۰۰۹) در بررسی خاک‌های مالی‌سولز تحت تأثیر موقعیت شکل اراضی و عمق سفره آب زیرزمینی بیان نمودند که تفاوت بین مقدار کانی‌ها با یکدیگر به‌دلیل شرایط زهکشی متفاوت خاک‌ها می‌باشد و این تفاوت از اختلاف در پستی و بلندی و عمق آب زیرزمینی ناشی می‌شود.

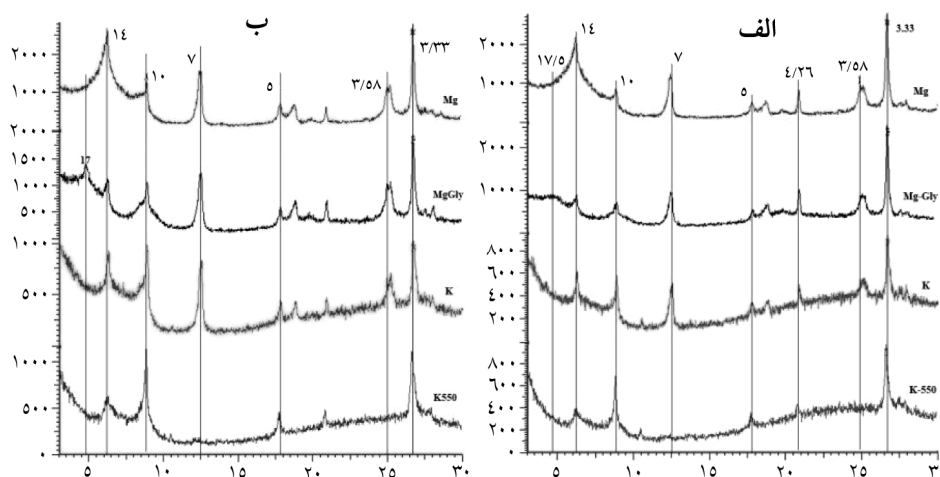
جدول ۴- نتایج آزمایش‌های کانی‌شناسی جز رس برخی افق‌های مطالعه‌شده.

خاکرخ	افق	عمق	کانی‌شناسی رس
۱	A	۰-۲۰	ایلیت < اسمکتیت < کلریت < ورمیکولیت < کوارتز < کائولینیت
۱	C	۲۰-۱۰۰	ایلیت < کلریت < اسمکتیت < کوارتز < کائولینیت
۲	Ap	۰-۲۵	اسمکتیت < ایلیت < کلریت < ورمیکولیت < کائولینیت < کوارتز
۲	Bt2	۵۵-۹۰	اسمکتیت < ایلیت < کلریت < ورمیکولیت < کائولینیت < کوارتز
۳	Apg	۰-۳۰	اسمکتیت < ایلیت < کلریت < کائولینیت < ورمیکولیت < کوارتز
۳	Btkg	۵۰-۸۰	اسمکتیت << ایلیت < کلریت < کائولینیت < ورمیکولیت < کوارتز
۵	Apg	۰-۲۵	ایلیت < اسمکتیت < کلریت < ورمیکولیت < کوارتز < کائولینیت
۵	Btg	۷۰-۱۳۰	اسمکتیت << ایلیت < کلریت < کائولینیت < ورمیکولیت < کوارتز
۶	Ap	۰-۲۵	ایلیت < کلریت < اسمکتیت < کوارتز < ورمیکولیت < کائولینیت
۶	Bw	۲۵-۷۵	ایلیت < اسمکتیت < کلریت < ورمیکولیت < کوارتز < کائولینیت
۷	Ap	۰-۲۵	اسمکتیت < ایلیت < کلریت < ورمیکولیت < کوارتز
۷	Btg	۵۵-۱۲۰	اسمکتیت << ایلیت < کلریت < ورمیکولیت < کوارتز
۹	C	۱۵-۱۰۰	ایلیت < کلریت < اسمکتیت < کوارتز < کائولینیت

خاک‌های تکامل‌یافته غیرشالیزاری نیز افزایش میزان اسمکتیت را در افق‌های A و B در مقایسه با مواد مادری نشان دادند، اما مقدار این افزایش به اندازه خاک‌های شالیزاری نبوده است. به نظر می‌رسد که عامل این افزایش، به‌طور عمده مربوط به تغییر شکل کانی‌های میکایی در نتیجه خروج پتاسیم از بین لایه‌ها و تبدیل آن‌ها به اسمکتیت می‌باشد. در این تغییر شکل بار لایه‌ای کاسته شده و کانی توانایی انبساط را به‌دست می‌آورد. این فرایند بر خلاف فرایند نوتشکیلی از محلول خاک در شرایط زهکشی مناسب صورت می‌گیرد. جابجایی اسمکتیت ایجادشده از سطح به افق‌های زیرین نیز می‌تواند دلیلی در افزایش میزان این کانی در افق B در برخی خاک‌ها از جمله خاک‌های ۶ باشد. قرقره‌چی و خرمالی (۲۰۰۸) در مطالعه اثر تراز آب زیرزمینی و نوع کاربری بر منشا و توزیع کانی‌های رسی نتیجه گرفتند که در اراضی غرقابی با تراز آب زیرزمینی بالا، زهکشی ضعیف، مقدار کانی اسمکتیت حداکثر بوده و بیشتر منشا نوتشکیلی دارد.

تقریباً در تمامی خاک‌ها میزان ایلیت و کلریت با افزایش عمق زیاد گردیده که نشان‌دهنده منشاء توارثی این کانی‌هاست. توارثی بودن ایلیت و کلریت توسط بسیاری از پژوهشگران از جمله ویلسون (۱۹۹۹) به اثبات رسیده است. رابطه عکس بین میزان نسبی اسمکتیت با ایلیت و کلریت می‌تواند احتمالاً به تغییر شکل کانی‌های ایلیت و کلریت مربوط باشد. گنگ و ژو (۱۹۹۰) در اراضی شالیزاری آهکی چین مشاهده نمودند که میزان ایلیت کاهش و میزان ورمیکولیت افزایش یافته است.

شواهدی از حضور اندک ورمیکولیت در برخی نمونه‌ها مشاهده گردید. کاهش شدت قله ۱۴ آنگستروم در تیمار پتاسیم در نمونه‌های مورد مطالعه و انتقال ندادن کامل این پیک به محدوده قله‌های ۱۷-۱۸ آنگستروم در تیمار گلیسرل می‌تواند بیانگر حضور کانی ورمیکولیت در این خاک‌ها باشد. گرچه به دلیل pH خنثی تا کمی قلیایی خاک‌ها احتمال مربوط بودن این قله‌ها به اسمکتیت با بار لایه‌ای زیاد نیز محتمل است. در شرایط زهکشی ضعیف‌تر و غلظت بالای Si و Mg و حلالیت کم Al، ورمیکولیت ناپایدار بوده و به اسمکتیت با پایداری بیش‌تر تبدیل می‌شود. همچنین احتمال تشکیل ورمیکولیت به‌عنوان یک محصول حدواسط از میکا و سپس تبدیل آن به اسمکتیت تأیید شده است (داگلاس، ۱۹۸۹). حضور نداشتن این کانی در مواد مادری خاک‌های ۱ و ۹ احتمالاً فرضیه توارثی بودن این کانی را منتفی می‌نماید.



شکل ۳- دیفراکتوگرام‌های پراش پرتو ایکس افق C خاکرخ ۱ (الف) و افق Btkg خاکرخ ۳ (ب). (حروف Mg، MgGly، K و K-550 به ترتیب نشان‌دهنده تیمارهای منیزیم، منیزیم- گلیسرل، پتاسیم و پتاسیم- حرارت می‌باشند).

حضور کانی کائولینیت در مقادیر ناچیز در برخی نمونه‌ها به منشا توارثی و یا بادرفتی این کانی نسبت داده می‌شود. شرایط محیطی خاک‌های این منطقه امکان تشکیل پدوژنیک این کانی را فراهم نمی‌آورد. حضور کائولینیت در خاک نیاز به pH کم، فراهمی کافی سیلیکا و وجود مقادیر کم کاتیون‌های بازی دارد که این شرایط در مناطق گرم و مرطوب حاره فراهم است. به همین لحاظ حضور آن در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک، منشا توارثی داشته و گسترش آن بیشتر، بر روی رسوبات دوره کرتاسه مشاهده می‌شود (خرمالی و همکاران، ۲۰۰۵).

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که دو عامل پستی و بلندی و کاربری بر خصوصیات ژنتیکی و تکامل خاک‌های مطالعه‌شده اثرات مهمی داشته‌اند. بر این اساس با کاهش شیب، میزان آبشویی کربنات کلسیم از افق‌های سطحی افزایش و به‌دنبال آن امکان انتقال فیزیکی ذرات رس و تشکیل افق آرجیلیک فراهم گردیده است. بارندگی زیاد در منطقه، شرایط را برای آبشویی زیاد کربنات کلسیم از خاکرخ فراهم نموده است، به‌گونه‌ای که به‌رغم آهکی بودن خاک، افق کلسیک تا عمق ۱۳۰ سانتی‌متری تشکیل نگردیده است. در خاکرخ‌های با بافت سنگین‌تر و نفوذپذیری کم‌تر (کاربری شالیزار) افق

کلسیک در عمق متوسط تا زیاد مشاهده گردید. به جز خاکرخ ۴ که در فیزیوگرافی دشت رسوبی رودخانه‌ای قرار دارد و دارای بافت سبک شنی است، سایر خاکرخ‌ها دارای بافت سنگین یا به نسبت سنگین بودند. بارش به نسبت مناسب، پوشش گیاهی خوب، زهکشی ضعیف برخی خاک‌ها و دمای نه چندان زیاد (میانگین ۱۵ درجه سانتی‌گراد)، منجر به تشکیل اپی‌پدون مالیک در برخی خاکرخ‌ها شده است. دو عامل خاکساز یاد شده همچنین بر میزان و نسبت شکل‌های عناصر آهن و منگنز اثرات زیادی داشتند. نتایج نشان داد که در مجموع میزان آهن و منگنز پدوژنیک و شاخص تبلور آهن با درجه تکامل خاک رابطه مستقیم دارند و بیش‌ترین میزان این شاخص‌ها مربوط به خاک‌های قرار گرفته بر سطوح پایدارتر مانند دشت مرتفع و دشت دامنه‌ای است. با توجه به یکسان بودن نسبی مواد مادری دشت، کاربری شالیزار نیز بر میزان و نسبت شکل‌های آهن و منگنز اثرات به نسبت زیادی داشته است. در مجموع این کاربری موجب افزایش Mn_o ، Fe_o ، نسبت‌های Fe_o/Fe_d و Mn_o/Mn_d به ترتیب به میزان ۲/۹، ۲/۸، ۵/۰ و ۵/۸ برابر و کاهش در مقدار Mn_d ، Fe_d و شاخص تبلور آهن به ترتیب به میزان ۱/۶۹، ۱/۷۵ و ۱/۹۶ برابر نسبت به خاک‌های غیرشالیزاری شده است. مطالعات کانی‌شناسی رس نشان داد که نوع کانی رسی در این خاک‌ها کم و بیش مشابه و تفاوت بیش‌تر در مقدار نسبی کانی‌های رسی است. به‌طورکلی با حرکت در امتداد تپه به سمت دشت و یا از عمق به سطح خاک از میزان کانی‌های ایلیت و کلریت کاسته و بر میزان اسمکتیت افزوده می‌شود. واکنش‌های تغییر شکل رس در خاک‌های غیرشالیزاری و فرایند نوتشکیلی از محلول خاک مهم‌ترین عوامل احتمالی حضور پدوژنیک اسمکتیت در خاک‌های مطالعه شده است. حضور قله تیز ۱۷-۱۸ آنگسترومی در دیفراکتوگرام‌های پراش پرتو ایکس نمونه‌های رس خاک‌های شالیزاری احتمالاً بیانگر تبلور بالا و پدوژنیک بودن اسمکتیت در این خاک‌ها می‌باشد.

منابع

1. Beavers, A.H., Johns, W.D., Grim, R.E., and Odell, R.T. 1955. Clay minerals in some Illinois soils developed from loess and till under grass vegetation. P 356-372. In: Milligan, W.O. (ed.), Clays and Clay Minerals. Proc. of Third Natl. Conf. on Clays and Clay Minerals, Press: 26-29 Oct. 1954. Natl. Acad. Sci. Natl. Research Council, Houston, TX, Washington, DC.
2. Boling, A.A., Tuong, T.P., Suganda, H., Konboon, Y., Harnpichivitaya, D., Bouman, B.A.M., and Franco, D.T. 2008. The effect of toposequence position on soil properties, hydrology and yield of rianfed lowland rice in Southeast Asia. Field Crops Research, 106: 22-33.

3. Borchardt, G. 1989. Smectites. P 75-718, In: Dixon, J.B. and Weed, S.B. (eds.), Minerals in Soil Environments, Second edition. SSSA Book Ser., Vol. 1. SSSA, Madison, WI.
4. Bouma, J. 1990. Classification and Management of Wet Soils. Report of ICOMAQ. Circular 10. In: Eighth International Soil. Correlation Meeting, U.S.D.A., Soil Service, Soil Management Support Services, USDA, Washington.
5. Chadwick, O.A., Sower, J.M., and Amundson, R.C. 1989. Morphology of calcite crystals in cluster coating from four soils in Mojave desert regions. Soil Sci. Soc. Am. J. 53: 219-221.
6. Chapman, H.D. 1965. Cation exchange capacity. P 891-901, In: Black, C.A. (ed.), Methods of soil analysis, part 2. American Society of Agronomy, Madison, WI.
7. Day, P.R. 1965. Particle fractionation and particle-size analysis. P 545-567, In: Black, C.A. (ed.), Methods of Soil Analysis, part 1. American Society of Agronomy, Madison, WI.
8. Douglas, L.A. 1989. Vermiculites. P 635-674. In: Dixon, J.B. and Weed, S.B. Minerals in Soil Environments, Second edition, (eds.). Soil Science Society of America. Madison, WI. USA.
9. 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: 2. 18-30. (In Persian)
10. Hattar, B.I., Taimeh, A.Y., and Ziadat, F.M. 2010. Variation in soil chemical properties along toposequences in an arid region of the Levant. Catena. 38: 34-45.
11. IUSS Working Group. 2006. World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports No. 103. Rome, FAO.
12. Jackson, M.L. 1975. Soil chemical analysis-advanced course. University of Wisconsin, College of Agric. Dept. of Soil Sci. Madison, WI. 345p.
13. Jackson, M.L., Hseung, Y., Corey, R.B., Evans, E.J., and Vanden Heuvel, R.C. 1952. Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments: II. Chemical weathering of layer silicates. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 17: 3-6.
14. Jiang, P., and Thelen, K.D. 2004. Effect of soil and topographic properties on crop yield in a north-central corn-Soybean cropping system. J. Agron. 96: 252-258.
15. Khan, F.A., and Fenton, T.E. 1996. Secondary iron and manganese distributions and aquic conditions in a Mollisol catena of Central Iowa. Soil Sci. Soc. Am. J. 60: 546-551.
16. Khan, F.A., and Fenton, T.E. 1994. Saturated zones and soil morphology in a Mollisol catena of central Iowa. Soil Sci. Soc. Am. J. 58: 1457-1464.
17. Khormali, F., and Nabiollahi, K. 2009. Degradation of Mollisols in Western Iran as Affected by Land Use Change. J. Agric. Sci. Tech. 11: 363-374.

18. Khormali, F., Abtahi, A., and Owliaie, H.R. 2005. Late Mesozoic-Cenozoic clay mineral succession of Southern Iran and their palaeoclimatic implication. *Clay Minerals*, 40: 191-203.
19. 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*, 776: 1-29.
20. 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.
21. Lair, G.J., Zehetner, F., Hrachowitz, M., Franz, N., Maringer, F.J., and Gerzabek, M.H. 2009. Dating of soil layers in a young flood plain using iron oxide crystallinity. *Quaternary Geochronology*, 4: 260-266.
22. McKeague, J.A., Wang, C., Ross, G.J., Acton, C.J., Smith, R.E., Anderson, D.W., Petapiece, W.W., and Lord, T.M. 1981. Evaluation of criteria for argillic horizons (Bt) of soils in Canada. *Geoderma*. 25: 63-74.
23. Munch, J.C., and Ottow, J.C.G. 1983. Reductive transformation mechanism of ferric oxides in hydromorphic soils. *Environ. Biogeochem. Ecol. Bull.* 35: 383-394.
24. Nael, M., Khademi, H., Jalalian, A., Schulin, R., Kalbasi, M. and Sotohian, F. 2009. Effect of geo-pedological conditions on the distribution and chemical speciation of selected trace elements in forest soils of western Alborz, Iran. *Geoderma*, 152: 157-170.
25. Owliaie, H.R. 2004. Genesis, clay mineralogy and micromorphology of soils of Kohgilouye Province, southwestern Iran. Ph.D. Thesis. Shiraz University, Iran. (In Persian)
26. Owliaie, H.R. 2012a. Study of chemical forms of Fe and Mn in a soil catena in Yasouj region. *Soil Water Sci. J.* (In Press). (In Persian)
27. Owliaie, H.R. 2012b. Study of Genesis and Micromorphology of Soils along a Catena in Yasouj Region (Case Study: Dasht-e-roum Plain). *J. Water Soil.* 26: 2. 427-439. (In Persian)
28. Owliaie, H.R., and Najafi, M. 2012. Effect of long-term rice cultivation on physico-chemical properties and clay mineralogy of soils of Yasouj region. *Soil Water Sci. J.* (In press). (In Persian)
29. Owliaie, H.R., Adhami, E., Ejraie, K., Najafi, M., and Rajaei, M. 2010. *J. Agric. Sci. Iran.* 46: 146-159. (In Persian)
30. 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.
31. Richards, L.A. (ed.). 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Handbook No. 60. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
32. Sanjari, S., Farpour, M.H., Karimian, M., and Esfandyarpour, I. 2011. Genesis, micromorphology and clay mineralogy of soils located on different geomorphic surfaces in Jiroft area. *J. Water Soil.* 25: 2. 411-425. (In Persian)

33. Scarciglia, F., Tuccimei, P., Vacca, A., Barca, D., Pulice, I., Salzano, R., and Soligo, M. 2011. Soil genesis, morphodynamic processes and chronological implications in two soil transects of SE Sardinia, Italy: Traditional pedological study coupled with laser ablation ICP-MS and radionuclide analyses. *Geoderma*, 162: 39-64.
34. Schaetzl, R., and Anderson, S. 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge.
35. Schwertmann, U. 1985. The effect of pedogenic environment on iron oxide minerals. *Adv. Soil Sci.* 1: 172-200.
36. Soil Survey Staff. 1993. *Soil Survey Manual*. USDA. Handbook No. 18. Washington, DC.
37. Soil Survey Staff. 2010. *Keys to Soil Taxonomy*, U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
38. Sposito, G., Lund, L.J., and Chang, A.C. 1982. Trace metal chemistry in arid-zone field soils amended with sewage sludge: I. Fractionation of Ni, Cu, Zn, Cd and Pb in solid phases. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 260-264.
39. Thomasson, A.J., and Bullock, P. 1975. Pedology and hydrology of some surface water gley soils. *Soil Sci.* 119: 339-348.
40. Torabi Golsefidi, H., Eghbal, M.K., and Givi, J. 2001. Clay mineralogy of paddy soils developed on different landforms in the east of Gilan province, north of Iran. *Soil Water Sci. J.* 15: 1. 122-138. (In Persian)
41. Wagner, S., Costantini, E.A.C., Sauer, and Stahr, K. 2007. Soil genesis in a marine terrace sequence of Sicily, Italy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24: 2. 247-260.
42. Wang, D., and Anderson, D.W. 1998. Stable carbon isotopes of carbonate pendants from Chernozemic soils of Saskatchewan, Canada, *Geoderma*, 84: 309-322.
43. Wilson, M.J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past present and future perspectives. *Clay Miner.* 34: 7-25.
44. Zhang, G.L., and Gong, Z.T. 2003. Pedogenic evolution of paddy soils in different soil landscapes. *Geoderma*. 115: 15-29.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 21(2), 2014
<http://jwsc.gau.ac.ir>

Effect of topography and land use on genesis, chemical forms of Fe and Mn, and clay mineralogy of soils of Yasouj western plain

***H.R. Owliaie¹ and S. Rezaei²**

¹Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Yasouj University,

²M.Sc. Student, Dept. of Soil Science, Yasouj University

Received: 12/12/2012; Accepted: 03/09/2013

Abstract

This study was performed to evaluate the effect of topography position and land use on soil genesis, chemical forms of Fe and Mn and clay mineralogy of soils of Yasouj region, Kohgilouye province. Nine soil profiles were described and sampled along a toposequence in paddy and non-paddy soils. The soils were classified as Alfisols, Mollisols, Inceptisols and Entisols. The major contributing soil processes can be categorized as calcium carbonate leaching, clay eluviations, accumulation of organic matter at soil surface and reduced condition in paddy soils. According to the results, the amount of pedogenic Fe and Mn (Fe_d and Mn_d) and Fe crystallinity index $[(Fe_d - Fe_o)/Fe_d]$ showed positive correlation with soil development and higher amounts of these indices were observed in plateau and piedmont plain physiographic units with non-paddy land use. Compared to non-paddy soils aquic condition in paddy soils increased Fe_o , Mn_o , Fe_o/Fe_d and Mn_o/Mn_d , (2.9, 2.8, 5.0 and 5.8 times, respectively); but decreased Fe_d , Mn_d and Fe crystallinity index (1.69, 1.75 and 1.96 times, respectively). Clay minerals investigation revealed the occurrence of smectite, illite, chlorite, vermiculite, quartz and kaolinite in the soils studied. Transformation of illite and chlorite to smectite increased along the down slope as well as from subsurface to surface horizons. Transformation of micaceous minerals to smectite in non-paddy soils and neoformation from soil solution seems to be the major pathways for the pedogenic occurrence of smectite in the soils studied.

Keywords: Fe and Mn oxides, Topography, Paddy soil, Clay mineral, Yasouj

* Corresponding Author; Email: h_owliaie@yahoo.com

