نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۵، شماره ۲، خرداد – تیر ۱۳۹۰، ص. ۴۲۵-۴۱۱

Journal of Water and Soil
Vol. 25, No.2, May-Jun 2011, p. 411-425

نحوه‌ی تشکیل، میکرومرفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های واقع بر سطوح ژئومرفیک گوناگون در منطقه‌ی جیرفت

صالح سنجری[۱]- محمدهادی فرپور[۲*]- مصطفی کریمیان اقبال[۳]- عیسی اسفندیارپور بروجنی[٤]

تاریخ دریافت:۸۹/۶/۲۲
تاریخ پذیرش:۸۹/۱۱/۳

چکیده

ارتباط نزدیک و متقابلی بین موقعیت ژئومرفیک و نحوه‌ی تشکیل و تکامل خاک وجود دارد. چنانچه مطالعات خاک‌شناسی در ارتباط با سطوح ژئومرفیک انجام پذیرند، درک عمیق‌تری از فرآیندهای خاک‌سازی فراهم خواهد گردید. تحقیق حاضر به‌منظور مطالعه‌ی نحوه‌ی تشکیل، میکرومرفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های منطقه‌ی باستانی جیرفت در سطوح ژئومرفیک مختلف انجام گرفت. رژیم حرارتی و رطوبتی منطقه، به‌ترتیب، هایپرترمیک و اریدیک می‌باشند. اشکال اراضی مخروط‌افکنه، پدیمنت پوشیده، سطوح حدواسط، دشت آبرفتی و اراضی پست در منطقه شناسایی گردیدند و هر شکل اراضی براساس میزان پایداری، به سطوح ژئومرفیک مختلف تقسیم گردید. بر روی هر سطح ژئومرفیک، یک خاکرخ شاهد حفر، تشریح و نمونه‌برداری شد. نمونه‌های خاک تحت آزمایش‌های معمول فیزیکی و شیمیایی، کانی‌شناسی رسی و میکرومرفولوژی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که از پدیمنت پوشیده به‌طرف اراضی پست، میزان شوری، pH و نسبت جذبی سدیم افزایش می‌یابند و هم‌چنین رسوبات، ریزبافت‌تر می‌شوند. کانی‌شناسی بخش رس خاک‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، حاکی از وجود کانی‌های رسی کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت، اسمکتیت و کائولینیت می‌باشد. به‌طرف دشت آبرفتی، به‌علت بالا بودن سطح آب زیرزمینی از پایداری پالیگورسکیت کاسته می‌شود و اسمکتیت، کانی غالب خاک می‌باشد. منشأ کانی پالیگورسکیت در سطوح پدیمنت پوشیده، حدواسط و دشت آبرفتی، به‌ترتیب، موروثی، پدوژنیک و آواری می‌باشد. بررسی مقاطع نازک، نشان‌دهنده‌ی وجود پوشش و پُرشدگی رس در افق‌های Btn و Btk موجود در سطوح پایدار و ناپایدار می‌باشد. هم‌چنین، پوشش و پُرشدگی آهک در افق Btk موجود در سطوح پایدار مشاهده گردید. نتایج تحقیق، نمایان‌گر نقش مهم ژئومرفولوژی در تغییرپذیری خصوصیات خاک‌های منطقه‌ی مطالعاتی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ژئومرفولوژی، پالیگورسکیت، پوشش رس و آهک، جیرفت

مقدمه

خاک، به موقعیت ژئومرفیک بسیار وابسته می‌باشد و اگر در بررسی‌های تشکیل و طبقه‌بندی زمین‌نما[5] مفاهیم ژئومرفولوژی لحاظ شود، فرآیندهای تشکیل خاک بهتر درک می‌شوند (۲۰). اصولاً خاک و موقعیت ژئومرفیک اثر متقابلی برهم دارند؛ بدین معنی که نه تنها موقعیت ژئومرفیک به درک فرآیندهای خاک‌سازی کمک می‌کند، بلکه خاک‌شناسی نیز در بررسی فرآیندهای تکامل اشکال زمین مهم است (۱۹). ارتباط نزدیک و متقابلی بین موقعیت ژئومرفیک و نحوه‌ی تشکیل و تکامل خاک وجود دارد (۷). رابطه‌ی خاک و ژئومرفولوژی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است (۴، ۸، ۱۸ و ۳۳).

اریدی‌سول‌ها مهمترین راسته‌ی خاک‌ها در مناطق خشک هستند. این خاک‌ها بیش از ۱۸ درصد از خاک‌های سطح زمین را اشغال کرده‌اند و بیشترین خاک‌های معمول در جهان هستند (۱۶). علی‌رغم کمی آب که منجر به محدودیت رشد گیاه می‌شود، اریدی‌سول‌ها و به‌طور کلی خاک‌های بیابانی از جمله منابع مهم طبیعی محسوب می‌گردند (۳۷). خاک‌های مزبور، حدود ۶۵ درصد از خاک‌های ایران را اشغال کرده‌اند (۳). از طرفی، اریدی‌سول‌های گچی، دسته‌ای مهم از خاک‌های مناطق خشک را تشکیل می‌دهند. به‌عنوان مثال، در حدود دویست میلیون هکتار از اراضی سطح زمین به‌وسیله‌ی خاک‌های

۱و۲- دانشجوی کارشناسی ارشد و دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان
(*- نویسنده مسئول: Email:farpoor@mail.uk.ac.ir)
۳- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس تهران
۴- استادیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ولی عصر رفسنجان

5- Landscape

گچی پوشش یافته است (۳۶). خاک‌های گچی و آهکی، بخش وسیعی از خاک‌های ایران را شامل شده (۳) و خاک‌های گچی به طور خاص، بیشترین سطح را در اریدی‌سول‌های ایران تشکیل می دهند (۲۶). تومانیان و همکاران (۴۲) در بررسی خاک‌های غنی از گچ شمال‌غرب اصفهان، اولین منبع گچ در افق‌های جیپسیک را جریان رواناب از کوه معرفی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که به‌سمت دشت‌های قدیمی، ضخامت افق جیپسیک بیشتر می‌شود و بسته به میزان نفوذ آب در عمق‌های مختلف می‌تواند تشکیل شود. فرپور و همکاران (۷) در تحقیقی که در منطقه‌ی رفسنجان انجام دادند گزارش کردند که ارتباط نزدیک و متقابلی بین مرفولوژی گچ و موقعیت ژئومرفولوژی در منطقه وجود دارد. از طرفی، خادمی و مرموت (۲۴) در مطالعه‌ی خاک‌های ایران مرکزی بیان کردند که تجمع کربنات کلسیم از ویژگی‌های معمول خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک با مواد مادری آهکی است و از این رو در کشور ما در سطوح بسیار گسترده‌ای از مواد آهکی ضعیف تا سخت تشکیل می‌شود.

کانی‌شناسی خاک‌های مناطق خشک نیز در مطالعات متعددی مورد بررسی قرار گرفته است. باقرنژاد (۱۰) ضمن بررسی کانی‌های رسی خاک‌های واحدهای مختلف فیزیوگرافی استان فارس، وجود کانی‌های میکا (ایلیت)، کلریت، اسمکتیت (مونت‌موریلونیت)، ورمی‌کولیت، کانی‌های مخلوط (ایلیت–اسمکتیت و کلریت–اسمکتیت) و کانی‌های هورمیت (پالیگورسکیت) را گزارش نمود و اظهار داشت که کانی‌های رسی این خاک‌ها در واحدهای مختلف فیزیوگرافی از نظر نوع، کم و بیش مشابه می‌باشند؛ امّا به لحاظ میزان نسبی متفاوت هستند. در ضمن، خاک‌های اراضی مرتفع، حاوی مقدار زیادی ایلیت و کلریت می‌باشند و با حرکت به‌سمت دشت‌ها و اراضی پست بر مقدار مونت‌موریلونیت و پالیگورسکیت افزوده می‌شود. نتایج به‌دست آمده در مورد ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) بخش رس خاک‌ها این تغییرات را تأیید می‌کند. وی نتیجه گرفت که در این خاک‌ها، کانی‌های ایلیت و کلریت از مواد مادری به ارث رسیده‌اند؛ در صورتی که کانی‌های مونت‌موریلونیت و پالیگورسکیت از تغییر کانی‌های اخیر و یا نوتشکیلی از محلول خاک به‌وجود آمده‌اند. فرپور و همکاران (۱۸) پس از مطالعه بر روی نحوه‌ی تشکیل و توزیع پالیگورسکیت و کانی‌های رسی همراه در خاک‌های موجود بر سطوح مختلف ژئومرفیک در حوالی رفسنجان دریافتند که رابطه‌ی نزدیکی بین مرفولوژی پالیگورسکیت و موقعیت ژئومورفیک وجود دارد، به‌طوری که در سطوح ژئومورفیک بالادست (پدیمنت سنگی)، بلورهای بزرگ‌تر و تعداد بیشتری از این کانی وجود دارند، در حالی که در قسمت‌های پایین‌تر (پلایا)، بلورها دارای تعداد کمتر و اندازه‌ی کوچکتر می‌باشند. همچنین، پالیگورسکیت با منشأ پدوژنیک (در سطح بالاتر) و به ارث رسیده (در پدیمنت‌های پوشیده و پلایا) در منطقه‌ی مورد مطالعه دیده شد. این رس‌های فیبری در پدیمنت‌های پوشیده و پلایا که آب بیشتری از رواناب دریافت می‌کنند به اسمکتیت تبدیل شده‌اند.

یکی از تکنیک‌های مهم و حتی شاید ضروری در مطالعه‌ی خاک‌ها که توسط اکثر محققین به‌کار می‌رود، مطالعات میکرومرفولوژی می‌باشد. کمپ و همکاران (۲۳) با بررسی میکرومرفولوژیک یک توالی لس–پالئوسول[1] در آرژانتین، پراکنش عمق، ریزساختمان، پوشش رس و کربنات‌های ثانویه را سه نوع از مهمترین ویژگی‌های میکرومرفولوژیک دانستند. خرمالی و همکاران (۲۸) در مطالعه‌ی میکرومرفولوژیکی افق آرجیلیک خاک‌های شور و سدیمی، نوع متفاوتی از پوسته‌های رسی را مشاهده کردند که در معرض سدیم بالا قرار داشتند. اغلب این پوسته‌ها به‌صورت قطعات پراکنده مشاهده گردیدند و به‌نظر می‌رسد که پوسته‌ها از نوع رس درشت تشکیل شده باشند. این نوع پوسته‌های رسی، ویژه‌ی افق‌های ناتریک می‌باشند که رس درشت در اثر انتشار توسط یون سدیم، حرکت و تجمع می‌یابد. خرمالی و همکاران (۲۹) بیان می‌کنند که رطوبت قابل دسترس خاک، دمای خاک، پوشش گیاهی و قابل دسترس بودن کربنات کلسیم، فاکتورهای اصلی تعیین نوع و مرفولوژی اشکال کلسیتیک هستند. ایشان همچنین بیان کردند که اشکال سیتومورفیک و سوزنی کلسیت در مقایسه با نادول‌های کلسیت، به‌عنوان اشکال غالب در رژیم رطوبتی یودیک محسوب می‌شوند. معاذاللهی و فرپور (۳۳) بیان کردند که توپوگرافی و آب و هوا نقش مهمی در پیدایش و میکرومرفولوژی خاک دارند و در مطالعه‌ی میکرومرفولوژی خاک‌های منطقه‌ی لاله‌زار استان کرمان، پدوفیچرهای گچ را عدسی‌شکل و صفحات در هم قفل‌شده گزارش کردند. آن‌ها همچنین پدوفیچرهای آهک را به شکل پوشش، پُرشدگی و نادول در افق‌های Btk و Bk مشاهده کردند.

اطلاعات محدودی در مورد خصوصیات ژنتیکی خاک‌های منطقه‌ی جیرفت در استان کرمان موجود است. پژوهش حاضر برای دست‌یابی به هدف‌های زیر صورت پذیرفت:

۱) بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی، کانی‌شناسی رسی و میکرومرفولوژی خاک‌های منطقه‌ی جیرفت

۲) طبقه‌بندی خاک‌های منطقه‌ی مطالعاتی بر اساس سیستم رده‌بندی جامع آمریکایی (۲۰۱۰)

۳) بررسی نحوه‌ی تشکیل خاک در ارتباط با سطوح ژئومرفیک

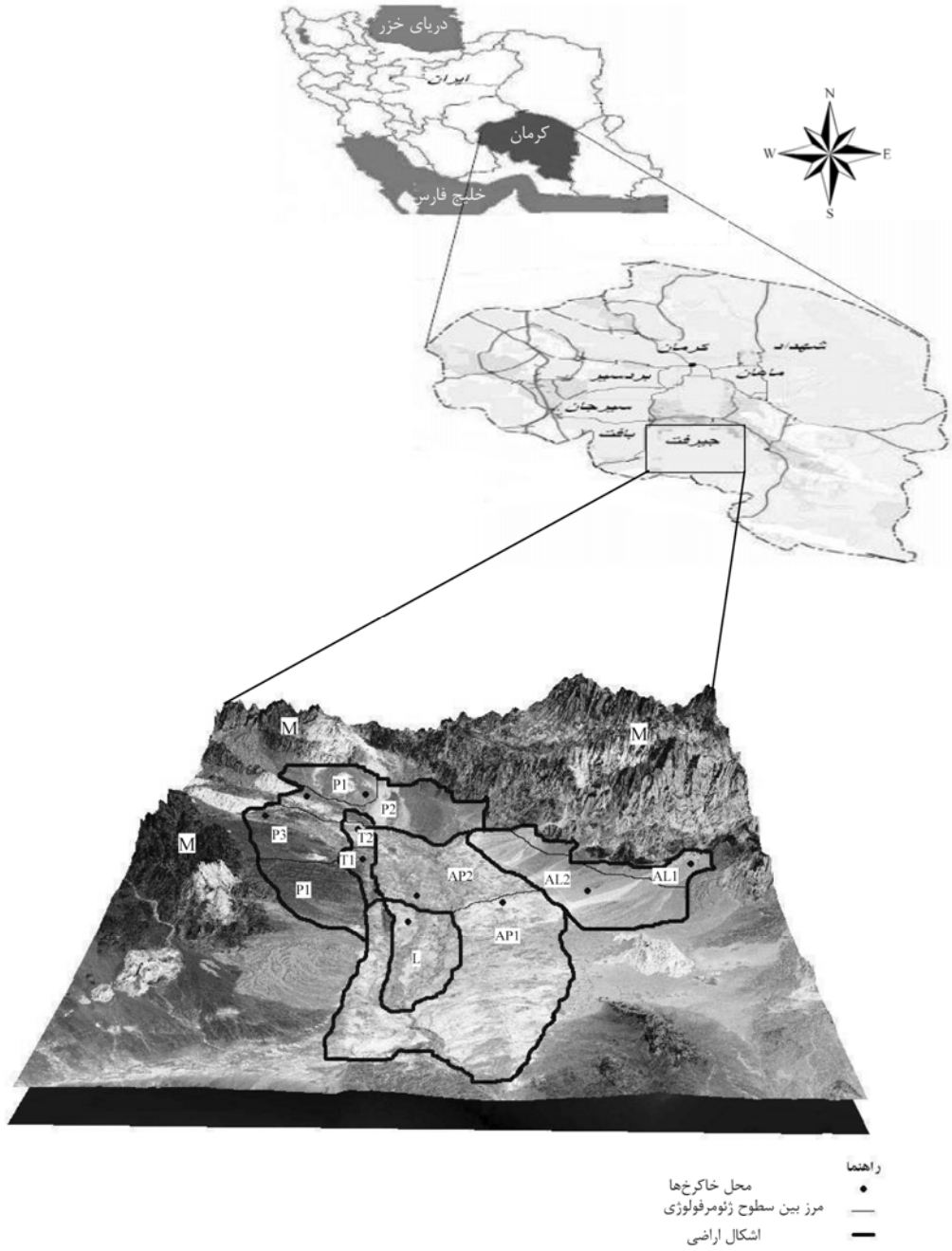
مواد و روش‌ها

مطالعات صحرایی

پژوهش حاضر در منطقه‌ای به مساحت تقریبی ۱۸۴۳۸

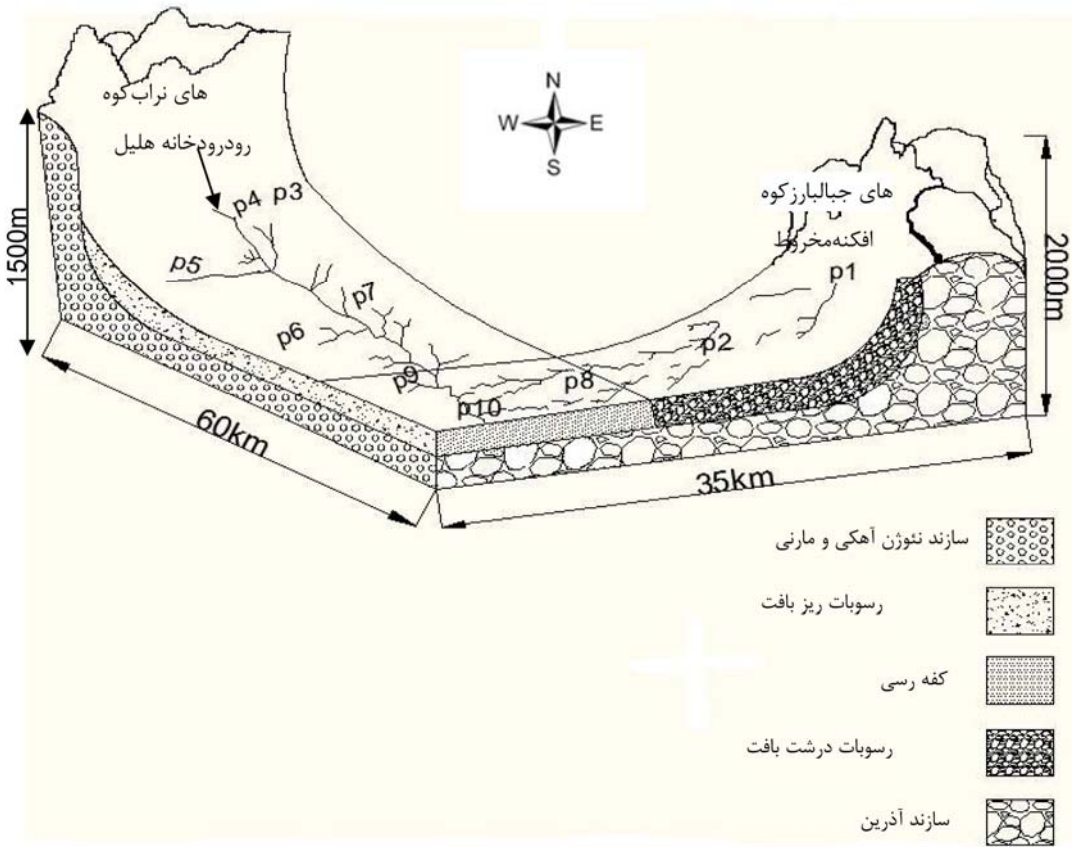
1- Loess-paleosol sequence

کیلومترمربع و در ارتفاع بین ۵۰۰ تا ۱۵۰۰ متری از سطح دریـا، واقـع در ۲۳۰ کیلومتری جنـوب شـهر کرمـان انجـام شـد. ایـن منطقـه در حدفاصل طول‌های جغرافیایی "۸ '۳۰ °۵۷ تـا "۲۷ '۴ °۵۸ شـرقی و عـرض‌هـای جغرافیـایی "۴۰ '۲۸ °۲۸ تـا "۶ '۵۲ °۲۸ شـمالی قـرار گرفته است (شکل ۱) و دارای میانگین بارش سالانه‌ی ۱۸۰ میلی‌متـر و متوسط دمای سالیانه‌ی ۲۳/۵ درجه‌ی سانتی‌گـراد مـی‌باشـد. رژیـم رطوبتی و حرارتی خـاک منطقـه‌ی مطالعـاتی، بـه‌ترتیـب، اریـدیک و هایپرترمیک می‌باشند.



شکل ۱- نقشه‌ی ژئومرفولوژی منطقه‌ی مورد مطالعه به‌همراه موقعیت خاکرخ‌های شاهد

(M: کوه؛ AL1: سطح ناپایدار فوقانی مخروط‌افکنه؛ AL2: سطوح ناپایدار میانی مخروط‌افکنه؛ P1: سطح پایدار پدیمنت پوشیده؛ P2: سطح نسبتاً پایدار پدیمنت پوشیده؛ P3: سطح ناپایدار پدیمنت پوشیده؛ T1: سطح پایدار حد واسط پدیمنت و دشت آبرفتی؛ T2: سطح ناپایدارحد واسط پدیمنت و دشت آبرفتی؛ AP1: سطح پایدار دشت آبرفتی؛ AP2: سطح ناپایدار دشت آبرفتی؛ L: سطح اراضی پست)



شکل ۲- نمای منطقه‌ی مورد مطالعه در قالب دو برش طولی و عرضی نشانگر موقعیت خاکرخ‌های شاهد

منطقه‌ی مورد مطالعه، دارای پنج شکل اراضی مخروط‌افکنه، پدیمنت پوشیده، حدواسط پدیمنت و دشت آبرفتی، دشت آبرفتی و اراضی پست می‌باشد (شکل ۱). شکل اراضی پدیمنت پوشیده شامل سه سطح ژئومرفیک پایدار، نسبتاً پایدار و ناپایدار می‌باشد. سطوح پایدار و ناپایدار در خاک‌های منطقه با توجه به تکامل خاکرخ (مشاهده افق آرجیلیک و ناتریک) و میزان تأثیر از رسوبات رودخانه هلیل‌رود تقسیم‌بندی شدند. از سوی دیگر، اشکال اراضی دشت آبرفتی و سطوح حدواسط، هر یک شامل دو سطح پایدار و ناپایدار بودند. شکل اراضی مخروط‌افکنه بر اساس مطالعات صحرایی و با توجه به شیب به دو سطح ناپایدار فوقانی (شیب بیش از ۱۲ درصد) و ناپایدار میانی (شیب ۵/۲ درصد) تقسیم گردید که هیچ‌یک دارای تکامل خاکرخ نمی‌باشند. اراضی پست در منطقه‌ی مورد مطالعه به لحاظ ژئومرفولوژی و تکامل خاک، دارای هیچ‌گونه تنوع و تغییری نمی‌باشند و بنابراین به سطوح مختلف تقسیم نگردیدند. سطح آب زیرزمینی در این موقعیت ژئومورفیک در عمق ۱/۵ متری مشاهده گردید. پس از حفر تعداد ۲۰ خاکرخ در سطوح ژئومرفیک مختلف مذکور، برای هر سطح، یک خاکرخ شاهد (در مجموع، ۱۰ خاکرخ شاهد) انتخاب شد و با استفاده از راهنمای سرویس حفاظت منابع طبیعی آمریکا (۳۹) تفسیر و نمونه‌برداری شد. شکل (۲) موقعیت خاکرخ‌های شاهد را برای هر سطح ژئومرفیک نشان می‌دهد.

بررسی‌های آزمایشگاهی

نمونه‌ها در آزمایشگاه خاک‌شناسی، هواخشک و از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. برای تعیین بافت خاک از روش هیدرومتری (۱۴) استفاده گردید. برای اندازه‌گیری pH خمیر اشباع از دستگاه pH سنج مدل جِنوی استفاده شد. برای اندازه‌گیری قابلیت هدایت الکتریکی عصاره‌ی اشباع خاک از دستگاه هدایت‌سنج الکتریکی مدل جِنوی استفاده شد. با قرار دادن خاک اشباع در حرارت ۱۰۵ درجه‌ی سانتی‌گراد به‌مدت ۲۴ ساعت، درصد وزنی رطوبت اشباع (SP) مشخص گردید. برای اندازه‌گیری گچ از روش ترسیب با استون (۳۴) استفاده گردید. برای اندازه‌گیری سدیم و پتاسیم محلول از دستگاه نشر اتمی (۳۵) استفاده شد. اندازه‌گیری کلسیم و منیزیم محلول به روش تیتراسیون (۳۱) انجام گرفت. کلر به روش تیتر کردن با نیترات نقره (۳۸) اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری کربنات و بی‌کربنات، از طریق تیتره‌کردن با اسید سولفوریک (۳۸) انجام گردید. اندازه‌گیری کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون برگشتی (۳۴) انجام شد.

مطالعات کانی‌شناسی رس

برای تعیین نوع کانی‌های رسی در خاک از روش جکسون (۲۱) و کیتریک و هوپ (۳۰) برای حذف مواد سیمانی و جدا نمودن بخش رس استفاده گردید و چهار تیمار مختلف شامل اشباع با منیزیم، اشباع با پتاسیم، اشباع با منیزیم و تیمار اتیلن‌گلیکول، اشباع با پتاسیم و تیمار حرارت ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بر روی هر یک از نمونه‌ها اعمال گردید. نمونه‌ها پس از آماده‌سازی به‌وسیله‌ی دستگاه پراش پرتو ایکس مدل بروکر در ولتاژ ۴۰ کیلوولت و آمپراژ ۳۰ میلی‌آمپر در مرکز پیشرفته‌ی علوم محیطی کرمان بررسی گردید.

مطالعات میکرومرفولوژی

برای انجام مطالعات میکرومرفولوژی از رزین سه‌جزئی وستاپول برای اشباع نمودن نمونه‌های دست‌نخورده‌ی خاک استفاده گردید. تلقیح نمونه‌ها در چند مرحله با استفاده از پمپ مکش در دسیکاتور خلاء صورت گرفت. نمونه‌ها پس از گذشت تقریباً دو ماه سخت شدند. پس از سخت‌شدن، نمونه‌ها را توسط دستگاه برش از وسط بریده و در صورت مشاهده‌ی اشباع ناقص، مجدداً روی سطح نمونه با رزین تلقیح گردید و پس از خشک‌شدن، با دستگاه سایش کاملاً صاف و صیقلی شد. سپس، سطوح صاف‌شده بر روی لام‌های شیشه‌ای مات چسبانده شدند.

نمونه‌های حاصل به‌وسیله‌ی دستگاه برش به‌صورت صفحاتی به ضخامت یک سانتی‌متر بریده شدند و سپس به کمک دستگاه سایش، به ضخامت ۷۰ تا ۱۰۰ میکرومتر رسانده شدند و در نهایت با استفاده از پودر کاربراندوم، ضخامت آن‌ها به ۲۰ تا ۳۰ میکرومتر کاهش داده شد. به‌دلیل وجود مواد محلول (مانند گچ) در نمونه‌ها، در مراحل برش و سایش به‌جای آب از یک ماده‌ی غیرقطبی (مانند نفت) استفاده گردید. نمونه‌ها توسط الکل طبی شست‌وشو شدند و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مدل اُلیمپوس BH2 در دو حالت نور پلاریزه‌ی صفحه‌ای (PPL) و متقاطع (XPL) بر اساس راهنمای استوپس (۴۱) مورد مطالعه قرار گرفتند و در نهایت، از قسمت‌های مورد نظر به‌وسیله‌ی دوربین دیجیتالی عکس‌برداری صورت گرفت.

نتایج و بحث

خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و نحوه‌ی تشکیل و طبقه‌بندی خاک‌ها

جدول ۱ برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاکرخ‌های شاهد را نشان می‌دهد. شکل اراضی مخروط‌افکنه، دارای دو سطح ژئومرفیک ناپایدار فوقانی و ناپایدار میانی می‌باشد (شکل ۱) که به لحاظ ژئومرفولوژیکی متفاوت هستند؛ اما دارای تکامل خاکرخی مشابهی می‌باشند. خاکرخ‌های اول و دوم، به‌ترتیب، بر روی سطوح ناپایدار فوقانی و ناپایدار میانی قرار دارند. به‌دلیل تشابه خصوصیات فیزیکی و شیمیایی این دو خاکرخ، به ارائه‌ی نتایج مربوط به خاکرخ اول اکتفا شده است (جدول ۱). خاک‌های واقع بر روی مخروط‌افکنه، فاقد تکامل و تنوع خاکزایی هستند. لازم به ذکر است که بسیاری از مخروط‌افکنه‌های موجود در ایران مرکزی از قبیل اصفهان (۲۴ و ۴۲) و رفسنجان (۱) دارای خاک‌های قدیمی متکامل هستند. تفاوت عمده مخروط‌افکنه‌های شرق جیرفت با مخروط‌افکنه‌های دارای تکامل خاکرخ فوق الذکر در این است که مخروط‌افکنه منطقه مورد مطالعه به دلیل متأثر بودن از رسوبات حاصل از کوه‌های آذرین جبال‌بارز و دوری از سازندهای گچی و نمکی نئوژن دارای هیچ گونه تکامل خاکرخ نمی‌باشد. درنتیجه، افق‌های جیپسیک و کلسیک که معمولاً در خاک‌های مخروط‌افکنه‌های مناطق خشک تشکیل می‌گردند، در این منطقه به‌وجود نیامده‌اند. با توجه به خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها و تشریح صحرایی آن‌ها، خاکرخ‌های اول و دوم براساس رده‌بندی آمریکایی (۴۰) به‌صورت تیپیک توری اُرتنتز[1] طبقه‌بندی گردیدند.

خاکرخ‌های سوم، چهارم و پنجم بر روی شکل اراضی پدیمنت پوشیده قرار دارند (شکل ۲). شکل اراضی پدیمنت پوشیده شامل سه سطح ژئومرفیک می‌باشد که با عناوین سطح پایدار (خاکرخ سوم)، سطح نسبتاً پایدار (خاکرخ چهارم) و سطح ناپایدار (خاکرخ پنجم) پدیمنت پوشیده نامگذاری گردیده‌اند. این شکل اراضی به لحاظ زمین‌شناسی بر روی سازند آهک زیستی–آواری همراه با مقداری مارن سبز (سازند قم) مربوط به دوران الیگومیوسن واقع شده است. در این شکل اراضی به‌دلیل درشتی بافت، میزان شوری و نسبت جذبی سدیم پایین می‌باشد. از آن‌جایی که امکان تشکیل افق آرجیلیک در اقلیم خشک زمان حال وجود ندارد، لذا وجود افق آرجیلیک در سطح پایدار پدیمنت پوشیده، نشان‌دهنده‌ی رطوبت قابل دسترس مربوط به دوران گذشته می‌باشد. بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (۴۰)، خاک‌های خاکرخ‌های سوم، چهارم و پنجم، به‌ترتیب، کلسیک آرجی‌جیپسیدز[2]، تیپیک کلسی‌جیپسیدز[3] و لِپتیک هپلوجیپسیدز[4] طبقه‌بندی شدند.

شکل اراضی حدواسط پدیمنت و دشت آبرفتی، شامل دو سطح ژئومرفیک پایدار (خاکرخ ششم) و ناپایدار (خاکرخ هفتم) می‌باشد. خاکرخ ششم، دارای افق‌های آرجیلیک و کلسیک است و بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (۴۰)، تیپیک کلسی‌آرجیدز[5] طبقه‌بندی

1- Typic Torriorthents
2- Calcic Argigypsids
3- Typic Calcigypsids
4- Lepthic Haplogypsids
5- Typic Calciargids

می‌شود. از سوی دیگر، خاکرخ هفتم به دلیل متأثر بودن از رسوبات رودخانه هلیل‌رود دارای دو خاک جوان و مدفون‌شده می‌باشد. میزان شوری، نسبت جذبی سدیم و درصد رس در خاک جوان رویی، بیشتر بوده (جدول ۱) و این خاک، از بافت سنگین‌تری برخوردار می‌باشد. به‌دلیل نزدیکی این خاکرخ به بستر رودخانه از یک سو و به‌علت بیشتر بودن درصد رس و نسبت سدیم در این خاک از سوی دیگر، نفوذ آب در این خاکرخ کمتر شده و در نتیجه زه‌کشی ضعیف، باعث افزایش شوری و نسبت جذبی سدیم در خاک شده است. در مقابل، خاک مدفون‌شده توسط انقطاع از خاک جوان رویی جدا شده و به‌دلیل داشتن افق آرجیلیک، یک خاک قدیمی محسوب می‌گردد. به‌نظر می‌رسد که در دوران گذشته، به دلیل وجود رطوبت فراوان‌تر، افق آرجیلیک در این شکل اراضی تشکیل گردیده است؛ در حالی که در خاک جوان رویی، خشکی اقلیم و به تبع آن تغییر رژیم رطوبتی رودخانه منجر به نهشته شدن رسوبات ریزبافت بر روی رسوبات قبلی شده است. برخلاف کمی رطوبت در زمان حال، به‌دلیل وجود سدیم تبادلی که از کاتیون‌های غالب در اقلیم‌های خشک می‌باشد، افق ناتریک در خاک رویی تشکیل گردیده است. خاک موجود در سطح ناپایدار، بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (۴۰)، تیپیک ناترآرجیدز[1] طبقه‌بندی گردید.

خاکرخ هشتم و نهم در شکل اراضی دشت آبرفتی قرار دارند (شکل ۲). شکل اراضی دشت آبرفتی شامل دو سطح ژئومرفیک پایدار (خاکرخ هشتم) و ناپایدار (خاکرخ نهم) می‌باشد. درصد ذرات درشت در این شکل اراضی، کم است که به اندک بودن قدرت حمل سیلاب‌های پهنه‌ای بر سطح دشت و برجا گذاشتن ذرات ریز نسبت داده می‌شود. ساختمان خاک در این شکل اراضی، توده‌ای است و هدایت الکتریکی بالا (۴۰ دسی‌زیمنس بر متر) می‌باشد که به تبخیر و حرکت رو به بالای املاح مربوط است. با توجه به شوری زیاد و سهم بالای سدیم از کاتیون‌های تبادلی، مقدار نسبت جذبی سدیم (SAR) در این موقعیت از ۱۳ بیشتر است (جدول ۱). سطح پایدار دشت آبرفتی (خاکرخ هشتم) به مانند خاک جوان سطح ناپایدار (خاکرخ هفتم) حدواسط، تحت تأثیر رسوبات ریزبافت رودخانه‌ای قرار دارد. تشکیل افق ناتریک در این سطح به‌علت بالا بودن سدیم تبادلی می‌باشد. بدین مفهوم که سدیم بالا در این افق باعث دیسپرس شدن رس و تشکیل افق ناتریک گردیده است (۲۸). بافت خاک در این شکل اراضی، نسبتاً سنگین می‌باشد که این علتی دیگر برای بالا بودن شوری خاک است؛ زیرا این خاک شست‌وشوی کمی دارد. خاکرخ‌های هشتم و نهم، بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (۴۰)، به‌ترتیب، تیپیک ناترآرجیدز و تیپیک هاپلوسالیدز[2] طبقه‌بندی گردیدند.

خاکرخ دهم در سطح اراضی پست قرار دارد (شکل ۲). هدایت الکتریکی در این خاک بالا می‌باشد که با افزایش عمق، روند کاهشی نشان می‌دهد. شور بودن افق‌های سطحی را می‌توان به افزایش نمک در اثر سیلاب‌های موقتی در این سطوح و به جا گذاشتن املاح در اثر تبخیر آب زیرزمینی شور نسبت داد. سطوح پف‌کرده[3] حاوی نمک در سطح خاک‌های این موقعیت ژئومرفیک به‌دلیل همین سازوکار تشکیل شده است. خاکرخ موجود در این شکل اراضی در بیشتر فصول سال از آب اشباع است. با توجه به بالا بودن سدیم تبادلی، مقدار نسبت جذبی سدیم در تمام افق‌ها از ۱۳ بیشتر است. این خاک بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (۴۰)، تیپیک اکویی‌سالیدز[4] طبقه‌بندی شد.

کانی‌شناسی رسی خاک‌ها

کانی‌های ایلیت، پالیگورسکیت، اسمکتیت، کلریت و کائولینیت در سطح پایدار پدیمنت پوشیده (خاکرخ سوم) مشاهده شدند (شکل۳-الف)؛ در حالی که در سطح نسبتاً پایدار این شکل اراضی (خاکرخ چهارم)، کانی‌های اسمکتیت، پالیگورسکیت، ایلیت و کائولینیت مشاهده گردیدند. نظر به این‌که پیک ۱۴ آنگستروم در خاکرخ چهارم در تیمار ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد از بین رفته است؛ بنابراین کانی کلریت در این خاک وجود ندارد (شکل۳-ب)، و لذا به دلیل انبساط پیک مزبور در تیمار اتیلن گلیکول، پیک ۱۴ آنگستروم را تنها به کانی اسمکتیت می توان نسبت داد. با توجه به شرایط تشکیل کانی‌های کائولینیت، ایلیت و کلریت، منشأ مادری برای این کانی‌ها در خاک‌های منطقه، مورد انتظار است (۱۸ و ۲۴). محققین زیادی در ایران منشأ پدوژنیک را برای کانی اسمکتیت گزارش نموده‌اند (۹، ۱۸ و ۲۴). به‌نظر می‌رسد که منشأ کانی اسمکتیت در خاک‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، پدوژنیک باشد و در این سطح ژئومرفیک، در نتیجه‌ی هوادیدگی، کانی‌های ایلیت و کلریت تشکیل شده باشند. منشأ کانی پالیگورسکیت در خاک‌های تشکیل‌شده در این شکل اراضی که متأثر از رسوبات الیگومیوسن می‌باشند احتمالاً به ارث رسیده است. بررسی‌های خادمی و مرموت (۲۴) وجود مقادیر فراوان پالیگورسکیت در ته‌نشست‌های الیگومیوسن در ایران مرکزی را تأیید می‌کند. ضمناً تشکیل درجای پالیگورسکیت را در این موقعیت ژئومرفیک نمی‌توان دور از انتظار دانست.

ترکیب کانی‌شناسی رسی افق Btk1 موجود در خاکرخ ششم (شکل۳-ج) واقع بر سطح پایدار حدواسط، همانند سطح پایدار پدیمنت می‌باشد. اقلیم خشک فعلی و همراهی گچ و به‌خصوص آهک، شرایط را برای تشکیل و پایداری پالیگورسکیت فراهم نموده است (۵، ۸ و ۲۴). بوزوآ و همکاران (۱۵) در مطالعه‌ی ارتباط خاک و سیمای خاک در شمال شرقی پاتاگونیا نیز نتیجه‌گیری کردند که کانی‌های رسی فیبری در افق‌های کلسیک و پتروکلسیک و در رژیم رطوبتی اریدیک تشکیل می‌شوند.

1- Typic Natrargids
2- Typic Haplosalids
3- Puffy grounds
4- Typic Aquisalids

جدول ۱- برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاکرخ‌های شاهد

رده‌بندی جامع آمریکایی (۲۰۱۰)	گچ (٪)	کربنات کلسیم معادل (٪)	SAR	EC (dS/m)	pH	رطوبت اشباع (٪)	بافت خاک	ذرات درشت (٪)	رس (٪)	سیلت (٪)	شن (٪)	عمق (cm)	افق
سطح ناپایدار فوقانی مخروط‌افکنه: خاکرخ اول													
	۰/۰	۰/۵	۲/۴	۲/۲	۷/۷	۵/۷	S	۲۳/۰	۳/۶	۵/۰	۹۱/۴	۰–۱۵	A
Typic Torriorthents	۰/۰	۰/۵	۲/۶	۵/۷	۷/۹	۷/۸	S	۹/۰	۲/۶	۲/۰	۹۵/۴	۱۵–۴۰	C1
	۰/۰	۲/۰	۱/۵	۴/۷	۷/۸	۷/۲	S	۴۹/۰	۵/۶	۳/۰	۹۱/۴	۴۰–۷۰	C2
	۰/۰	۰/۵	۰/۷	۰/۸	۷/۹	۹/۳	S	۶۱/۰	۳/۶	۱/۰	۹۵/۴	۷۰–۱۰۵	C3
سطح پایدار پدیمنت پوشیده: خاکرخ سوم													
	۰/۰	۱۵/۵	۱/۲	۲/۷	۷/۶	۷/۵	SL	۴۳/۰	۱۱/۴	۱۲/۹	۷۵/۷	۰–۲۰	A
Calcic Argigypsids	۰/۷	۱۶/۵	۲/۱	۱/۱	۸/۰	۱۱/۳	SL	۳۴/۰	۱۴/۴	۱۴/۹	۷۰/۷	۲۰–۵۵	Btk
	۵/۲	۱۴/۵	۳/۱	۱/۳	۸/۰	۶/۷	S	۶۹/۰	۸/۴	۱/۹	۸۹/۷	۵۵–۸۵	2By1
	۵/۵	۱۰/۰	۱/۵	۱/۴	۸/۸	۷/۸	S	۶۰/۰	۶/۴	۲/۹	۹۰/۷	۸۵–۱۲۰	2By2
سطح نسبتاًپایدار پدیمنت پوشیده: خاکرخ چهارم													
	۱/۴	۴۴/۵	۰/۸	۰/۷	۷/۹	۵/۴	SL	۴۸/۰	۱۳/۴	۱۷/۹	۶۸/۷	۰–۱۲	A
Typic Calcigypsids	۵/۱	۵۲/۰	۱/۱	۱/۱	۷/۶	۱۰/۵	SL	۴۲/۰	۱۴/۴	۲۳/۹	۶۱/۷	۱۲–۳۵	Bk
	۵/۷	۴۲/۰	۰/۷	۳/۰	۷/۶	۱۰/۶	SL	۵۷/۰	۱۰/۴	۱۴/۹	۷۴/۷	۳۵–۸۵	By
سطح ناپایدار پدیمنت پوشیده: خاکرخ پنجم													
	۱/۱	۱۲/۵	۰/۶	۲/۷	۷/۳	۸/۵	LS	۵۸/۰	۶/۴	۱۲/۹	۸۰/۷	۰–۱۵	A
	۵/۶	۹/۵	۰/۸	۲/۹	۷/۳	۹/۸	S	۶۹/۰	۸/۴	۰/۹	۹۰/۷	۱۵–۴۵	By1
Leptic Haplogypsids	۷/۰	۲/۵	۰/۴	۲/۶	۷/۴	۱۱/۲	S	۷۰/۰	۵/۴	۳/۹	۹۰/۷	۴۵–۷۵	By2
	۷/۴	۷/۵	۰/۳	۲/۵	۷/۴	۱۲/۵	S	۵۰/۰	۶/۴	۲/۹	۹۰/۷	۷۵–۱۰۵	By3
	۸/۳	۰/۹	۰/۳	۲/۴	۷/۶	۶/۱	S	۸۹/۰	۶/۴	۲/۹	۹۰/۷	۱۰۵–۱۳۵	By4
سطح پایدار حدواسط پدیمنت و دشت آبرفتی: خاکرخ ششم													
	۰/۰	۱۵/۵	۰/۶	۰/۶	۷/۹	۱۱/۱	LS	۶۸/۰	۸/۳	۸/۳	۸۳/۴	۰–۴۰	A
	۰/۰	۱۶/۵	۰/۸	۰/۸	۷/۸	۱۲/۹	LS	۶۲/۰	۱۰/۳	۵/۳	۸۴/۴	۴۰–۷۰	Bk
Typic Calciargids	۰/۰	۱۷/۵	۰/۲	۱/۳	۷/۶	۱۱/۷	SL	۴۶/۰	۱۸/۳	۱۳/۳	۶۸/۴	۷۰–۱۰۰	Btk1
	۰/۰	۱۹/۰	۰/۹	۰/۶	۷/۷	۱۳/۰	SL	۶۵/۰	۱۴/۳	۶/۳	۷۹/۴	۱۰۰–۱۲۵	Btk2
سطح ناپایدار حدواسط پدیمنت و دشت آبرفتی: خاکرخ هفتم													
	۰/۰	۲۰/۰	۴/۷	۱/۶	۷/۶	۱۰/۹	SC	۵/۰	۳۱/۶	۱۷/۰	۵۱/۴	۰–۲۰	A
	۰/۰	۱۹/۶	۳۵/۳	۸/۲	۷/۶	۱۳/۶	C	۰/۰	۴۲/۶	۱۶/۰	۴۱/۴	۲۰–۶۵	Btn1
	۰/۰	۱۹/۸	۱۵/۶	۵/۹	۷/۵	۱۰/۹	C	۰/۰	۴۱/۶	۱۸/۰	۴۰/۴	۶۵–۸۰	Btn2
	۰/۰	۲۰/۴	۱۸/۶	۵/۲	۷/۶	۱۴/۱	C	۰/۰	۴۰/۶	۲۰/۰	۳۹/۴	۸۰–۱۲۵	Btn3
Typic Natrargids	۰/۰	۲۰/۳	۳/۷	۲/۴	۷/۸	۶/۹	SL	۸۴/۰	۱۱/۶	۹/۰	۷۹/۴	۱۲۵–۱۴۰	C
	۰/۰	۲۰/۶	۵/۱	۲/۰	۷/۸	۹/۷	SCL	۵۲/۰	۲۳/۶	۱۵/۰	۶۱/۴	۱۴۰–۱۷۰	2Btk
	۰/۰	۲۱/۱	۲/۵	۱/۳	۷/۹	۸/۴	SL	۷۲/۰	۸/۶	۶/۰	۸۵/۴	>۱۷۰	2Ck
سطح پایدار دشت آبرفتی: خاکرخ هشتم													
	۰/۰	۶/۰	۱۱۳/۰	۱۸/۲	۸/۲	۶/۲	LS	۵/۰	۸/۶	۵/۰	۸۶/۴	۰–۲۵	A
Typic Natrargids	۰/۰	۸/۵	۷۵/۲	۱۰/۳	۸/۸	۸/۴	SL	۰/۰	۱۴/۶	۱۴/۰	۷۱/۴	۲۵–۵۵	Btn1
	۰/۰	۹/۰	۸۹/۸	۲۱/۳	۹/۰	۹/۰	SCL	۰/۰	۲۲/۶	۲۰/۰	۵۷/۴	۵۵–۸۵	Btn2
	۰/۰	۹/۰	۸۰/۹	۱۸/۲	۸/۹	۹/۴	SCL	۰/۰	۲۳/۶	۲۳/۰	۵۳/۴	۸۵–۱۱۵	Btn3
سطح ناپایدار دشت آبرفتی: خاکرخ نهم													
	۲/۱	۱۳/۰	۱۹۲/۳	۲۰۸/۰	۸/۹	۱۱/۷	CL	۵/۰	۳۷/۳	۲۰/۳	۴۲/۴	۰–۵۰	Az
Typic Haplosalids	۰/۰	۲۲/۰	۷۶/۳	۴۲/۲	۸/۶	۱۲/۰	SCL	۰/۰	۳۰/۳	۲۰/۳	۴۹/۴	۵۰–۸۰	Bz1
	۰/۰	۱۶/۰	۷۶/۳	۲۲/۱	۹/۰	۱۵/۹	SCL	۰/۰	۳۳/۳	۲۱/۳	۴۵/۴	۸۰–۱۲۵	Bz2
سطح اراضی پست: خاکرخ دهم													
	۳/۹	۱۱/۵	۷۰۵/۰	۳۰۵/۰	۹/۱	۹/۹	SCL	۱۰/۰	۲۶/۳	۱۰/۳	۶۳/۴	۰–۱۰	A
Typic Aquisalids	۱/۲	۱۰/۰	۱۵۲/۷	۱۳۷/۰	۹/۰	۱۰/۰	SL	۰/۰	۱۴/۳	۱۳/۳	۷۲/۴	۱۰–۴۰	Bz1
	۰/۰	۱۳/۰	۱۶۴/۸	۱۴۰/۰	۸/۸	۱۰/۸	SL	۰/۰	۱۹/۳	۲۴/۳	۵۶/۴	۴۰–۷۰	Bz2
	۰/۰	۱۶/۵	۲۸۹/۴	۳۳/۴	۹/۶	۱۲/۹	SL	۰/۰	۱۶/۳	۲۳/۳	۶۰/۴	۷۰–۱۲۰	Bz3

ترکیب کانی‌شناسی رسی مربوط به خاکرخ هفتم از تنوع بیشتری برخوردار می‌باشد. همان‌گونه که جدول ۱ نشان می‌دهد، خاک جوان رویی، دارای بافت ریز بوده و کانی اسمکتیت در این خاک به حدی زیاد است که پیک کانی ایلیت را پوشانده است (شکل۳-د). از سوی دیگر، شواهدی از کانی کلریت وجود ندارد؛ زیرا به‌دلیل ناپایداری این سطح و همچنین به‌علت شرایط زهکشی ضعیف، این کانی ناپایدار شده و در اثر هوادیدگی به اسمکتیت تبدیل شده است. در ضمن، به‌دلیل رطوبت حاصل از سیلاب‌های موجود در این موقعیت ژئومرفیک، کانی پالیگورسکیت نیز به اسمکتیت تبدیل شده است (۱۱) و بنابراین منجر به افزایش شدت پیک اسمکتیت در افق Btn1 گردیده است. از سوی دیگر، وجود کانی پالیگورسکیت در نمودارهای پراش مربوط به افق 2Btk موجود در خاک مدفون قدیمی، نشانگر آن است که دفن‌شدگی از نفوذ رطوبت و بنابراین تبدیل کانی پالیگورسکیت به اسمکتیت جلوگیری کرده است و در نتیجه، پیک مربوط به کانی پالیگورسکیت در خاک مدفون زیرین مشاهده می‌شود (شکل۳-و). همراهی و حفظ کانی پالیگورسکیت در اطراف بلورهای آهک در افق‌های کلسیک توسط محققین مختلف در ایران مرکزی گزارش شده است (۵ و ۲۴). در ضمن، مواد مادری زمان گذشته که احتمالاً در رطوبت بیشتری از زمان حال تشکیل شده‌اند، حاوی کانی کلریت بوده‌اند که در خاک مدفون موجود در این موقعیت ژئومرفیک (افق 2Btk) به ارث رسیده است.

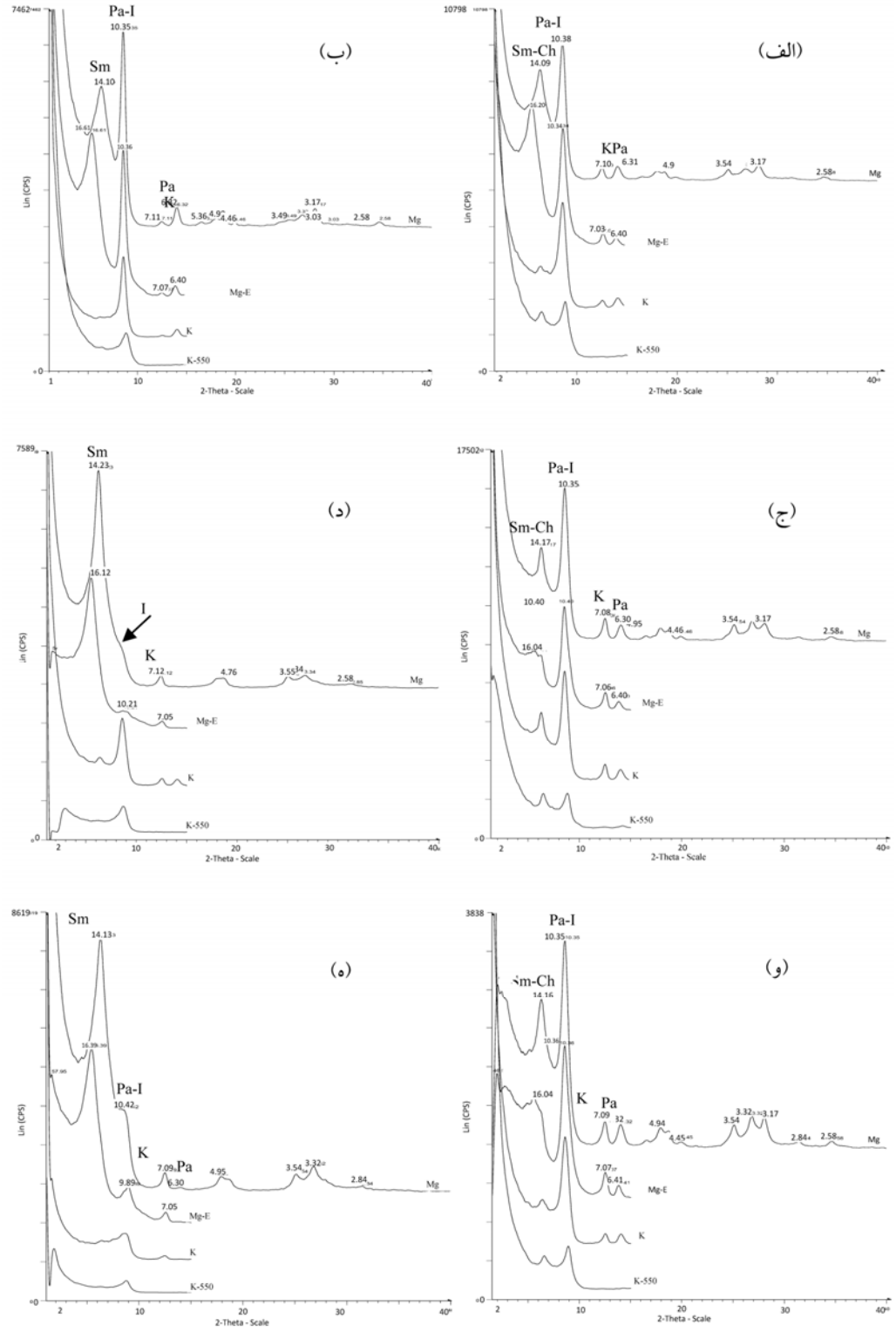
نتایج کانی‌شناسی رسی سطح ژئومرفولوژی پایدار دشت آبرفتی (خاکرخ هشتم)، مشابه با سطح نسبتاً پایدار پدیمنت پوشیده (خاکرخ چهارم) است (شکل۳-ه). کانی اسمکتیت، کانی غالب در این سطح می‌باشد. کانی‌های پالیگورسکیت و ایلیت نیز با شدت کمتر مشاهده شدند. به‌نظر می‌رسد که کانی اسمکتیت در این سطح، دارای دو منشأ اتوژنیک و تغییر شکل‌یافته می‌باشد. با توجه به این که مقدار این کانی با وضعیت زهکشی خاک‌ها در ارتباط است؛ بنابراین به‌دلیل ضعیف بودن وضعیت زهکشی در این سطح ژئومرفیک و زیادی رطوبت خاک، تشکیل اسمکتیت به‌صورت اُتوژنیک در این خاک‌ها محتمل می‌باشد. خرمالی و ابطحی (۲۷) شرایط لازم برای تشکیل کانی اسمکتیت را رطوبت مناسب، pH بالا و وجود یون‌های کلسیم و منیزیم بیان کردند. از سوی دیگر، افزایش شدت پیک اسمکتیت در مقایسه با کاهش پالیگورسکیت در این خاکرخ را می‌توان به تشکیل اسمکتیت حاصل از هوادیدگی پالیگورسکیت نسبت داد. به اعتقاد برخی از محققین، پالیگورسکیت در اثر فرآیند هوادیدگی به اسمکتیت تبدیل شده است (۱۱ و ۱۳). از آن‌جایی که کریمی و همکاران (۸)، فرپور و همکاران (۱۸)، و خادمی و مرموت (۲۴) منشأ پالیگورسکیت در موقعیت‌های انتهای شیب که دارای خاک های شور می‌باشند را آواری گزارش کرده‌اند، لذا این نتیجه احتمالاً برای خاک‌های پایدار دشت آبرفتی (خاکرخ ۸) نیز صادق می‌باشد.

میکرومرفولوژی خاک‌ها

مطالعه‌ی مقطع نازک مربوط به افق Btk خاکرخ سوم واقع در سطح پایدار پدیمنت پوشیده، نشان‌دهنده‌ی پدوفیچرهای گچی، آهکی و رسی است. شکل (۴-الف) پوشش‌های رسی و نادول‌های اکسید آهن را در افق مزبور نشان می‌دهد. موقعیت نادول اکسید آهن که به فاصله‌ی کمی از حفرات قرار دارد می‌تواند نشانگر وجود شرایط احیایی‌تر (شرایط مرطوب زمان گذشته) در فضای خلل و فرج و شرایط اکسیدی‌تر در ماتریکس خاک باشد؛ بنابراین، اکسیدهای محلول با حرکت به ماتریکس خاک و برخورد با شرایط اکسید، به‌صورت نامحلول در آمده و به‌صورت نادول رسوب و تجمع پیدا کرده‌اند (۳۲ و ۴۳). پوشش‌های رس در خاک، شواهدی از انتقال رس از افق‌های بالایی به افق‌های تحتانی در نتیجه‌ی نفوذ آب هستند. وجود دوره‌های خشک به‌عنوان فاکتور کلیدی برای تجمع رس گزارش گردیده است. به این صورت که دوره‌های خشک، این امکان را فراهم می‌آورند تا رس انتقال‌یافته نگهداری شود (۱۲).

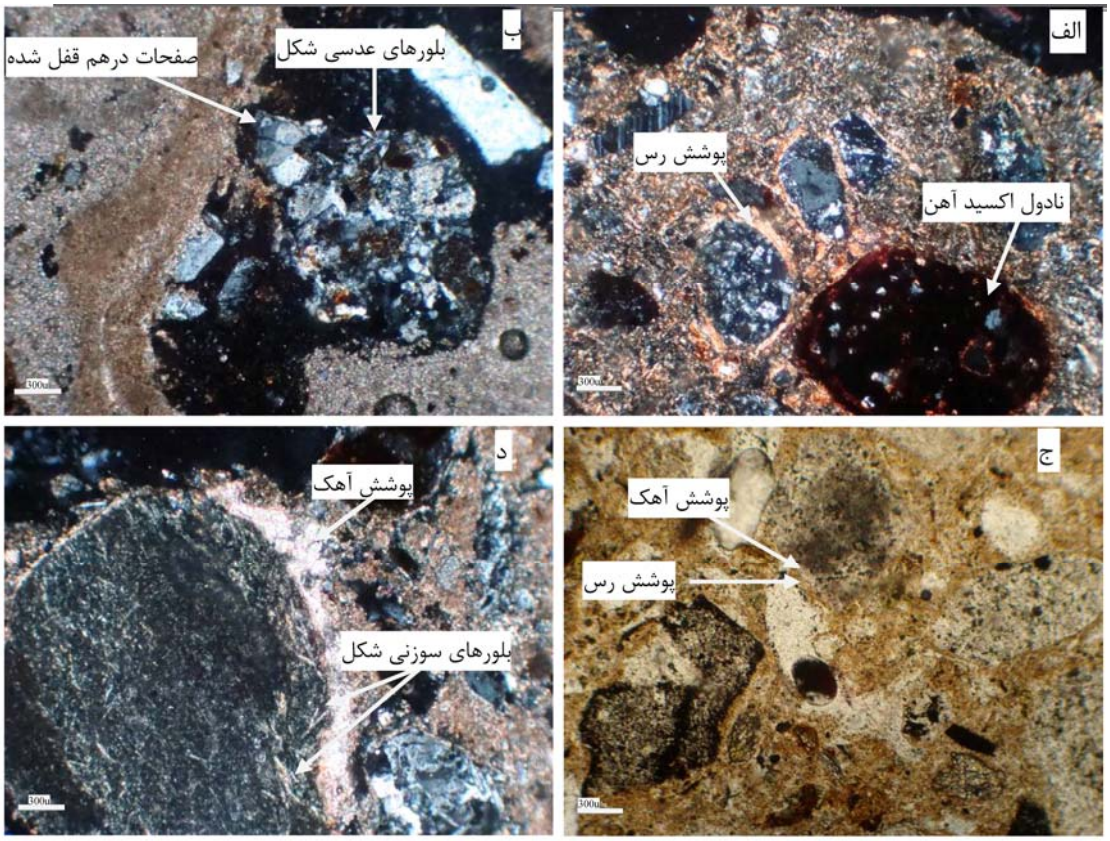
گچ در سطح پایدار پدیمنت (خاکرخ سوم) به‌صورت عدسی‌شکل و صفحات درهم قفل‌شده مشاهده گردید (شکل۴-ب). تشکیل صفحات درهم قفل‌شده‌ی گچ در افق Btk در اثر حل‌شدن بلورهای عدسی-شکل گچ می‌باشد. جعفرزاده و بورنهام (۲۲) گزارش نمودند که امکان تشکیل بلورهای عدسی‌شکل گچ در تمام شرایط آب و هوایی وجود دارد. فرپور و همکاران (۷) و خادمی و مرموت (۲۵) نیز اشکال صفحه‌ای درهم قفل‌شده را که در اثر حل و رسوب مجدد بلورهای عدسی‌شکل گچ در اشکال اراضی با رطوبت بیشتر تشکیل شده‌اند، به‌ترتیب در مناطق رفسنجان و اصفهان گزارش کرده‌اند.

گچ از سازندهای مارنی و نئوژن اطراف به این خاک اضافه شده است و به‌دلیل حلالیت بالای گچ (۲/۵۴ گرم در لیتر)، افق By در عمق ۵۵ سانتی‌متری این خاکرخ تشکیل شده است. همان‌گونه که شکل (۴-ج) نشان می‌دهد، پوشش رس بر روی پوشش آهک قرار گرفته است. بنابراین به‌نظر می‌رسد که ابتدا خروج کربنات‌ها از افق‌های بالایی و تشکیل افق Bk و به دنبال آن انتقال و تجمع رس در افق Bk، تشکیل افق آرجیلیک را موجب شده است. پوشش بلورهای رس روی آهک، نشانگر وجود اقلیم مرطوب به دنبال اقلیم خشک می‌باشد. به این صورت که طی دوران خشک آهک شسته شده و سپس در دوران مرطوب امکان شست‌وشوی رس نیز فراهم گردیده است.



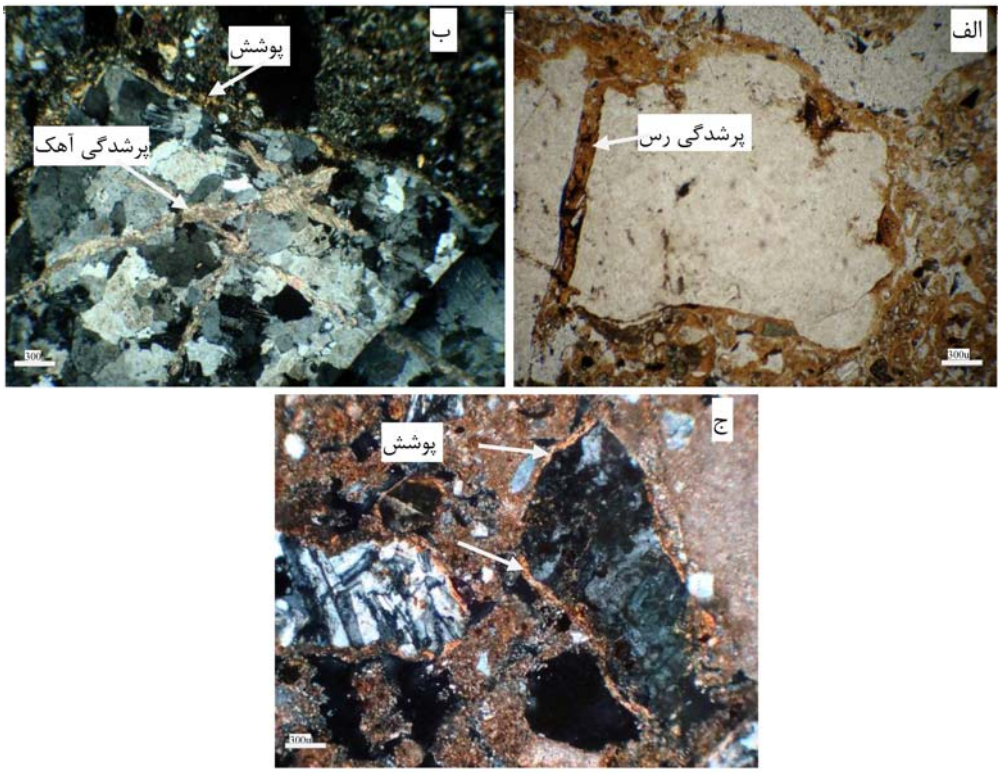
شکل ۳- نمودارهای پراش اشعه‌ی ایکس در افق Btk خاکرخ سوم (الف)؛ افق By خاکرخ چهارم (ب)؛ افق Btk1 خاکرخ ششم (ج)؛
افق Btn1 خاکرخ هفتم (د)؛ افق 2Btk خاکرخ هفتم (و)؛ افق Btn2 خاکرخ هشتم (ه)
(Mg: اشباع با منیزیم، Mg-E: اشباع با منیزیم و اتیلن‌گلیکول، K:اشباع با پتاسیم،
K-550: اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد؛
Sm: اسمکتیت، I: ایلیت، K: کائولینیت، Pa: پالیگورسکیت، Ch: کلریت)

از آنجایی که بلورهای پالیگورسکیت به همراه بلورهای آهک حفظ شده‌اند (۵ و ۲۴)، لذا نتایج کانی‌شناسی رسی دال بر وجود بلورهای پالیگورسکیت در خاک مزبور می‌باشد که در بخش کانی‌شناسی رسی به آن پرداخته شده است. ابطحی (۹) و خادمی و مرموت (۲۶) نیز در مطالعات خود به چنین نتیجه‌ای رسیده‌اند. بلورهای آهک سوزنی‌شکل در سطح کانی‌های موجود در این موقعیت مشاهده گردید (شکل۴-د). رمضان‌پور و همکاران (۲) تشکیل بلورهای سوزنی آهک را به پایین بودن شوری خاک و مرتفع بودن منطقه نسبت داده‌اند که هر دو شرط در منطقه‌ی مطالعاتی تحقیق حاضر صدق می‌نمایند. وجود بلورهای سوزنی آهک در منطقه‌ی گدارکبک - استان چهارمحال و بختیاری- توسط فرپور (۶) نیز گزارش گردیده است. پوشش‌های آهکی از مهمترین عوارض پدولوژیکی هستند و بر اساس تحقیقات کمپ و همکاران (۲۳)، این اشکال، نتیجه‌ی رسوب مجدد کربنات‌های آبشویی‌شده از افق‌های بالایی می‌باشند.



شکل ٤- تصاویر مقطع نازک افق Btk خاکرخ سوم (XPL)

پوشش رس و نادول اکسید آهن (الف)؛ بلورهای عدسی‌شکل و صفحات در هم قفل‌شده‌ی گچ (ب)؛
پوشش رس روی پوشش آهک (ج)؛ پوشش آهک و بلورهای سوزنی‌شکل آهک (د)



شکل ۵- پُرشدگی رس (الف) در افق Btk1 خاکرخ ششم (XPL)؛
پُرشدگی آهک و پوشش رس (پلی‌ژنتیک) (ب) در افق Btk1 خاکرخ ششم (XPL)؛
پوشش رس اطراف یک کانی (ج) در افق 2Btk خاکرخ هفتم (XPL)

شکل اراضی حدواسط به‌عنوان سومین شکل اراضی، شامل خاکرخ‌های ششم و هفتم است. در بررسی مقطع نازک مربوط به افق Btk1 خاکرخ ششم، پُرشدگی رس (شکل۵-الف) مشاهده شد. همچنین پوشش رس در اطراف یک سنگ در حال هوادیدگی که آهک درون شکاف‌های آن نفوذ کرده و پُرشدگی آهک را تشکیل داده است، مشاهده گردید (شکل۵-ب). وجود این پدوفیچرهای مرکب (پوشش رس و پُرشدگی آهک)، دلیلی بر پلی‌ژنتیک[1] بودن خاک می‌باشد. خاک‌های پلی‌ژنتیک، خاک‌هایی هستند که چندین دوره‌ی تشکیل و تکامل را در نتیجه‌ی تغییر شرایط آب و هوایی پشت سر گذاشته‌اند (۱۷). سطح پایدار حدواسط (شکل ۵-ب)، همانند پدیمنت پوشیده (شکل۴-ج)، نشان‌دهنده‌ی تشکیل افق آرجیلیک، پس از افق کلسیک می‌باشد. حل‌شدن کربنات‌ها از افق سطحی و رسوب آن در افق‌های پایین‌تر، سبب ایجاد شرایط لازم برای حرکت ذرات رس از سطح خاک و هم‌آوری[2] این ذرات در منطقه‌ی تجمع کربنات‌ها می‌شود (۲۵). شکل (۵-ج) پوشش‌های رسی را در افق 2Btk خاکرخ هفت به خوبی نشان می‌دهد.

سطح ژئومرفیک دشت آبرفتی، محل تجمع رسوبات ریزبافت و شور می‌باشد. در بررسی این موقعیت، تنها پدوفیچر رس (پوشش رس در اطراف منافذ ووگ[3]) مشاهده شد (شکل۶). در این سطح ژئومرفیک، نوع متفاوتی از پوشش رس مشاهده شد که در معرض سدیم بالا قرار داشته است. این نوع پوشش‌های رسی پراکنده، ویژه‌ی افق‌های ناتریک می‌باشند که در اثر انتشار توسط یون سدیم، حرکت و تجمع می‌یابند. خرمالی و همکاران (۲۸) در مطالعه‌ی میکرومرفولوژیکی افق آرجیلیک موجود در خاک‌های شور و سدیمی استان فارس نیز همین نتیجه را گزارش نموده‌اند.

نتیجه‌گیری

نتایج تحقیق، حاکی از آن است که خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها، به‌ویژه بافت، شوری و نسبت جذبی سدیم در سطوح مختلف ژئومرفیک متفاوت می‌باشند؛ به این معنی که در سطوح پدیمنت پوشیده، مقادیر شوری و نسبت جذبی سدیم، کم است و در مقابل، بافت خاک درشت‌تر می‌باشد. به‌طرف سطوح پایین‌دست

1- Polygenetic
2- Flocculation
3- Vugh pores

(دشت آبرفتی)، روند تغییر خصوصیات بالا، برعکس می‌گردد.

شکل ٦- پوشش رس اطراف یک منفذ از نوع ووگ در افق Btn2 خاکرخ هشتم (XPL)

کانی‌های رسی ایلیت، پالیگورسکیت، اسمکتیت و کائولینیت در اکثر سطوح ژئومرفولوژی مشاهده گردیدند. در حالی که کانی کلریت، به‌طور عمده در سطوح ژئومرفیک پایدار مشاهده شد. به‌دلیل عدم وجود شرایط لازم برای تشکیل کائولینیت، این کانی به ارث رسیده از مواد مادری است. حضور کانی‌های ایلیت و کلریت در خاک‌های منطقه، منشأ موروثی دارند. به طرف دشت آبرفتی، به‌دلیل افزایش میزان رطوبت و بنابراین تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتیت، کانی انبساط‌پذیر اسمکتیت غالب می‌شود. در نتیجه، اسمکتیت دارای دو منشأ خاک‌ساز (از محلول خاک) و تغییر شکل‌یافته از کانی‌های پالیگورسکیت، ایلیت و کلریت است. پالیگورسکیت در سطح پدیمنت پوشیده که متأثر از سازندهای نئوژن حاوی آهک و گچ مربوط به دوران الیگومیوسن می‌باشد، دارای منشأ موروثی است؛ در حالی که در سطح پایدار دشت آبرفتی، از منشأ آواری برخوردار می‌باشد که در نتیجه‌ی ته‌نشست‌های رودخانه‌ی هلیل‌رود به‌وجود آمده است.

نتایج مطالعات میکرومرفولوژی، حاکی از وجود پدوفیچرهای پوشش رس و آهک، بلورهای سوزنی‌شکل آهک، بلورهای عدسی‌شکل گچ و صفحات درهم قفل‌شده‌ی گچ در سطح پایدار پدیمنت پوشیده می‌باشد. در شکل اراضی حدواسط، پدوفیچرهای گچ مشاهده نشد و تنها پوشش رس، پُرشدگی رس و نیز پدوفیچر مرکب حاصل از پوشش رس و پرشدگی آهک مشاهده گردید. در سطح پایدار دشت آبرفتی، پوشش رس در اطراف منافذ از نوع ووگ و به‌صورت پراکنده مشاهده شد. این نوع پوشش رس، ویژه‌ی افق‌های ناتریک می‌باشد که در اثر انتشار توسط یون سدیم، حرکت و تجمع می‌یابد.

نتایج تحقیق، حاکی از آن است که موقعیت سطوح ژئومرفیک، نقش قابل توجهی در تغییر خصوصیات فیزیکی، شیمیایی، مرفولوژیکی، کانی‌شناسی رسی و میکرومرفولوژی خاک داشته‌اند و بنابراین تشکیل و طبقه‌بندی خاک‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله از گروه خاک‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، به‌خاطر فراهم آوردن امکان تحقیق و نیز انجام آزمایش‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی رسی قدردانی می‌شود. در ضمن، از بخش زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، به‌خصوص سرکار خانم مهدوی، به‌دلیل همکاری در انجام مطالعات میکرومرفولوژی تشکر می‌گردد.

منابع

۱- ایران‌نژاد پاریزی م. ۱۳۸۸. مطالعه خاک‌های دیرینه و عهد حاضر مخروط‌افکنه گیودری رفسنجان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۰۹ صفحه.

۲- رمضان‌پور ح.، جلالیان ا.، کریمیان اقبال م. و محمودی ش. ۱۳۸۲. مطالعه میکرومرفولوژی برخی خصوصیات افق‌های مختلف خاک در یک ردیف اراضی-زمانی ناحیه شهرکرد. مجموعه مقالات هشتمین کنگره علوم خاک ایران. جلد اول، صفحات ۱۳۲-۱۳۰.

۳- روزیطلب م. ح. ۱۳۷۳. اریدیسول ها در ایران و بهره برداری پایدار از آن‌ها. خلاصه مقالات چهارمین کنگره علوم خاک ایران. اصفهان، ایران، صفحه ۱۱.

۴- سنجری ص.، فرپور م.ه.، کریمیان اقبال م.، اسفندیارپور بروجنی ع. ۱۳۸۹. کانی‌شناسی رسی خاک‌های واقع بر یک ردیف پستی و بلندی در منطقه جیرفت. اولین کنفرانس بین‌المللی مدلسازی گیاه، آب، خاک و هوا.

۵- صالحی م.ح.، خادمی ح. و کریمیان اقبال م. ۱۳۸۲. شناسایی و نحوه تشکیل کانی‌های رسی در خاک‌های منطقه فرخ شهر، استان چهارمحال و بختیاری. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. سال ۷، شماره ۱، صفحه ۷۳ تا ۸۹.

۶- فرپور م.ه. ۱۳۷۴. رابطه خاک و ژئومرفولوژی در منطقه گدارکبک چهارمحال و بختیاری. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۱۴۲ صفحه.

۷- فرپور م.ه.، کریمیان اقبال م. و خادمی ح. ۱۳۸۲. نحوه تشکیل و میکرومرفولوژی اریدی‌سول‌های گچی و نمکی منطقه نوق رفسنجان در ارتباط با سطوح ژئومرفولوژی. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. سال هفتم، شماره سوم، صفحات ۹۳-۷۱.

۸- کریمی ع.ر.، جلالیان ا. و خادمی ح. ۱۳۸۷. تشکیل و توزیع پالیگورسکیت و کانی‌های رسی همراه در خاک‌ها و ته‌نشست‌های جنوب مشهد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. ص ۵۴۵ تا ۵۵۸.

9- Abtahi A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent material under semiarid conditions in Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 329-336.

10-Baghernejad M. 2002. Variation in soil clay minerals of semiarid regions of Fars province in southern Iran. Agric. Res. 19: 165-180.

11-Birkeland P.W. 1999. Soils and Geomorphology, Oxford University Press, Inc., NewYork.

12-Boixadera J., Poch R.M., Garcia-Gonzalez M.T., and Vizcayno C. 2003. Hydromorphic and clay-related processes in soils from the Llanosde Moxos (Northern Bolivia). Catena 54: 403-424.

13-Borchardt C. 1989. Smectite. PP. 675-728. In: J. B. Dixon and S. B. Weed (Eds.), Minerals In Soil Environments. SSSA, Madison, WI.

14-Bouyoucos G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soil. Agron. J. 54:464-465.

15-Bouza P.J., Simon M., Aguilar J., Valle H., and Rostage M. 2007. Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina, Geoderma 139: 38-50.

16-Brady N.C. 1990. The Nature and Properties of Soils. 10th ed., Macmillan Publishing Company.

17-Duchaufour P. 1982. Pedology. George Allen and Unwin, London. 310 pp.

18-Farpoor M.H., Khademi H., and Eghbal M.K. 2002. Genesis and distribution palygorskite and associated clay minerals in Rafsanjan soils on different geomorphic surface. Iran Agric. Res. 21: 39-60.

19-Gerrard J. 1992. Soil Geomorphology. Chapman and Hall Pub. Company, Landan.

20-Graham R.C., and Boul S.W. 1990. Soil-geomorphic relations on the Blue Ridge Front. II. Soil characteristics and pedogenesis. Soil Sci. Soc. Am. J. 54: 1188-1194.

21-Jackson M.L. 1975. Soil Chemical Analysis-advanced Course. Univ. of Wisonsin College of Agric., Dept of Soils Sci., Madison, WI.

22-Jafarzadeh A., and Burnham C.P. 1992. Gypsum crystals in soils. J. Soil Sci. Vol. 43, pp. 409-425.

23-Kemp R.A., Tomas P.S., Sayago J.M., Debyshire E., King M., and Wagner L. 2003. Micromorphology OSL dating of the basalt part of the loess-paleosol sequence at La Mesuda in Tucuman province, northwest Argentina. Quat. Int. 106-107: 111-117.

24-Khademi H., and Mermut A.R. 1998. Source of palygorskite in gypsiferous aridisols and associated sediments from central Iran. Clay Miner. 33: 561-578.

25-Khademi H., and Mermut A.R. 1999. Submicroscopy and stable isotope geochemistry of carbonates and associated palygorskite in Iranian Aridisols, European Journal of Soil Science 50: 207-216.

26-Khademi H., and Mermut A.R. 2003. Micromorphology and classification of Argids and associated gypsiferous Aridisols from central Iran. Catena 54: 439–455.

27-Khormali F., and Abtahi A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semiarid soils of Fars Province, Southern Iran. Clay Miner. 38: 511-527.

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 776: 1-29.

29-Khormali F., Abtahi A., and Stoops G. 2006. Micromorphology of calcic pedofeatures in highly calcareous soils of Fars province, Southern Iran. Geoderma 132: 31-46.

30-Kittrik J.A., and Hope E.W. 1963. A procedure for the particle size separation of soil for X-ray diffraction analysis. Soil Sci. Soc. 96: 312-325.

31-Lanyon L.E., and Heald W.R. 1982. Magnesium, Calcium, Strontion and Barium. P. 247-260. In: A. L. Page et al.(ed.), Methods of Soil Analisis. Part II. 2nd ed., Agron. Monogar. No:9. ASA and SSSA. Madison, WI.

32-McCarthy P.J., Martini I.P., and Leckie D.A. 1998. Use of micromorphology for paleoenviromental interpretation of complex alluvial paleosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 143:87-110.

33-Moazallahi M., and Farpoor M.H. 2009. Soil Micromorphology and Genesis along a Climotoposequence in Kerman Province, Central Iran. Australian Journal of Basic and Applied Sciences 3: 4078-4084.

34-Nelson R.E. 1982. Carbonate and Gypsum. P. 181-196. In: A. L. Page et al.(ed), Methods of Soil Analisis. Part II. 2nd ed., Agron. Monogar. No: 9. ASA and SSSA. Madison, WI.

35-Nelson D.W., and Sommers L.E. 1982. Total Carbon, Organic Carbon and Organic Matter. p. 539-577. In: A. L. Page et al (Ed), Methods of Soil Analisis. Part II. 2nd ed., Agron. Monogar. No: 9. ASA and SSSA. Madison, WI.

36-Nettleton W.D. (Ed.). 1991. Occurrence characteristics and genesis of carbonate gypsum and silica accumulation, Canada. Soil Sci. Soc. Am. J. 51: 247-251.

37-Nettleton W.D., and Peterson F.F. 1983. Aridisols. In: Wilding, L.P., et al. (Eds.), Pedogenesis and Soil Taxonomy:

II. The Soil Order. Elsevier, Amsterdam, pp. 165–215.
38-Richards L.A. (ed.). 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkaline soils. U.S. Salinity Loboratory Staff. USDA. Hand book No: 60. Washington, DC, USA. 160pp.
39-Schoeneberger P.J., Wysocki D.A. Benham E.C., and Broderson W.D. 2002. Field book for describing and sampling soils. Natonal Soil Survey Center, Natural Resources Conservation Service. U. S. Dept. of Agriculture, Lincoln, Nebraska.
40-Soil Survey Staff. 2010. Keys to soil taxonomy. 11th edition. USDA.
41-Stoops G. 2003. Guideline for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. SSSA, Madison, WI.182p.
42-Toomanian N., Jalalian A., and Eghbal M.K. 2001. Genesis of gypsum enriched soils in North-West Isfshan, Iran. Geoderma 99: 199-224.
43-Zárate M.A., Kemp R.A., and Blasi A.M. 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in northern Pampas of Bueneos Aires, Argentina. Journal of South American earth sciences 15: 303-313.

Journal of Water and Soil
Vol. 25, No.2, May-Jun 2011, p. 411-425

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۵، شماره ۲، خرداد – تیر ۱۳۹۰، ص. ۴۲۵-۴۱۱

Genesis, Micromorphology and Clay Mineralogy of Soils Located on Different Geomorphic Surfaces in Jiroft Area

S. Sanjari[1]- M.H. Farpoor[2]* M. Karimiam Eghbal[3]- I. Esfandiarpoor Boroujeni[4]

Received: 13-9-2010
Accepted: 23-1-2011

Abstract

Geomorphology and soil genesis and its development are closely related. Besides, soil-landscape studies provide a better understanding of soil forming processes. The objectives of the present research include soil genesis studies, micromorphology and clay mineralogy of soils related to geomorphic surfaces in Jiroft area. Soil temperature and moisture regimes of the area are hyperthermic and aridic respectively. Alluvial fan, mantled pediment, intermediate surfaces, alluvial plain, and lowland landforms were identified. Each landform was divided into different surfaces due to geomorphic stability. One representative pedon was studied and sampled on each geomorphic surface. Routine physicochemical, clay mineralogy, and micromorphology analysis were performed on soil samples. The results showed that electrical conductivity, pH, and SAR contents increased from mantled pediments toward lowland positions. Besides, fine soil textures were found in downward positions. Chlorite, illite, palygorskite, smectite, and kaolinite clay minerals were found. Moving down toward alluvial plain, palygorskite stability decreased due to high water table, that is why smectite is the dominant clay mineral in alluvial plain. Source of palygorskite in mantled pediment, intermediate surfaces, and alluvial plain is inherited, pedogenic, and detrital respectively. Clay coating and infillings in Btn and Btk horizons of stable and unstable surfaces were investigated during thin section observations. Besides, calcite coating and infilling were found in Btk horizon at stable geomorphic surfaces. Results of the present research show that difference in soil characteristics is highly affected by geomorphology.

Keywords: Geomorphology, Palygorskite, Clay and calcite coating, Jiroft

1,2- MSc Student and Associate Professor, Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Shahid Bahonar University of Kerman
(*- Corresponding Author Email: farpoor@mail.uk.ac.ir)
3- Associate Professor, Soil Science Department, Faculty of Agriculture, Tarbiat Modares University of Tehran
4- Assistant Professor, Soil Science Department, Faculty of Agriculture, Vali-e-Asr University of Rafsanjan