مجله پژوهش در علوم کشاورزی، جلد چهارم،
شماره دوم، زمستان ۱۳۸۷ (صفحه ۲۵٤-۲٦٦)

چگونگی تحول و تکامل خاک‌ها در اراضی دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان

ناصر هنرجو[۱] *و احمد جلالیان[۲]

۱- استادیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان(اصفهان)

۲- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان(اصفهان)

تاریخ دریافت:۸۷/۲/۱۲ تاریخ پذیرش:۸۷/۷/۱۹

چکیده

اراضی دانشگاه آزاد خوراسکان به وسعت ۵۰ هکتار نمونه‌ای از اراضی منطقه است که دارای نمک، گچ و آهک فراوان بوده و انجام مطالعات پایه و علمی بر روی آنها قابل استفاده برای کل منطقه می‌باشد. تعداد ۱۵ پروفیل خاک در این محدوده حفرگردید. در مطالعات مورفولوژیکی خاک‌ها تناوب در بافت، مقدار سنگریزه، رنگ، ساختمان، میزان گچ و آهک در لایه‌های مختلف خاک نشانه‌های انقطاع سنگی در خاک و حاکی از تناوب در بروز وقایعی چون سیل، فرسایش، شرایط حمل و نقل و رسوب‌گذاری در منطقه می‌باشد که خود ناشی از تغییر اقلیم در زمان‌های مختلف است. کوه‌های مشرف به دانشگاه دارای سنگ آهک، ماسه سنگ، کنگلومرا و شیل و کانی‌های ایلیت، کائولینیت، کلریت و کوارتز بوده و این سنگ‌ها منشا خاک‌های منطقه هستند همه کانی‌های ذکر شده در بالا در افق‌های مختلف خاک‌ها نیز مشاهده شدند. به علاوه کانی پالیگورسکایت نیز در خاک‌ها وجود دارد که در مواد مادری خاک‌ها این کانی وجود نداشته است. اقلیم خشک فعلی و همراهی آهک و گچ شرایط را برای تشکیل و پایداری پالیگورسکایت فراهم نموده است. در مطالعات میکرومورفولوژی سنگریزه‌های آهکی خیلی درشت و کمبود اجزاء دانه ریز و ناچیز بودن جزء رس خاک، پر شدگی داخل خلل و فرج خاک از گچ به صورت متراکم و غیر ممتد یا غیر متراکم و غیرممتد مشاهده می‌شود. وجود لایه‌های متناوبی از آهک به شکل «هیپوکوتینگز» و «کوازی کوتینگز » بر روی سنگریزه‌ها شواهدی از تناوب آب و هوا و وجود آب و هوایی به مراتب پر باران تر از حال در بعضی از دوره‌ها است.

کلمات کلیدی: **میکرومورفولوژی، گچ ثانویه، پالیگورسکایت، تغییر اقلیم، تناوب رسوب**

*نویسنده مسئول: Email:nhonarjoo@yahoo.com

Archive of SID

www.SID.ir

مقدمه

در ایران مرکزی شواهدی مبنی بر اینکه در دوره‌هایی، رطوبتی بمراتب بیشتر از امروز وجود داشته دیده شده است. در مورد علت وجود آب بیشتر در روی زمین دو نظریه تا به حال مطرح بوده که نظریه اول علت آن را بارندگی بیشتر و نظریه دوم کم شدن تبخیر و تعرق به علت سردی هوا می‌داند. گابریل معتقد است که آب و هوای عهد چهارم ایران به مراتب مرطوب تر از امروز بوده و در واقع بارندگی بیشتر بوده است(۷). ولی بوبک افزایش رطوبت عهد چهارم را بر اصل بارندگی زیاد نمی‌داند بلکه عامل مؤثر در ازدیاد آب را پایین بودن دما می‌داند(۱۷). کرینسلی در این باره می‌گوید در جبهه‌های داخلی زاگرس شمالی و البرز در دوران های یخبندان هوا ۵ تا ۸ درجه سانتیگراد سردتر از زمان حاضر بوده و در زمستان برف بیشتری می‌باریده است. وی پس از بررسی ۵۳ پلایا از ٦۰ پلایای موجود در ایران نتیجه می‌گیرد که در پلئیستوسن بارش منطقه ایران حدودا برابر بارش امروز بوده است ولی وجود آب بیشتر در زمین احتمالا بخاطر دمای پایین تر هوا و تبخیر کمتر بوده است(۲۵).

سیاهپوش از قول دکتر گرشمن می‌گوید در زمانی که قسمت اعظم سطح اروپا به وسیله یخچال‌ها پوشیده شده بود فلات ایران یک مرحله بارانی را طی می‌کرده است که ضمن آن حتی دره های مرتفع در زیر آب قرار داشته‌اند. قسمت اصلی فلات ایران که امروز بیابان شوره زار عظیمی است در آن زمان دریاچه ای وسیع یا یک دریای داخلی بوده است. در زمانی بین ۱۰ و ۱۵ هزار سال قبل از میلاد یک تغییر تدریجی در آب و هوا روی داد و دوران بارانی به دوران خشک تبدیل گردید که هنوز هم ادامه دارد(۵). معتمد گزارش کرده است که هوکریده و همکاران در مطالعه زمین شناسی دوران چهارم در منطقه کرمان به آثار تخم شترمرغ و گونه‌ای از دوزیستان و انواعی از گیاهان دست یافتند و دلایلی بر حاکمیت شرایط مرطوب تر در این نقاط ارائه دادند(۱۰). وی نظر وان زئیست در غرب ایران و ارتفاعات زاگرس و بخصوص دریاچه زریبار را که با پیدایش اسپور و گرده گونه‌ای از گیاهان وجود شرائط مرطوب تر را خارج از آنچه که امروز در آن منطقه است تایید می‌کند(۱۰). همچنین معتمد در بررسی‌های منطقه لوت با مشاهده حفر وسیع دره‌های آبرفتی و پرشدگی آن ها توسط ماسه‌های امروزی و نیز آثار جنگل‌های مخروبه گز و وجود آثار باستانی در بعضی از مناطق بیابانی مثلا لوت نتیجه‌گیری کرد که شرایط مرطوب تری در این مناطق حاکم بوده است(۱۱). میمندی‌نژاد نیز ضمن تایید کارهای وان زئیست وجود شرایط مرطوب تر گذشته را در منطقه قبول دارد(۱۲). محمودی در این مورد می‌گوید: در دوره‌هایی یخچالی در مرکز و جنوب ایران اقلیمی نسبتا مرطوب حاکم بوده است فرسایش آب‌های روان تقریبا همه جا عامل مسلط در دستکاری ناهمواری‌ها بوده است. پوشش‌های نسبتا متراکم جنگلی نواحی جنوبی و کوه‌های مرکزی و تا حدی شرقی ایران میراث چنین شرایطی است. مخروط افکنه های گسترده و دره‌های گود به ویژه در خشک ترین بیابان‌های کنونی ایران (دشت لوت) و پادگانه‌های آبرفتی وسیع و مطبق و منظم در حاشیه دره‌های خشک و نسبتا کم آب بلوچستان و بالاخره برداشت هزاران متر از رسوبات زاگرس دلایلی دیگر بر تسلط اقلیمی مرطوب در دوره های سرد بر ایران مرکزی، جنوبی و شرقی می‌باشد(۹).

دوره کواترنر از دو میلیون سال پیش شروع می‌شود و به دو دوره پلئیستوسن و هلوسن تقسیم می‌گردد(۱۱). در دوره پلئیستوسن یخبندان‌های بزرگ دوران چهارم بوقوع می پیوندد و نتیجه آن پیدایش دوره‌های یخچالی و بین یخچالی است. از نظر زمانی پلئیستوسن به چهار دوره یخچالی "گنز[1]"، "میندل[2]"، "ریس[3]" و "ورم[4]" تقسیم می‌شود که تا ۱۰۰۰۰ سال قبل ادامه داشته است(۱۱). گفته

[1] - Gunz
[2] - Mindel
[3] - Riss
[4]- Wurm

Archive of SID

www.SID.ir

می‌شود که تراس‌های بالایی اکثر رودخانه‌های بزرگ دنیا در دوره یخچالی "گنز" و تراس های میانی و پایینی در دوره‌های یخچالی"میندل" و "ریس" بر جای گذاشته شده است(۱۱). به سال ۱۶۰۸ و ۱۶۲۱ میلادی زمستان های خیلی سختی در آسیای صغیر روی داد و خط برف دائمی کوه ها در ایران و ترکیه بین ۵۰ و ۱۰۰ متر پایین تر آمد و یخچال‌های خاور نزدیک شروع به پیشرفت کرد. بوبک بقایای یخچال‌های متعددی را در کردستان تشخیص داده است(۱۷). بطور کلی در دوره پلئیستوسن پدیده غالب در خاک ها تغییر و تحولات شیمیایی و کانی شناسی و در دوره هلوسن پدیده غالب جریان مواد بادرفتی بوده است(۲۷). در طول دوره پلئیستوسن فلات ایران مشابه با سایر اراضی هم عرض خود همزمان با دوره های یخچالی در اروپا و امریکا و عرض‌های بالاتر تحت تاثیر سیکلون‌های سرد و مرطوب قرار گرفته و در نتیجه رطوبت مؤثر بیشتری جهت آبشویی و خاکسازی فراهم بوده و در دوره‌های بین یخچالی شرایط گرم و خشک تری بر ایران حاکم بوده است(۱). این نوسانات باعث تناوب دوره های خاکسازی شده است. بزدک و همکاران وجود لایه هایی از مواد آهکی بر روی پوشش‌های رسی را در ارتباط با تغییر اقلیم از حالت مرطوب تر به حالت خشک دانسته‌اند(۱۵). نتلتون و همکاران نیز در مطالعه خاک‌های جنوب غربی ایالات متحده تشکیل تحت رده آرجیدز را متناسب با شرایط اقلیمی خشک امروز ندانسته و تشکیل این خاک را به شرایط مرطوب تر پلئیستوسن نسبت دادند(۲۷).

در منطقه اصفهان شواهد دیگری نیز از آب و هوای مرطوب تر گذشته بشرح زیر دیده می‌شود :

– وجود سه تراس دریاچه‌ای گاوخونی، که می‌تواند بیان کننده حداقل سه بار تغییر در بیلان آب آن باشد(۳).

–وجود سه تراس رودخانه زاینده رود در طول این رودخانه از زرین شهر تا اژیه(۱۳).

–وجود لایه سیاهرنگ به ضخامت ۳۰ الی ۵۰ سانتی‌متر در اعماق مختلف خاک در منطقه، از رودشت تا اصفهان. اعتقاد بر این است محل شهر کنونی اصفهان روزگاری در ساحل دریاچه گاوخونی قرار داشته و به عبارتی مرغزار ساحلی آن به حساب می آمده است. اکنون سطح قبلی مرغزار که لایه سیاهرنگی است در زیر آبرفت های جدید مدفون گردیده است(۳).

– وجود افق آرجیلیک در بسیاری از خاک های تراس‌های بالایی زاینده رود که توسط محققین مختلفی تایید شده است

–وجود خاک‌های قدیمی که دارای لایه‌های متناوبی از خاک هایی با خصوصیات متفاوت بوده و افق‌های مشخصه آرجیلیک، کلسیک، پتروکلسیک، سالیک و ... به طور متناوب در آن ها دیده می‌شود. – وجود لایه‌ای غنی ازموادآلی بضخامت تا ۶۵ سانتی‌متر در وسعتی بالغ بر ۷۰ کیلومتر مربع در زیر اراضی دشت سگزی که در آن گونه‌های میکروفسیل مربوط به شرایط آبی و نیز سنگواره‌های نرم تنانی از تیره گاستروپودها دیده می‌شود و نشان از شرایط مرطوب تر گذشته نسبت به حال دارد(۲).

در این مطالعه سعی در شناسایی تعدادی از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی، کانی شناسی و میکرومورفولوژی بخشی از خاک‌های منطقه می‌شود تا بتواند در جهت مدیریت بهتر اراضی منطقه مورد استفاده قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

ناحیه مورد مطالعه قسمتی از اراضی ارغوانیه واقع در شرق شهرستان اصفهان می باشد که در دامنه ارتفاعات مشرف به باغ رضوان قرار گرفته است. مساحت کل این اراضی حدود ۵۰ هکتار بوده و در محدوده طول جغرافیایی ۳۲ درجه و ۳۸ دقیقه و عرض جغرافیایی ۵۱ درجه و ۴۷ دقیقه قرار دارد. اراضی مورد مطالعه بر اساس تعاریف نشریه ۲۱۲ موسسه تحقیقات خاک و آب ایران(۳۱) بر روی زمین نمای[1]« دشت دامنه‌ای پایکوهی[2]» در دامنه کوه‌های

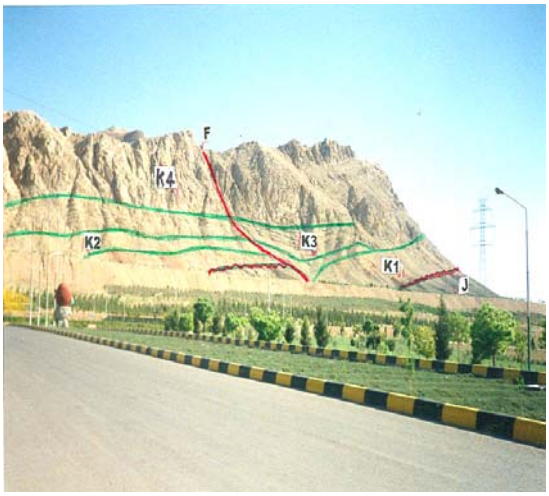
[1] - Landscape
[2] - Piedmont Colluvial Plains

Archive of SID

www.SID.ir

مشرف به دانشگاه قرار گرفته، بلندترین ارتفاع این کوهها ۱۹۹۵متر می‌باشد. این اراضی بر روی لندفرم پایین شیب[1]، محلی که شیب مقعر و حدود ۳ درصد می‌باشد و در ارتفاع ۱۵۸۰-۱۵۶۰ متری در دامنه کوه‌های مشرف به دانشگاه قرار گرفته است. در این لندفرم فرسایش کم و رسوب زیاد می‌شود رسوب مجدد مواد از طریق حرکت توده‌ای خاک، یا رواناب سطحی و یا لغزش زمین و ....وجود دارد(۱۶).

مطالعات انجام شده شامل مطالعات ژئومورفولوژی در منطقه و سپس شبکه بندی محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه، حفر ۱۵ پروفیل در محل تقاطع شبکه ها و تشریح کامل پروفیل‌ها بر اساس دستورالعمل اداره حفاظت خاک وزارت کشاورزی امریکا، مشخص کردن پروفیل های شاهد و تهیه نمونه از افق‌های ژنتیکی پروفیل‌های شاهد(۲۶) و آماده سازی نمونه‌ها جهت آزمایشات فیزیکی، شیمیایی(۳۰،۲۴)، کانی شناسی بر اساس روش کیتریک و هوپ (۲۳) و نیز تهیه مقطع نازک از کلوخه های طبیعی بمنظور مطالعات میکرومورفولوژیکی بر اساس روش استوپز (۳۳) و نیز مطالعات میکروسکوپ الکترونی(۲۴) می‌باشد.



شکل ۱- سازندهای زمین‌شناسی کوه‌های مشرف به اراضی مورد مطالعه

[1] - Footslope

زمین شناسی منطقه

منشا خاک‌های محدوده مورد مطالعه کوه های باغ رضوان است این کوه‌ها از نظر چینه نگاری سنگی به چهار واحد سنگی K_4، K_3، K_2، K_1 و J قابل تقسیم است. شکل شماره ۱ نمایی از کوه های مشرف به اراضی مورد مطالعه و سازندهای زمین شناسی سطح آن را نشان می‌دهد. از بین این چهار واحد یک واحد مربوط به دوره ژوراسیک و سه واحد مربوط به دوره کرتاسه از دوران دوم زمین شناسی است(٤). مشخصات سازندهای زمین شناسی کوه‌ها بشرح زیر است:

واحد J : این واحد سنگی که در تصویر به رنگ سیاه تا خاکستری تیره (در ابتدای ارتفاعات) دیده می‌شود تناوبی از شیل و ماسه سنگ است که به صورت ناپیوستگی زاویه‌دار در زیر سنگ‌های تخریبی – آهکی کرتاسه زیرین قرار گرفته اند.

واحد K_1: این واحد تناوبی از سنگ‌های تخریبی است که به سمت بالا ریزشونده هستند. در ابتدای این واحد کنگلومرایی از نوع کنگلومرای قاعده‌ای و از نوع ارتوکنگلومرای پترومیکتیک قرار دارد که بسمت بالا به کنگلومرای نوع ارتوکوارتزیتی تبدیل می‌شود و در بالا بتدریج این کنگلومرا به ماسه سنگ‌های قرمز رنگ آرکوزیک تبدیل می‌گردد. این ماسه سنگ‌ها در طول این واحد در تناوب با شیل و در بعضی جاها سنگ‌های کربناته و دولومیتی قرار داشته و تکرار می‌شود. رنگ قرمز این واحد مؤید ته نشست رسوبات تشکیل دهنده این سنگ‌ها در یک محیط اکسیداسیون است واحدهای سنگی K_4، K_3، K_2 تناوبی از شیل و سنگ‌های آهکی می‌باشد تفاوت این سه واحد سنگی در این است که اولاً از واحد K_2 به K_4 بین لایه‌های شیلی کمتر شده و در واحد K_4 تقریبا حذف می‌شود و ثانیاً از واحد K_2 به K_4 لایه‌های سنگ‌های آهکی بتدریج ضخیم شده تا آنجا که در K_4 به صورت توده‌ای در می‌آید(٤). در ضمن در این کوه‌ها گسلی دیده می‌شود که بر روی شکل با علامت (F) نشان داده شده است.

Archive of SID

www.SID.ir

نتایج

اراضی مورد مطالعه بر روی زمین نمای « دشت های دامنه ای پایکوهی » در دامنه کوه‌های مشرف به محدوده مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند های زمین شناسی این کوه ها منشا خاک‌های مورد مطالعه هستند. در مطالعات مورفولوژیکی تناوب در بافت، مقدار سنگریزه، رنگ، ساختمان، میزان گچ و آهک و توزیع آنها در لایه های مختلف خاک دیده می‌شود که این تناوب از نشانه‌های انقطاع سنگی در خاک است. با توجه به اینکه همه خاک‌های مورد مطالعه از کوه‌های مشرف به باغ رضوان منشاء گرفته‌اند و دارای مواد مادری یکسانی هستند تناوب در لایه‌های مختلف نشان دهنده تناوب در بروز وقایعی چون سیل، فرسایش، شرایط حمل ونقل و رسوبگذاری در منطقه می‌باشد که خود ناشی از تغییر اقلیم در زمان های مختلف است(۲۸).

این خاک‌ها در زمره خاک های قدیمی قرار می‌گیرند. شکل شماره ۲ تعداد ۱۱ واحد خاک جدا شده در محدوده مورد مطالعه و جدول شماره ۱ رده بندی این خاک‌ها را نشان می‌دهد.

– میکرومورفولوژی خاک‌ها

به علت نزدیکی پروفیل‌ها بهم و عدم تکامل زیاد خاک‌های محدوده مورد مطالعه مشخصات میکرومورفولوژیکی افق‌های مختلف و نیز پروفیل های متفاوت مشابه می‌باشد جدول شماره ۲ تعدادی از این مشخصات را در افق های B این خاک ها نشان می‌دهد. در مقاطع نازک تهیه شده از افق‌های مختلف خاک های منطقه سنگریزه‌های آهکی خیلی درشت و کمبود اجزاء دانه ریز و ناچیز بودن جزء رس خاک مشاهده می شود بطوریکه پراکنش ذرات درشت نسبت به ذرات ریز انولیک[1] می‌باشد. در تجزیه مکانیکی خاک ها نیز این مسئله بخوبی ملاحظه می‌شود. به طوریکه درصد سنگریزه در خاک‌های مختلف گاهی تا ۷۰ درصد و درصد رس در بخش خاک نرم در بعضی افق‌ها به کمتر از ۱۰ درصد می‌رسد. خلل و فرج خاک بیشتر در بین خاکدانه‌ها به صورت غیر منظم مشاهده می‌شود.

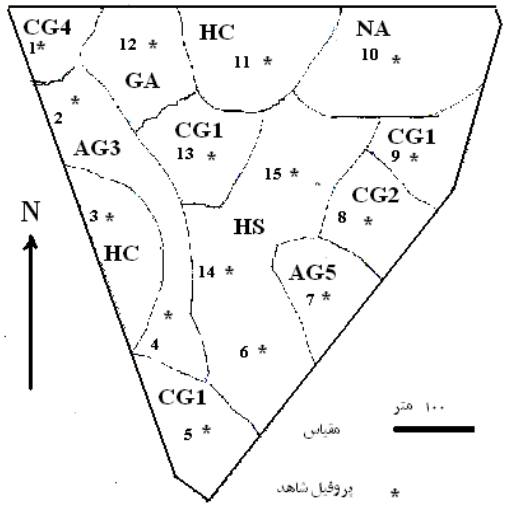
ریزساختار در افق‌های B به شکل خاکدانه‌های مکعبی بدون گوشه نسبتا ضعیف و در افق‌های A به شکل ذرات کروی متخلخل ضعیف[2] می‌باشد. مقادیر زیادی از کانی‌های اولیه ای نظیر کلسیت و کوارتز، چرت (سیلیس کریپتوکریستالین) اپیدوت، آمفیبول، پیروکسن و فلدسپار در مقاطع تهیه شده دیده می‌شود. در ضمن قطعاتی از سنگ‌ای آهکی فسیل دار دوره کرتاسه و سنگ سیلت[3] در مقاطع وجود دارد که حاکی از عدم پیشرفت تکامل خاک و به عبارت دیگر عدم هوادیدگی کامل خاک است. در ضمن توجیه ذرات خاک در اطراف سنگریزه‌ها[4] و نیز در دیواره خلل و فرج خاک[5] مشاهده می‌شود. از جمله پدیده‌های شکل گرفته در خاک‌ها پر شدگی خلل و فرج خاک به صورت متراکم و گاهی غیر متراکم از گچ ثانویه می‌باشد که در شکل ۳ دیده می‌شود. در ضمن در نقاطی از متن خاک تراکم اکسیدهای آهن و منگنز وجود دارد. نکته دیگر هوادیدگی حاشیه سنگ‌های آهکی و شروع پروسه آهک زدایی[6] در اطراف این ذرات است. شکل‌های ٤ و ٥ یکی از این سنگریزه‌ها را در افق A پروفیل شماره ۱۵ نشان می‌دهد.

[1] - Single-Spaced to Close Enaulic C/F Related Distribution Patern

[2] - Weakly Separated Crumb
[3] - Siltstone
[4] - Granostriated b-fabric
[5] - Porostriated b-fabric
[6] - Dicacification

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۲- واحدهای مختلف خاک در اراضی مورد مطالعه رده بندی ۲۰۰۶ وزارت کشاورزی ایالات متحده(۳۲)

جدول ۱-رده بندی خاک پروفیل های شاهد بر اساس رده بندی ۲۰۰۶ وزارت کشاورزی ایالات متحده(۳۲)

	USDA Soil Toxonomy 2006
HG	لومی- اسکلتال، میکسد، اکتیو، ترمیک، سدیک هاپلوآرجیدز Loamy Skeletal , Mixed , Active , Thermic,Sodic Haplogypsids
HS	لومی – اسکلتال، اور کلیی اسکلتال، میکسد، اکتیو، ترمیک، جیپسیک، هاپلوسالیدز Loamy Skeletal over Clayey Skeletal,Mixed, Active, Thermic,Gypsic Haplosalids
PA	لومی – اسکلتال اور کلیی اسکلتال، میکسد، سوپراکتیو، ترمیک، تیپیک پیلوآرجیدز Loamy Skeletal over Clayey Skeletal,Mixed, Superactive Thermic,Typic Paleargids
GA	لومی – اسکلتال، میکسد، سوپراکتیو، ترمیک، تیپیک جیپس آرجیدز Loamy Skeletal,Mixed,Superactive,Thermic,Typic Gypsiargids
NA1	لومی – اسکلتال اور کلیی- اسکلتال، میکسد، اکتیو، ترمیک، تیپیک ناترآرجیدز Loamy Skeletal over Clayey Skeletal,Mixed, Active, Thermic,Typic Natrargids
NA2	لومی – اسکلتال، میکسد، سوپراکتیو، ترمیک، تیپیک ناترآرجیدز Loamy Skeletal,Mixed,Superactive,Thermic,Typic Natrargids
AG1	لومی- اسکلتال، میکسد، اکتیو، ترمیک، کلسیک آرجی جیپسیدز Loamy Skeletal , Mixed, Active, Thermic,Calcic Argigypsids
AG2	لومی – اسکلتال اور کلیی اسکلتال، کربناتیک، اکتیو، ترمیک، کلسیک آرجی جیپسیدز Loamy Skeletal over Clayey Skeletal,Carbonatic, Active, Thermic,Calcic Argigypsids
AG3	لومی- اسکلتال اور کلیی- اسکلتال، میکسد، سوپراکتیو، ترمیک، کلسیک آرجی جیپسیدز Loamy Skeletal over Clayey Skeletal,Mixed, Superactive Thermic,Calcic Argigypsids
AG4	لومی- اسکلتال اور کلیی- اسکلتال، آنیزو، میکسد، اکتیو، ترمیک، کلسیک آرجی جیپسیدز Loamy Skeletal over Clayey Skeletal,Aniso,Mixed, Active, Thermic,Calcic Argigypsids
AG5	لومی اسکلتال، میکسد، اکتیو، ترمیک، تیپیک آرجی جیپسیدز Loamy Skeletal ,Mixed, Active, Thermic,Typic Argigypsids

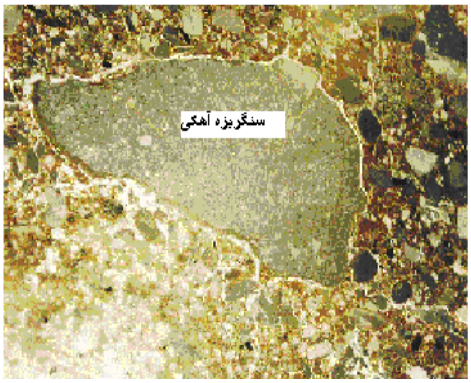
Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۲- بعضی از مشخصات میکرومورفولوژی افق‌های **B** در خاک های محدوده مورد مطالعه

c/f Related Distribution Patern	Single-spaced fine Enaulic
Voids	Compound Packing Voids
Microstructure	Weakly separated Subangular Blocky Microstructure
Rock fagments	Limestone,Quartz, Chert, Epidot, Amphibole, Pyroxen, Feldspar
b-fabric	Grano-porostriated b-fabric
Infillings	Loose Discontinuous & Dense Incomplete Gypsum Infillings
Nodules	Typic Pure Nodules, Moderately Impregnated Nodules(Fe & Mn Oxides)

شکل ۳- پرشدگی گچی داخل خلل و فرج خاک



شکل٤- سنگریزه آهکی و لایه های اطراف آن در افق A

شکل۵- لایه های متناوب آهک و رس در اطراف سنگریزه

- کانی های رسی خاک‌ها

الف)کائولینیت:

کائولینیت در دیفراکتوگرام های اشعه ایکس بخش رس ریز و رس درشت کلیه افق‌های پروفیل های شاهد منطقه دیده می شود. شناسائی این کانی در نمونه اشباع شده از منیزیم با پیک های ۷/۲ و ۳/۵ آنگستروم مشخص می‌گرددو نمونه تیمار شده با ملکول های دو قطبی نظیر اتیلن گلیکول و نمونه اشباع با پتاسیم نیز تغییر نکرده و همان پیک هارا خواهد داد ولی در نمونه‌ای که تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد حرارت داده می شود ساختمان کانی از هم پاشیده شده و پیک های فوق ناپدید می‌گردند(۲۰).

ب) پالیگورسکایت:

پالیگورسکایت نوعی کانی رسی فیبری[1] است که در مطالعات اشعه ایکس یک پیک قوی در محل ۱۰/۵ آنگستروم و پیک های متوسطی در محل‌های ٦/٤٥، ٥/٤٢ ، ٤/٥، ٣/٦٨، ٣/٢٨ و ٢/١٥ آنگستروم دارد. ضخامت بلورهای این کانی با تغییر رطوبت نسبی و یا افزایش ملکول های آلی

[1]- Fibrous Clay Minerals

Archive of SID

www.SID.ir

قطبی نظیر اتیلن گلیکول تغییری نمی‌نماید ولی حرارت دادن نمونه اشباع از پتاسیم تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد باعث متلاشی شدن ساختمان بلوری و از بین رفتن پیک های مربوط به این رس می‌گردد(۲۰). وجود پیک حدود ٦/٥ آنگستروم نیز در کلیه دیفراکتوگرام های مورد بحث مؤید این مطلب می باشد. نکته قابل توجه در تفسیر دیفراکتوگرام‌های جهت رس پالیگورسکایت اینست که بعلت وجود مقادیر زیاد ایلیت در نمونه‌ها که پیک رده اول آن حدود ۱۰ آنگستروم می‌باشد پیک های مربوط به این دو کانی در محل ۱۰ تا ۱۰/۵ آنگستروم به همدیگر متصل شده‌اند ولی در دیفراکتوگرام مربوط به نمونه حرارت دیده شده تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد فقط پیک ۱۰ آنگستروم ایلیت وجود دارد زیرا پالیگورسکایت در این دما متلاشی می‌گردد.

پ) ایلیت:

این کانی در نمونه اشباع با منیزیم پیک حدود ۱۰ آنگستروم نشان می‌دهد که در تیمار نمونه با اتیلن گلیکول و اشباع با پتاسیم و حرارت تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تغییر نمی‌کند. این کانی دارای پیک های ۵ و ۳/۳ آنگستروم نیز می‌باشد که مربوط به رده دوم این کانی می‌باشد .مشخصات فوق در همه دیفراکتوگرام‌های تهیه شده از نمونه‌های خاک منطقه دیده می‌شوند یعنی در همه خاکها کانی ایلیت وجود دارد(۲۰).

ت) کانی کلریت

در دیفراکتوگرام های اشعه ایکس رس درشت و ریز کلیه افق های موردآزمایش در نمونه اشباع از منیزیم یک پیک حدود ١٤ تا ١٤/٦ آنگستروم دیده می‌شود که در تیمارهای اتیلن گلیکول، پتاسیم و حرارت تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد چندان تغییری نکرده است و این نشان‌دهنده وجود کانی کلریت است(۲۰).

س) کانی‌های اولیه:

در دیفراکتوگرام‌های اشعه ایکس اکثر نمونه‌های اشباع با منیزیم پیک ٣/٣٤ دیده می‌شود که مربوط به رده اول کانی کوارتز می‌باشد. پیک ٤/٢ آنگستروم موجود در برخی از نمونه‌ها نیز مربوط به رده دوم این کانی است. مطالعات میکرومورفولوژی مقاطع نازک نیز وجود کوارتز فراوان را به صورت کانی غالب در همه خاک‌ها نشان می‌دهد. کانی اولیه دیگری که در همه نمونه‌ها دیده می‌شود فلدسپارها هستند که در نمونه اشباع از منیزیم پیک ۳/۱۹ تا ۳/۲۲ از خود نشان می‌دهند(۲۰). شکل های ۷ و ۸ کانی‌های مختلف خاک در افق‌های A و B_{tk} پروفیل ۱۵ نشان می‌دهد.

مطالعات میکروسکوپ الکترونی

مطالعات میکروسکوپ الکترونی روبشی[1] تایید کننده نتایج مطالعات تفرق اشعه ایکس و مطالعات میکرومورفولوژیکی است. شکل ۹ ساختمان رس‌های سیلیکاته در افق $2B_{tk}$ پروفیل شماره ۱۰ به صورت ورقه‌های موازی هم دیده می‌شود.

بحث

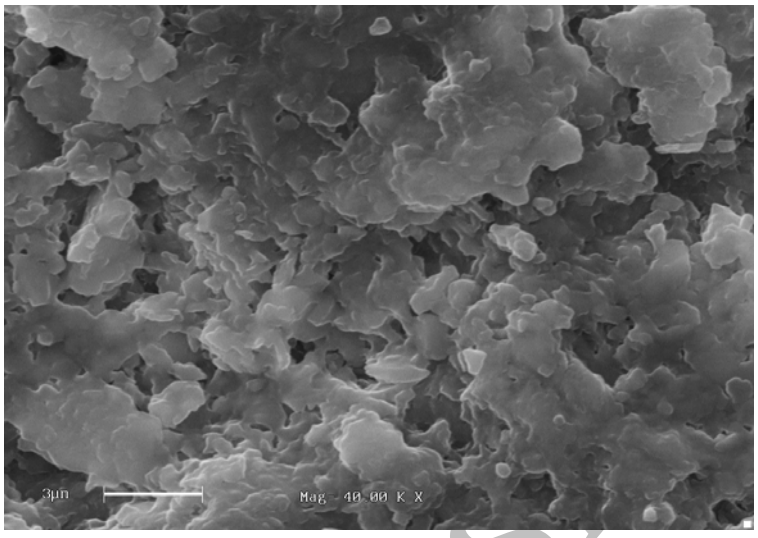
در مطالعه پروفیل‌های شاهد محدوده مورد مطالعه، انقطاع سنگی بارزترین پدیده‌ای است که به چشم می‌خورد. در مطالعات مورفولوژیکی تناوب در بافت، مقدار سنگریزه، رنگ، ساختمان، میزان کچ و آهک و توزیع آنها در لایه‌های مختلف خاک به خوبی مشخص است. خاک های مورد مطالعه به علت نحوه تشکیل و قرار گرفتن در دامنه کوه دارای درصد بالایی از سنگریزه می باشد بطوریکه مقدار سنگریزه بیشتر لایه‌های خاک به بیش از ۵۰ درصد می‌رسد تغییر ناگهانی در مقدار سنگریزه و بافت خاک از نشانه‌های انقطاع سنگی در خاک است. این خاک ها در زمره خاک‌های قدیمی قرار می‌گیرند. طبق تعریف خاک های قدیمی خاک‌هایی هستند که تحت شرایط اقلیمی و اکولوژیکی متفاوت از حال تشکیل شده‌اند(۳۵). برخی از

[1]-Scaning Electronic Microscope

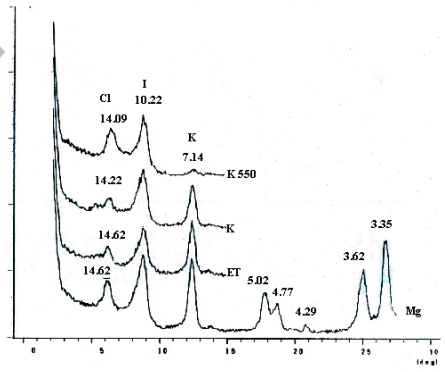
Archive of SID

www.SID.ir

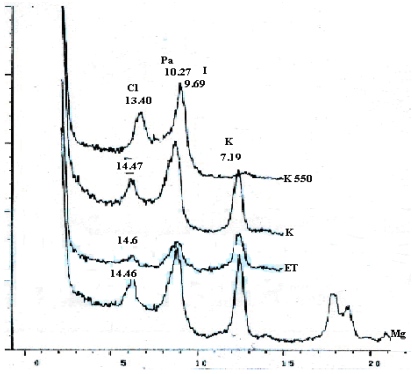
خاک‌های قدیمی که چندین دوره خاکسازی و تغییر اقلیم را تجربه



شکل۹- کانی‌های رسی خاک در مطالعات SEM افق 2Btk در عمق ۳۰-۱۲ سانتیمتری پروفیل ۱۰



شکل ۷- دیفراکتوگرام تفرق اشعه ایکس افق A



شکل ۸ - دیفراکتوگرام تفرق اشعه ایکس افق Btk پروفیل۱۵

کرده‌اند دارای شواهد خاک‌سازی هستند که همدیگر را متاثر کرده و گاهاً اثرات آن‌ها به طور مضاعف در خاک بر جای مانده است. این خاک‌ها به عنوان خاک‌های پلی ژنتیک[1] شناخته می‌شوند(۳۵).

با توجه به اینکه همه خاک‌های مورد مطالعه از کوه‌های مشرف به این اراضی منشا گرفته‌اند و دارای مواد مادری یکسانی هستند تناوب در لایه های مختلف نشاندهنده تناوب در بروز وقایعی چون سیل، فرسایش، شرایط حمل ونقل و رسوبگذاری در منطقه می‌باشد که خود ناشی از تغییر اقلیم در زمان‌های مختلف است (۲۹). وای در و گیرتزمن در مطالعات خاک های قدیمی پلئیستوسن در اراضی ساحلی جنوب فلسطین اشغالی نشان دادند که این خاک ها پلی ژنتیک بوده و چندین دوره مرطوب و خشک را سپری کرده‌اند(۳٤).

ایوبی با محاسبه نرخ متوسط رسوبگذاری در دوره یخچالی دریاس جوان که در فاصله۱۰-۱۱ هزار سال پیش

[1]- Polygenic

Archive of SID

www.SID.ir

پدید آمده و مقایسه آن با نرخ متوسط رسوبگذاری پس از این دوره یخچالی تا به حال نتیجه‌گیری کرد که میزان رواناب و حجم رسوب ورودی به منطقه دشت سگزی بمراتب بیشتر از وضعیت کنونی بوده است(۲).

خادمی تشکیل پوسته‌های رسی که در مقاطع نازک خاک های اریدی سولز اصفهان بخوبی دیده میشود را مربوط به شرایطی مرطوب تر از حال که در دوره پلئیستوسن وجود داشته است(۲۱). گیوی و استوپز در مطالعات میکرومورفولوژی خاک های مدفون در زیر اراضی پست اصفهان مقادیر زیادی قطعات ذغال، صدف و آثاری از فعالیت موجودات زنده از قبیل فضله‌های کروی شکل، دالان های محل عبور جانوران و ساختمان کانالی را گزارش کرده اند و آن ها را به شرایط مرطوب تر از حال در گذشته ارتباط داده‌اند(۸).

مطالعات کانی شناسی از سازندهای زمین شناسی سنگ آهک، ماسه سنگ، کنگلومرا و شیل در کوه‌های مشرف به منطقه حاکی از وجود کانی‌های ایلیت، کائولینیت، کلریت و کوارتز است (۲۷، ٤).

همین سازندهای زمین شناسی منشا خاکهای مورد مطالعه بوده و همه کانی‌های ذکر شده در بالا در افق های مختلف خاک ها نیز مشاهده شدند. به علاوه کانی پالیگورسکایت نیز در این خاکها وجود دارد که در سازندهای زمین شناسی منطقه این کانی وجود نداشته است. شرایط تشکیل این کانی وجود pH بالا و غلظت زیاد منیزیم عنوان شده(۲۰) و بعضی منابع وجود کربنات کلسیم و گچ ثانویه را منشا تشکیل این کانی درخاک می‌دانند(۱۸). بوزوآ در مطالعات همبستگی خاک و لنداسکیپ در شمال شرقی پاتاگونیا نتیجه‌گیری کرد که کانی های رسی فیبری در افق های کلسیک و پتروکلسیک و در رژیم رطوبتی اریدیک تشکیل می‌شوند(۱۸).

مطالعات ایوبی و همکاران در خاک های سپاهان شهر اصفهان نتیجه‌گیری کرد که تبخیر وتعرق شدید در گذشته، تشکیل گچ و نسبت بالای منیزیم به کلسیم و pH بالا شرایط را برای تشکیل پالیگورسکایت در گذشته منطقه آماده نموده است (١٤). مطالعات تعدادی از محققین دیگر در منطقه (۲۷،۲،۱۳) نیز بر خاکساز بودن این کانی تاکید دارد. اقلیم خشک فعلی و همراهی آهک و گچ با پالیگورسکایت شرایط را برای پایداری پالیگورسکایت فراهم نموده است.

کانی مختلط کلریت–ورمیکولایت نیز یکی از کانی‌های تشکیل شده در خاک است که در سازندهای زمین شناسی اطراف وجود نداشته است. با توجه به روند هوادیدگی کلریت که به نظر بسیاری از محققین باید ازمرز ورمیکولایت بگذرد تا به اسمکتایت برسد تشکیل کانی‌های مختلط نامنظم فوق در خاک طبیعی بنظر می‌رسد زیرا در اثر هوادیدگی ممکن است لایه هایی از کلریت در روند تبدیل به ورمیکولایت باقی مانده و باعث تشکیل رس مختلط نامنظم کلریت- ورمیکولایت گردد(۲۰). مطالعات مقطع نازک پدیده‌های بسیار جالبی از تغییراتی رانشان می‌دهند که هیچکدام در آب و هوای کنونی شرایط تشکیل را ندارند. لایه‌هایی از آهک و رس به شکل « هیپوکوتینگز[1] » و «کوازی کوتینگز[2] »بر روی سنگریزه‌ها شواهدی از تناوب آب و هوا و وجود آب و هوایی به مراتب پر باران تر از حال در بعضی از دوره‌ها است. وجود سنگریزه هایی با پوشش‌های متناوب رس و آهک که تعداد این لایه ها در تعدادی از آنها به ۹ لایه می‌رسد شاهدی از حداقل ۹ بار تغییر اقلیم در منطقه است. خود ذره آهکی در این نمونه دارای فسیل‌های از دوره کرتاسه می‌باشد لایه‌های ۱ تا ۷ موجود بر سطح ذره لایه های متناوب از رس و آهک است که به صورت کوازی کوتینگ در اطراف ذره خاک تشکیل شده است .لایه‌های رسی هیچگونه بیرفرانژانسی در نور پلاریزه ندارد به این معنی که این لایه ها از طریق هوادیدگی سطح ذره آهکی و جدا شدن آهک از آن در اثر هوازده شدن سطح ذره تشکیل شده‌اند. لایه ۸ لایه‌ای از

[1]- Hypocoatings
[2]- Quasicoatings

Archive of SID

www.SID.ir

آهک جابجا شده است که به صورت کوتینگ در اطراف ذره نشسته است. شکل‌های ۵ و ٦ این پدیده را در مقطع نازک خاک نشان می‌دهد. بزدک و همکاران نیز وجود لایه‌هایی از مواد آهکی بر روی پوشش‌های رسی را در ارتباط با تغییر اقلیم از حالت مرطوب تر به حالت خشک دانسته‌اند(۱۵).

وجود انقطاع سنگی و لایه‌هایی مختلف از آهک و رس بر سطح سنگریزه‌ها در افق‌های مختلف خاک نشان دهنده این است که این خاک در چندین مرحله رسوبگذاری و آبشویی در گذشته تشکیل شده است. منشا مقادیر زیاد گچ در پروفیل خاک بصورت پندانت و بلورهای نسبتا ضخیم که در مقاطع نازک به شکل پرشدگی ظاهر شده است را خادمی در گچ موجود در تشکیلات آهکی کرتاسه می‌داند(۲۱).

وی با تجزیه ایزوتوپی آب هیدراته گچ نتیجه‌گیری کرد که گچ قبل از دوره کواترنری تشکیل شده و آب های دوره‌های قدیم از زمان های کمی مرطوب تر و یا سردتر و یا اقلیمی متفاوت با حال هنوز در آب هیدراته گچ وجود دارد(۲۱)، اما کریم‌زاده درباره منشا گچ در خاک های منطقه نظریه دیگری را مطرح کرده و معتقد است که رسوبات بادرفتی که از فلات قدیمی منطقه برداشت می‌شود حاوی مقادیر نسبتا زیاد گچ بوده و اینگونه اراضی را تحت تاثیر قرار داده است(٦).

ایوبی نیز در مطالعه خاک های قدیمی دشت سگزی در شرق اصفهان وجود مقادیر زیاد گچ در افق سطحی A و افق زیرین B_{y2} راناشی از منبع رسوبات بادرفتی دانسته است (۲). ایوبی همچنین در مطالعه خاک های قدیمی سپاهان شهر واقع در جنوب اصفهان به احتمال انتقال گچ‌های تشکیل شده در لاگون‌های نواحی پست به اراضی مورد مطالعه توسط نیروی باد و فرسایش بادی اشاره دارد و یادآوری می‌کند که این انتقال مستلزم وجود دوره های خشک تر از شرایط فعلی در گذشته منطقه است. وی معتقد است که گچ بعد از اضافه شدن به خاک تحت شرایطی با رطوبت مؤثر بیشتر از حال متاثر از سردی هوا به اعماق پروفیل منتقل شده است(۲). چادویک و دیویس در مطالعه خاک های شمال غرب نوادا نتیجه گیری کردند که نوسانات خاکسازی و تجمع مواد بادرفتی تابعی از دوره های خشک و مرطوب بوده است. در طی دوره‌های خشک تجمع مواد باد آورده پدیده غالب بوده و خاکسازی به حداقل میزان خود می‌رسد و در دوره‌های مرطوب آبشویی املاح و آهک به صورت پدیده غالب ظاهر می‌شود(۱۹).

سپاسگزاری

از دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان که امکانات مالی اجرای طرح پژوهشی فوق را تحت همین عنوان فراهم نموده است تشکر می‌شود.

منابع

۱. احمدی ح. ۱۳٦۷. ژئومورفولوژی کاربردی.انتشارات دانشگاه تهران،۵۹۲ صفحه.

۲. ایوبی ش. ۱۳۸۱. مطالعه شواهد پدوژنیکی تغییر اقلیم کواترنر در خاک های قدیمی دو منطقه اصفهان و امام قیس چهارمحال و بختیاری .پایان نامه دکترای خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان، ۲۷۵ صفحه.

۳. رامشت م. ح. ۱۳۷۳. تغییرات رطوبتی ایران در کواترنر. مجموعه مقالات نخستین سمپوزیوم بین الملل کواترنر، دانشگاه تهران، ۲۸٦ صفحه.

٤. سازمان زمین شناسی کشور. ۱۳۵۵. شرح نقشه زمین شناسی اصفهان. نشریه شماره F۸.

۵. سیاهپوش م.ت. ۱۳۵۲. پیرامون آب و هوای باستانی فلات ایران . انتشارات ابن سینا، ۱۰۵ صفحه.

Archive of SID

www.SID.ir

٦. کریم زاده ح. ۱۳۸۱. چگونگی تکوین و تکامل خاک ها در لندفرم های مختلف و منشا یابی رسوبات فرسایش یافته بادی در منطقه شرق اصفهان. پایان نامه دکترای خاکشناسی، دانشگاه صنعتی اصفهان، ٤٤١ صفحه.

۷. گابریل آ. ۱۳۷۱ . عبور از صحاری ایران. ترجمه فرامرز سمیعی، انتشارات آستان قدس،٤٤٠ صفحه.

۸. گیوی ج. و ج. استوپز . ۱۳۷۸ . آثاری از تغییر آب و هوای دیرینه در خاک های ایران. دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، سازمان هواشناسی کشور، تهران، صفحات ٤۲ تا ٥۱ .

۹. محمودی ف . ۱۳٦۷.تحول ناهمواری های ایران در کواترنر. نشریه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۳، سال بیستم، موسسه جغرافیا دانشگاه تهران، صفحات ٤۳ تا ٤٥.

۱۰. معتمد ا. ۱۳٦۷. کواترنر زمین شناسی دوران چهارم. انتشارات دانشگاه تهران، ۳۲۸ صفحه

۱۱. معتمد، ا. ۱۳۷۰. بررسی منشا ماسه های منطقه یزد- اردکان . نشریه بیابان. انتشارات مرکز تحقیقات مناطق کویری و بیابانی ایران دانشگاه تهران، شماره۳۰، ۱۷۰صفحه

۱۲. میمندی نژاد م. ج. ۱۳٤۸. بوم شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، ۳۷٥ صفحه

۱۳. هنرجو ن. ۱۳۷۳. بررسی کانی های رسی تراس های رودخانه زاینده رود اصفهان. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال دوم، شماره ۲، صفحات ۱٥۷ تا ۱۷۳ .

14. Ayoubi Sh. and F. Ottner. 2005. Quantitative estimation of palygorskite using thermogravimetric analysis in paleosols from Sepahanshahr, Isfahan, Iran. Geophysical Research Abstracts, 7: 24-32.

15. Becze-Deak J., R. Langhor and E.P. Verrechia. 1997. Small scale secondary CaCO3 accumulations in selected sections of the European loess belt, morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. Geoderma, 76: 221-252.

16. Birkland P.W. 1984. Soils and geomorphology. Oxford University Press, New York. 475 p.

17. Bobek H. 1963. Nature and implication of Quaternary climate change in Iran. Symposium on Changes of Climate, Rome, Oct.1961. UNESCO-WMO. pp: 403-413.

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

19. Chadwick O.A. and J.O. Davis. 1990. Soil forming internal caused by eolian sediment pluses in the Lahontan basin, Northwest Nevada. Geology, 18: 243-246.

20. Dixon J.B. and S.B.Weed. 1989. Minerals in Soil Environments. 2nd ed., Soil Science Society of America, Madison Wisconsin, USA. 1244 p.

21. Khademi H., A.R. Mermut and H.R. Krouse. 1997. Sulfur isotope geochemistry of gypsiferous Aridisols from central Iran. Geoderma, 80:195-206.

22. Khademi H. and A.R. Mermut. 1998. Source of pallygorskite in gypsiferous aridisols and associated from central Iran. Clay Minerals, 33: 561- 578.

23. Kittric J. A. and E. Hop. 1971. A precedure for particle size separations of soil for x-ray diffraction. Soil Science Society of American Journal, 35:621-626.

24. Klute A. 1986. Methods of Soil Analysis. Part I- Physical and Mineralogical Methods. 2nd ed., Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA. 1188 p.

25. Krinsley D.B. 1970. A geomorphological and paleoclimatological studyof the playas of Iran, geological survay. United State Department of Interior, Washington D.C. 482 p.

Archive of SID

www.SID.ir

26. National Soil Survey Center, Natural Resources Conservation Service. 1998. Field Book for Describing and Sampling Soils. U.S. Department of Agriculture, Lincoln, Neberaska, 173 p.

27. Nettleton W.D., J.E. Witty, R.E. Nelson and J.W. Hawley. 1975. Genesis of Argillic horizons in soils of desert areas of southwestern of United State. Soil Science Society of America Proceeding, 30:919-926.

28. Nettlton W.D. 1991. Occurrence , Characteristics, and Genesis of Carbonate, Gypsum and Silica accumulation in Soils. Soil Science Society of America, Spatil Publication No.26, Madison, Wisconsin, USA. 149 p.

29. Nettleton W.D. 1990. Argilic horizon formation in late Wisconsinan eolian materials in southwest Colorado, USA. In: Douglas L.A.(Ed.), Soil Micromorphology, A Basic and Applied Science. Elsevier, Amesterdam. Pp. 149-154.

30. Page A.L. 1982. Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties. SSSA Publisher, Madison, Wisconsin, USA. 1159p.

31. Soil Institute of Iran. 1970. Manial of multipurpose land classification. Publication No. 212 Joint project with Food and Agriculture Organization (FAO/ UNDP). 81p.

32. **Soil Suvey Staff. 2006.** Keys to Soil Toxonomy. 10th ed., United State Department of Agriculture, Natural Resourses Conservation Service, 333p

33. **Stoops G. 2003**. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Section. Soil Science Society of America Inc. Madison, Wisconsin, USA. 183 p.

34. **Wieder M. and G. Gvirtzman. 1999.** Micromorphological indications on the nature of the late Quaternary paleosols in the southern coastal plain of Israel. Catena, 35: 219-237.

35. **Yaalon D.H. 1971.** Paleopedology. Israel University Press, 457 p.

Archive of SID

www.SID.ir