



تشکیل و تحول خاک‌های تشکیل شده بر روی رسوبات کواترنر در بخشی از دشت ارومیه

پریسا فرزام‌نیا^۱، شهرام منافی^۲ و حمیدرضا ممتاز^۲

^۱دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشگاه ارومیه، ^۲استادیار گروه علوم خاک، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۳/۳/۲۹؛ تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۰/۷

چکیده

سابقه و هدف: امروزه در کشورهای در حال توسعه هم‌چون ایران، انواع پروژه‌های مهندسی، کشاورزی و منابع طبیعی در حال اجرا است و نقطه مشترک همه این طرح‌ها و پروژه‌ها، بستر کواترنری آن‌هاست. رسوبات کواترنر بخش عمده عرصه‌های کشاورزی و منابع طبیعی منطقه ارومیه را به خود اختصاص داده‌اند. جهت بهره‌برداری بهینه از این اراضی، چگونگی تشکیل، شناخت خصوصیات فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی این خاک‌ها ضروری است.

مواد و روش‌ها: این مطالعه در رسوبات کواترنر دشت ارومیه در استان آذربایجان غربی انجام گرفت. منطقه مورد مطالعه بر روی رسوبات کواترنر قرار گرفته و از نظر فیزیوگرافی بخشی از یک دشت آبرفتی رودخانه‌ای است که با شیب ملایم به طرف دریاچه واقع شده است. میانگین بارندگی و درجه حرارت سالیانه این منطقه به ترتیب ۳۴۵ میلی‌متر و ۱۰/۸۳ درجه سانتی‌گراد و رژیم‌های رطوبتی و حرارتی آن نیز به ترتیب زیریک خشک و مزیک می‌باشند. در این مطالعه ۸ خاک‌رخ در خاک‌های تشکیل شده بر رسوبات کواترنر شمال شرق ارومیه حفر و براساس روش‌های استاندارد تشریح و رده‌بندی شدند و خصوصیات فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی آن‌ها براساس روش‌های استاندارد تعیین گردید.

یافته‌ها: نتایج نشان داد که این خاک‌ها به‌علت فرآیندهای متوالی فرسایش و رسوبگذاری دارای ضخامت و تحول کمی می‌باشند که منجر به رده‌بندی این خاک‌ها در رده‌های مالی‌سول و اینسپتی‌سول شده است. توالی فرآیندهای فرسایش-رسوبگذاری و خاکسازي در دوره‌های اقلیمی متوالی مرطوب و خشک منجر به تشکیل توالی افق‌های کلسیک و لایه‌های رسوبی در اعماق زیاد تا عمق ۳۰۰ سانتی‌متری این خاک‌رخ‌ها شده است و این افق‌های مدفون احتمالاً بیانگر تغییرات اقلیمی در طول کواترنر هستند که در خلال نوسانات اقلیمی در دوره‌های مرطوب، انحلال و جابجایی کربنات و در دوره‌های خشکی، رسوب و تجمع کربنات رخ داده است. بافت خاک‌ها از بافت سبک تا سنگین متغیر بود و در اغلب خاک‌رخ‌ها میزان رس با عمق روند افزایشی نشان داد. میزان کربن آلی خاک‌ها در مجموع کم بود و با عمق کاهش نشان داد. ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های مورد مطالعه ارتباط بسیار روشنی با مقدار رس و کربن آلی خاک و نوع کانی‌شناسی رس نشان داد. نتایج کانی‌شناسی رس نشان داد که کانی‌های غالب این منطقه عمدتاً اسمکتایت، کائولینایت، ایلایت، کلرایت و ورمی‌کولایت می‌باشند. ایلایت، کلرایت و کائولینایت منشأ موروثی و ورمی‌کولایت منشأ پدوژنیک داشتند. همچنین کانی اسمکتایت دارای هر سه منشأ، موروثی، نوتشکلی و تغییر شکل

* مسئول مکاتبه: smanafy@yahoo.com

بود و فراوانی آن با عمق افزایش یافت. منشأ اسمکتایت در افق‌های مدفون به تغییر شکل ایلیت نسبت داده شد و با توجه به لزوم شرایط رطوبتی نسبتاً زیاد برای هوادهی ایلیت، وقوع این فرآیند به اقلیم مرطوب‌تر گذشته نسبت داده شد.

نتیجه‌گیری: بررسی خصوصیات فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌های تشکیل شده بر روی رسوبات کواترنر ارومیه نشان داد که فرآیندهای متوالی فرسایش-رسوبگذاری و خاکسازی در این منطقه رخ داده‌اند و شرایط اقلیمی منطقه در طول کواترنر تغییر یافته است.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، دشت ارومیه، کانی‌شناسی، کواترنر

مقدمه

امروزه در کشورهای در حال توسعه هم‌چون ایران، به دلیل افزایش توان فنی کشور، انواع پروژه‌ها و طرح‌های مهندسی در حال اجرا است که از آن جمله به احداث شهرک‌های مسکونی-صنعتی جدید، طرح‌های آبخیزداری و... می‌توان اشاره کرد و نقطه مشترک همه این طرح‌ها و پروژه‌ها، بستر کواترنری آن‌هاست. در تقسیم‌بندی تاریخ زمین دوره کواترنر به دو دور پلیستوسن و هولوسن تقسیم شده است و در هر کدام از این دوره‌ها، رخداد‌های طبیعی متعددی از جمله رویدادهای خاکسازی به وقوع پیوسته است که از آن جمله می‌توان به تشکیل پالئوسول‌ها و همچنین خاک‌های پلی‌ژنتیک اشاره نمود (۲). سیستم کواترنری با سن اندکی که نسبت به دوره‌ها و دوران‌های پیش از خود دارد، در تمام زمینه‌های زندگی انسان‌ها نقش پایه‌ای دارد (۲ و ۳۶). در حال حاضر اهمیت مطالعات رسوبات کواترنری و خاک‌های تشکیل یافته بر روی آن‌ها به حدی است که بخش وسیعی از مطالعات را در نقاط مختلف جهان به خود اختصاص داده است.

طبق مطالعات اورتیز و همکاران (۲۰۰۲) در جنوب شرقی اسپانیا، خاک‌های سطحی تشکیل شده بر روی رسوبات پلیستوسن تحتانی توسعه شدیدی را از خود نشان داده‌اند و فرآیندهای خاکسازی در دوره‌های بعد منجر به تشکیل خاک‌های پلی‌ژنتیک

شده‌اند (۳۷). بلکر و همکاران (۱۹۹۷) با تجزیه اندازه ذرات خاک‌های تشکیل شده در کلرادو، به این نتیجه رسیدند که خاک‌های اوایل و اواسط هولوسن بر روی ته‌نشست‌های رسوبی قرار دارند. آنان همچنین با اندازه‌گیری داده‌های گلسنگ و کربن آلی، به این نتیجه رسیدند که اوایل و اواسط هولوسن به دلیل رطوبت بالا در مقایسه با زمان حال دارای شرایط مطلوب برای باروری گیاهان بوده است. در نتیجه تجمع هوموس در اوایل و اواسط هولوسن بیشتر از حال حاضر بوده است (۶). مطالعات انجام گرفته در تراس‌های رودخانه سگره واقع در شمال شرقی اسپانیا، نشان داد که تجمعات کربنات‌های ثانویه به صورت افق کلسیک در اوایل پلیستوسن فوقانی به وجود آمده است (۴). گایل و همکاران (۱۹۸۱) و گایل (۱۹۹۵) با مطالعه خاک‌های نیومکزیکو بیان نمودند که تجمع کربنات‌ها و تشکیل افق‌های کلسیک در این خاک‌ها طی چهار مرحله رخ می‌دهد و نتیجه گرفتند که مرحله اول افق‌های کلسیک در خاک‌های هولوسن و مراحل دوم، سوم و چهارم افق‌های کلسیک در خاک‌های پلیستوسن ایجاد شده‌اند (۲۲ و ۲۱).

مطالعات کنستانتینی و دامیانی (۲۰۰۴) در مرکز ایتالیا، نشان داده است که ترکیب کانی‌های رسی از جمله مهم‌ترین شواهد تشکیل خاک در طول دوره

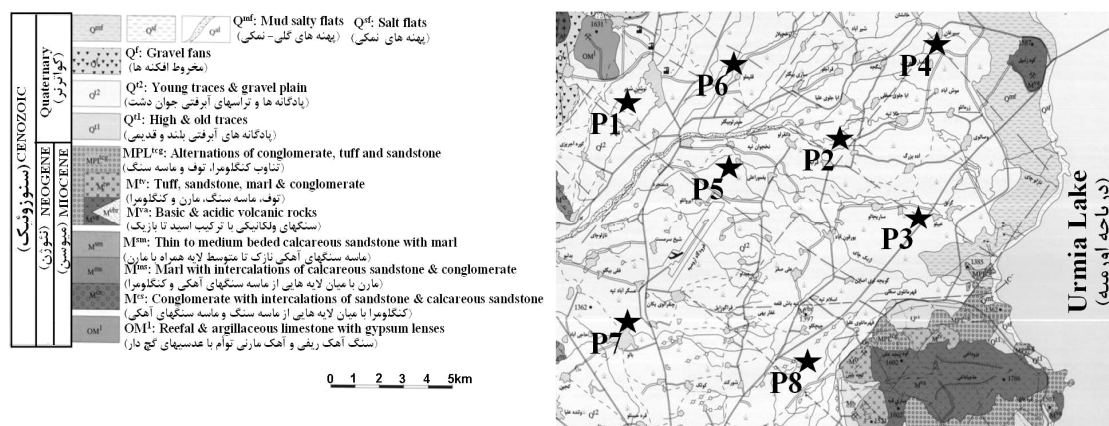
ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی، رده‌بندی و کانی‌شناسی خاک‌های متشکله در این سازند امری بسیار ضروری است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه بخشی از اراضی دشت ارومیه واقع در استان آذربایجان غربی می‌باشد که بین عرض‌های جغرافیایی ۳۷ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۴۵ دقیقه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۵ درجه و صفر دقیقه تا ۴۵ درجه و ۱۵ دقیقه شرقی قرار گرفته است. براساس نقشه مطالعات ارزیابی منابع و قابلیت اراضی استان آذربایجان غربی از نظر فیزیوگرافی این منطقه بر روی دشت آبرفتی رودخانه‌ای با شیب ملایم به طرف دریاچه ارومیه واقع شده است (۳۸). در فصول مرطوب سطح ایستابی آب زیرزمینی در قسمت‌های انتهایی این دشت صعود کرده و تا اعماق حدود ۱ متری بالا می‌آید. در فصل تابستان و پاییز به‌علت برداشت زیاد آب از منابع زیرزمینی سطح ایستابی تا اعماق ۱۰ متر و بیش‌تر افت می‌کند. مواد مادری خاک‌های این منطقه براساس نقشه‌های زمین‌شناسی ارومیه رسوبات کواترنر می‌باشد (۴۱). رسوبات کواترنر در دو سوی دریاچه ارومیه گسترش زیادی داشته و سطح نسبتاً زیادی را زیر پوشش برده‌اند. در قسمت غرب دریاچه ارومیه (که شامل منطقه مورد مطالعه اخیر می‌باشد) این رسوبات حدود ۵۸۰۰۰ هکتار وسعت دارند و بیش‌تر از جنس شن و ماسه ریز و درشت و رس سخت نشده تا نیمه‌سخت هستند که اغلب زمین‌های کشاورزی و مزارع را تشکیل داده‌اند (۴۱). در شکل ۱، بخشی از نقشه زمین‌شناسی دشت ارومیه و موقعیت خاک‌رخ‌های مورد بررسی در رسوبات کواترنر نشان داده شده است.

کواترنری می‌باشد. این پژوهشگران همچنین به این نتیجه رسیدند که در این خاک‌ها ایلایت و کائولینایت فراوان‌ترین کانی‌های موجود بودند. کلرایت هم در رسوبات هولوسن و مقدار کمی هم در افق‌های قدیمی وجود داشت. کانی‌های ایلایت-ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای و ایلایت-کلرایت به‌طور عمده در افق‌های خاک‌های هولوسن یافت شدند. کانی‌ورمی‌کولایت با هیدروکسی‌های بین‌لایه‌ای در اکثر این خاک‌ها مشاهده شده است اما در اوایل پلیستوسن مقدارش نادر بوده است. در این خاک‌ها نسبت سیلت به رس، میزان آلومینیوم، کلسیم و ظرفیت تبادل کاتیونی از هولوسن به طرف اوایل پلیستوسن کاهش یافته است. اما میزان آهن کل و آزاد، عناصر کروم-سرب-روی-تیتانیوم-پتاسیم به طرف اوایل پلیستوسن افزایش یافته است (۱۱). منافی (۲۰۱۰) اسمکتایت، ایلایت، کلرایت و کائولینایت، را به‌عنوان کانی‌های غالب در رسوبات کواترنری جنوب‌غرب دریاچه ارومیه گزارش کرده و بیان نموده است در افق‌های پایینی اسمکتایت از تغییر شکل در جای ایلایت به‌وجود آمده و مرتبط به آب و هوای مرطوب گذشته است (۳۱).

براساس نقشه‌های زمین‌شناسی (سلطانی‌سیسی، ۲۰۰۵) منطقه ارومیه، بخش وسیعی از اراضی دشت ارومیه و مناطق اطراف آن بر روی رسوبات کواترنر واقع شده‌اند و اکثر فعالیت‌های کشاورزی، دامداری و منابع طبیعی در این سازند متمرکز شده است (۴۱). بنابراین با توجه به وسعت و اهمیت این سازند در منطقه و این‌که فعالیت‌های وسیع زراعی شهرستان ارومیه و نواحی اطراف آن در خاک‌های متشکله بر روی این سازند در جریان است و همچنین به‌علت فقدان اطلاعات لازم در رابطه با خاک‌های متشکله بر سازندهای کواترنر در ایران و منطقه ارومیه مطالعه



شکل ۱- قسمتی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارومیه (سلطانی سسی، ۲۰۰۵) و موقعیت خاکرخ‌های مورد مطالعه در رسوبات کواترنز.

Figure 1. A part of geological map (1:100000) of Urmia (Soltani Sisi, 2005) and the position of studied profiles in quaternary sediments.

خاکشناسی امریکا، ۲۰۱۴) طبقه‌بندی شدند (۴۰). برای جداسازی ذرات رس خاک از روش‌های کیتریک و هوپ (۱۹۶۳)، مهرا و جکسون (۱۹۶۰) استفاده شد (۲۹ و ۳۳). پس از خالص‌سازی رس، تیمارهای رس اشباع با منیزیم، منیزیم + گلیسرول، پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد اعمال شد و اسلایدهای مربوط به هر تیمار تهیه گردید. سپس نمونه‌ها به‌وسیله دستگاه تفرق اشعه ایکس (SHIMADZUXRD ۶۰۰) با توقف زمانی ۰/۴ ثانیه و در زوایای ۲۰ بین ۲-۳۰ درجه و با کاتد مسی با منبع اشعه Cuk α در ولتاژ ۳۰ کیلو ولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر مورد مطالعه قرار گرفتند. تفسیر پیک‌ها براساس دیکسون و وید (۱۹۸۹) انجام پذیرفت (۱۵). تعیین مقادیر نیمه‌کمی کانی‌ها براساس سطح زیر منحنی پیک‌ها و با استفاده از روش بیسکی (۱۹۶۵) و دیر و همکاران (۱۹۷۱) انجام گرفت (۵ و ۱۴).

براساس داده‌های هواشناسی ۳۰ ساله ایستگاه هواشناسی ارومیه، میانگین بارندگی و درجه حرارت سالیانه این منطقه به‌ترتیب ۳۴۵/۳۷ میلی‌متر و ۱۰/۸۳ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و براساس محاسبات برنامه کامپیوتری نیوهال، رژیم‌های رطوبتی و حرارتی این منطقه به‌ترتیب زیریک خشک و مزیک محاسبه شدند. جهت انجام این پژوهش، ۸ خاکرخ که در برگزیده غالب خاک‌های واقع در رسوبات کواترنز در این منطقه می‌باشند، حفر و طبق روش‌های استاندارد (۳۹) تشریح و نمونه‌برداری شدند. نمونه‌برداری از همه افق‌های مشخصه انجام پذیرفت و نمونه‌های خاک برای انجام تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی و کانی‌شناسی به آزمایشگاه منتقل گردید. نمونه‌های خاک پس از هوا خشک شدن از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند و خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها براساس روش‌های استاندارد (اداره حفاظت خاک آمریکا، ۲۰۰۴) تعیین گردید (۴۲). با تلفیق نتایج آزمایشگاهی و مطالعات مورفولوژیکی خاک‌ها براساس آخرین کلید سیستم جامع طبقه‌بندی خاک (موسسه

نتایج و بحث

در این پژوهش ۸ خاکرخ مورد بررسی قرار گرفت که برخی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی، مورفولوژیکی و رده‌بندی ۵ خاکرخ در جدول ۱ ارائه شده است. نتایج نشان داد که این منطقه در معرض فرآیندهای متوالی رسوبگذاری و خاکسازی بوده است که آثار آن به صورت توالی افق‌های خاک (افق‌های Bkb) و لایه‌های رسوبی (افق‌های Cb) مشاهده می‌شود و این امر به ویژه در خاکرخ ۲ مشهودتر بوده است (جدول ۱).

ضخامت خاک و تحول خاکرخ: ضخامت خاک یکی از مهم‌ترین عوامل فیزیکی خاک‌ها در منطقه مورد مطالعه است که به شدت تحت تأثیر فرآیندهای فرسایش و رسوبگذاری قرار گرفته است. رسوبگذاری‌های متوالی از توسعه خاکرخ و افزایش ضخامت خاک‌ها ممانعت به عمل آورده است. به نحوی که به رغم عمق زیاد خاکرخ‌ها، ضخامت خاک جدید (خاک تحول‌یافته بر روی آخرین یا جدیدترین لایه رسوبی) در خاکرخ ۱ تنها به ۶۵ سانتی‌متر محدود شده است (جدول ۱). علاوه بر این ملاحظه می‌گردد که این خاک‌ها دارای تحول کمی هستند و رسوبگذاری‌های متوالی از توسعه و تحول این خاک‌ها ممانعت به عمل آورده است که گواه آن حضور تنها افق مشخصه زیرسطحی کلسیک در این خاک‌ها می‌باشد (جدول ۱). بادیا و همکاران (۲۰۰۹) در تراس‌های رودخانه سگره در یک ناحیه نیمه‌خشک در شمال شرقی اسپانیا نیز تنها افق مشخصه زیر سطحی کلسیک

را شناسایی کرده و آن را نشانه تحول کم خاک‌ها ذکر کرده‌اند (۴).

خاک جدید در خاکرخ ۱ تنها دارای یک اپی‌پدون مالیک و یک افق کلسیک می‌باشد و در راسته مالی سول طبقه‌بندی شده است. در خاکرخ ۲ نیز وضع به همین شکل است با این تفاوت که این خاکرخ دارای یک افق مشخصه کمبیک نیز می‌باشد. علاوه بر این اپی‌پدون مالیک در خاکرخ ۲ دارای ضخامت زیاد (۵۰ سانتی‌متر) می‌باشد که منجر به رده‌بندی این خاکرخ در زیر گروه پیچیک کلسی‌زرولز گردیده است (جدول ۱). در رابطه با تشکیل اپی‌پدون مالیک در این خاک‌ها می‌توان بیان نمود که بخشی از منطقه مورد مطالعه که این دو خاکرخ در آن واقع شده‌اند، دارای کاربری مرتع و پوشش گیاهی چمنی می‌باشند. بنابراین سالیانه مقادیر نسبتاً زیادی بقایای گیاهی به این خاک‌ها افزوده می‌شود که همین امر منجر به مقادیر نسبتاً زیاد کربن آلی و همچنین رنگ تیره افق‌های سطحی این خاکرخ‌ها (جدول ۱) و در نتیجه تشکیل اپی‌پدون مالیک در آن‌ها شده است. به علاوه، به دلیل کاربری مرتع، عملیات شخم و کشت و کار در این محدوده از منطقه مورد مطالعه انجام نمی‌شود. در نتیجه اکسیداسیون و تخریب مواد آلی نیز در این محدوده به میزان کم‌تری رخ می‌دهد و همین امر نیز به حفظ کربن آلی و در نتیجه تشکیل اپی‌پدون مالیک در این خاک‌ها کمک می‌کند. این نتایج با یافته‌های بنگوانی و لوبارتینی (۲۰۰۶) در پامپاهای نیمه‌خشک آرژانتین و بادیا و همکاران (۲۰۰۹) در شمال شرق اسپانیا نیز همخوانی دارد (۷ و ۴).

جدول ۱ - برخی از خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی و رده‌بندی برخی از خاک‌های مورد مطالعه.

انق Horizon	عمق Depth (cm)	رس Clay (%)	سیلت Silt (%)	شن Sand (%)	رنگ		ساختمان Structure*	Ks (meq/l)	OC (%)	CEC Cmol(+)/kg	pH	EC (dS/m)	CCE (%)
					خشک	مرطوب							
Profile 1: Fine-silty, mixed, active, mesic, Typic Calcixerolls													
A	0-32	35	41	24	10YR5/3	10YR3/3	1,2,m;gr	1.42	1.51	20.74	7.58	1.03	28.7
Bk	32-65	33	39	28	10YR7/3	10YR5/3	2,m;abk	1.86	0.47	19.59	7.74	1.66	30.7
2C	65-90	13	24	63	10YR5/3	10YR6/3	sg	0.73	0.21	15.87	7.38	3.97	14.2
3Bkb	90-130	29	46	25	10YR7/3	10YR5/3	2,m;c;abk	1.71	0.63	19.69	7.56	5.76	17.7
3Cb	130-153	20	50	30	2.5Y6/3	2.5Y5/3	ma	0.49	0.17	11.52	7.85	6.62	9.4
4Bkb	153-190	43	38	19	2.5Y5/3	2.5Y3/3	2,m;c;abk	0.86	0.45	20.74	7.82	3.68	15.5
Profile 2: Fine, mixed, active, mesic, Paecil Calcixerolls													
A	0-50	30.8	52.9	16.3	2.5Y4/2	2.5Y3/1	2,m;sbk	0.2	0.9	22.14	8.03	0.73	23.5
Bw	50-95	38.4	40.9	20.7	2.5Y4.5/2	2.5Y3/2	2,m;c;abk	6.16	0.45	18.96	8.23	4.48	21.5
Bk	95-110	36.1	56	7.9	2.5Y6/2	2.5Y5.5/2	2,m;c;abk	3.9	0.13	18.81	8.87	3.19	26.5
C1	110-140	31	48.5	20.5	2.5Y6.5/4	2.5Y5.5/4	ma	3.45	0.11	17.39	8.77	2.49	26
2C2	140-175	6.2	11.2	82.6	2.5Y6/2	2.5Y4.5/2	sg	2.96	0.09	11.06	8.61	1.79	13
3Bkb	175-200	48.2	43.3	8.5	2.5Y7/2	2.5Y5.5/2	1,m;abk	2.07	0.23	23.72	8.76	1.28	15.5
4Cb	200-230	8.7	58.6	32.7	2.5Y 6/2	2.5Y4.5/2	sg	1.97	0.08	12.64	8.26	0.68	14.5
5Bkb	230-262	21	55.7	23.3	2.5Y6/2	2.5Y5/2	1,f;m;abk	1.33	0.19	15.81	8.55	0.69	16
6Cb	262-273	3.8	6.2	90	2.5Y6/2	2.5Y4/2	sg	0.84	0.06	9.48	8.07	0.63	12.5
7Bkb	273-300	13.7	58.5	27.8	2.5Y5/2	2.5Y4/2	1,f;m;abk	0.69	0.14	17.81	8.32	1.05	18
Profile 4: Fine, mixed, active, mesic, Typic Calcixereps													
Ap	0-34	57.7	33.2	9.1	10YR6/4	10YR4/3	1,2,m;gr	0.10	0.67	30.03	8.46	1.35	30.5
Bw	34-66	65	25.8	9.2	10YR6/3	10YR4/3	2,s;abk	0.05	0.4	33.20	8.68	1.33	27
Bk	66-90	67.8	25.9	6.3	10YR6/3	10YR4/3	1,2,s,m;abk	0.05	0.31	33.20	8.77	1	27.5
Bkg	90-144	70	23.4	6.6	10YR7/2	10YR5/1	1,2,s,m;abk	0.02	0.22	31.62	8.75	0.76	31
Cg	144-185	23.6	63.4	13	10YR7/1	10YR5/1	ma	0.05	0.13	23.72	8.56	0.81	18.5

CCE: کربنات کلسیم معادل، EC: هدایت الکتریکی، pH: واکنش خاک، CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی، OC: درصد کربن آلی، Ks: پتاسیم محلول.
 Structure *
 1: ضعیف، 2: نسبتاً قوی، 3: قوی، 4: خیلی قوی، 5: متوسط، 6: درشت، 7: خیلی درشت، 8: توده‌ای، 9: مگمگی گوشه‌دار، 10: مگمگی لبه مدور، 11: دانه‌ای.

ادامه جدول ۱ -

Continue Table 1.

افق Horizon	عمق Depth (cm)	ریس Clay (%)	سیلت Silt (%)	شن Sand (%)	رنگ Color		ساختار Structure*	Ks (meq/l)	OC (%)	CEC Cmol(+)/kg	pH	EC (ds/m)	CCE (%)
					خشک Dry	مرطوب Moist							
Profile 6: <i>Fine, mixed, superactive, mesic Pachic Calciexerolls</i>													
A1	0-27	46.1	35.5	18.4	10YR4/2	10YR3/2	2,3,m,c;gr	0.25	3.33	36.36	7.82	3.94	28.5
A2	27-52	51.8	27.7	20.5	10YR5/3	10YR3/3	2;m;gr 2;f,m;abk	0.10	1.99	34.78	8.25	2.57	22.5
Bk1	52-82	58.9	29.5	11.6	10YR6/3	10YR4/3	3;m,c;abk; 3;c;pr	0.10	0.58	34.78	8.28	2.54	18.5
Bk2	82-118	60.2	30.7	9.1	10YR5/1	10YR4/1	2;m;abk; 3;c;pr	0.15	1.08	34.78	8.35	2.94	29
2Bkgb	118-177	31	48.4	20.6	2.5Y6/2	2.5Y4/2	1;m,c;abk	0.25	0.40	22.14	8.32	3.2	22
2Cgb	177-200	6.2	23.7	70.1	2.5Y6/2	2.5Y4/2	sg	0.15	0.13	11.06	8.35	2.24	11
3Bkgb	200-260	13.7	58.4	27.9	2.5Y6/2	2.5Y4/2	1;c;abk	0.25	0.36	14.23	8.23	1.76	14.5
Profile 8: <i>Fine, mixed, active, mesic, Pachic Calciexerolls</i>													
A	0-13	21	31	48	10YR6/4	10YR5/4	2;f;gr	0.10	0.22	23.72	8.55	0.84	31.5
Bk1	13-37	43.2	40.7	16.1	10YR6/4	10YR5/4	3;m;abk	0.05	0.13	25.29	8.49	0.91	33
Bk2	37-67	35.7	38.2	26.1	10YR6/4	10YR5/4	3;m;abk	0.05	0.13	25.29	8.32	1.22	32
2Bk3	67-73	3.7	49.9	46.4	10YR7/3	10YR5/4	3;c;abk	0.02	0.04	15.81	8.17	2.5	18
3C1	73-85	6.2	16.1	77.7	10YR6/4	10YR5/4	sg	0.05	0.04	7.89	8.15	2.52	20.5
4C2	85-100	8.7	1.3	90	10YR6/6	10YR4/4	sg	0.10	0.04	7.89	8.1	2.17	20

کربنات کلسیم معادل، EC: هدایت الکتریکی، pH: واکنش خاک، CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی، OC: درصد کربن آلی، Ks: پاشیم محلول.

Structure *

1: ضعیف، 2: نسبتاً قوی، 3: قوی، vf: خیلی ریز، f: ریز، m: متوسط، c: درشت، vc: خیلی درشت، ma: توده‌ای، sg: تکه‌دانه‌ای، abk: مکه‌ی گوشه‌دار، sbk: مکه‌ی لبه مدور، gr: دانه‌ای.

منطقه به احتمال زیاد افق‌های مدفون و توالی‌های رسوبگذاری و فرسایش در اعماق بیش‌تر این خاکرخ نیز مشاهده می‌شد.

خاکرخ‌های ۱ و ۲ حاوی فرآیندهای متوالی فرسایش- رسوبگذاری و خاکسازی می‌باشند که آثار آن با حضور افق‌های متناوب Bkb با مقادیر بالای رس و ساختمان و افق‌های Cb (با مقادیر بالای شن) و بدون ساختمان (ساختمان تکدانه‌ای) (جدول ۱) قابل مشاهده است. توالی‌های لایه‌های رسوبی و افق‌های خاکساز در خاکرخ‌های ۱ و ۲ به احتمال زیاد نشانه‌ای از نوسانات شدید بافتی و اقلیمی در این خاکرخ‌ها است. به‌طوری‌که در طی دوره‌های مرطوب‌تر با بارندگی زیاد، شرایط جهت استقرار و توسعه پوشش گیاهی مساعد بوده و منجر به پایداری منطقه و وقوع فرآیندهای خاکسازی شده است که آثار آن تشکیل افق‌های کلسیک (افق‌های Bkb) در اعماق خاکرخ‌ها می‌باشد. در دوره‌های اقلیمی مرطوب رطوبت کافی جهت شست‌وشو و جابجایی کربنات‌ها مهیا بوده است که نهایتاً به تشکیل تجمعات کربنات کلسیم ثانویه و تشکیل افق‌های کلسیک در این دوره‌ها منجر گردیده است. در حالی‌که در دوره‌های اقلیمی خشک، رطوبت مورد نیاز جهت رشد و توسعه پوشش گیاهی فراهم نبوده و در نتیجه فرآیندهای فرسایش و رسوبگذاری حاکم بوده است که این امر سبب تشکیل افق‌های C با بافت شنی شده است. تکرار چرخه دوره‌های متوالی مرطوب و خشک، افق‌های متناوب Bkb (با بافت سنگین) و Cb (با بافت سبک) را در این منطقه به‌وجود آورده است (جدول ۱). نهایتاً می‌توان نتیجه گرفت که طی دوره‌های اقلیمی مرطوب‌تر افق‌های Bkb با مقادیر رس بیش‌تر و در طی دوره‌های نسبتاً خشک‌تر افق‌های Cb با بافت درشت‌تر تشکیل شده‌اند و بنابراین توالی‌های بافتی این خاکرخ‌ها بیانگر نوسانات

بافت خاک: بافت خاک‌های مورد مطالعه دارای دامنه متغیری بوده و از بافت سبک تا متوسط و سنگین تغییر می‌کند (جدول ۱). در خاک‌های جدید در اغلب خاکرخ‌ها میزان رس با عمق روند افزایشی نشان داد. ولی با وجود افزایش میزان رس با عمق در خاکرخ‌های مربوطه، پوسته‌های رسی در مطالعات صحرائی مشاهده نشد. بنابراین این خاکرخ‌ها فاقد افق‌های آرژیلیک می‌باشند. چاخرو و منافی (۲۰۱۳) طی مطالعه میکرومورفیک خاک‌های دشت ارومیه گزارش کرده‌اند که اراضی غیرشور- غیرسدیمی در این منطقه فاقد افق‌های آرژیلیک (یا ناتریک) هستند در حالی‌که خاک‌های شور- سدیمی دارای افق‌های ناتریک بوده‌اند و حضور افق‌های ناتریک در خاک‌های شور- سدیمی را به مقادیر زیاد سدیم تبدالی در این خاک‌ها نسبت داده‌اند (۱۰). احتمالاً به‌علت رسوبی بودن منطقه این احتمال نیز وجود دارد که رسوباتی با مقادیر زیاد رس در محل ته‌نشست نموده و منجر به مقادیر زیاد رس در اعماق خاکرخ‌ها شده‌اند. علت دیگر افزایش رس با عمق خاک در منطقه مورد نظر می‌تواند هوازدگی و تشکیل درجای رس در افق‌های زیرین باشد. کنستانتینی و دامیانی (۲۰۰۴) و لورنس و همکاران (۲۰۱۱) نیز گزارش‌های مشابهی در رابطه با افزایش مقدار رس خاک با عمق داشته‌اند (۱۱ و ۳۰). افق‌های مدفون با عوارض خاکساز و ساختمان، حاوی مقادیر رس بیش‌تری نسبت به افق‌های مدفون بدون عارضه خاکساز و ساختمان (جدول ۱) می‌باشند. در خاکرخ ۴ علایم رسوبگذاری‌های متوالی (در مقایسه با سایر خاک‌ها) مشاهده نشده است و این خاکرخ فاقد افق‌های مدفون می‌باشد. بنابراین میزان تغییرات ذرات سه‌گانه شن، سیلت و رس در طول خاکرخ کم می‌باشد. هر چند در صورتی‌که این خاکرخ مانند سایر خاکرخ‌ها تا اعماق بیش‌تر حفر می‌گردید، با توجه به ماهیت رسوبی

می‌باشد و با عمق کاهش نشان می‌دهد (جدول ۱). بیش‌ترین مقدار کربن آلی در این خاک‌ها در افق‌های سطحی مشاهده شد که می‌تواند به علت وجود بقایای گیاهی و ریشه گیاهان باشد. وحیدی و همکاران (۲۰۱۳) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (۴۳). دالگرن و همکاران (۱۹۹۷) با مطالعه خاک‌های غرب کالیفرنیا بیان نمودند که عوامل متعددی از جمله کمیت و کیفیت بقایای گیاهی اضافه شده به خاک، فاکتورهای اقلیمی، خصوصیات خاک (به‌ویژه نوع و مقدار رس) و فرسایش بر میزان کربن آلی خاک تأثیر می‌گذارند (۱۳).

خاکرخ‌های ۱، ۲ و ۶ دارای کاربری مرتع هستند و بنابراین نوع پوشش گیاهی آن‌ها عمدتاً از نوع پوشش گیاهی چمنی می‌باشد. بنابراین همواره بقایای گیاهی و ریشه‌های مرده گیاهی به این خاک‌ها اضافه شده و باعث افزایش کربن آلی این خاکرخ‌ها شده است. در حالی که خاکرخ‌های ۴ و ۸ دارای کاربری زراعی بودند و عمدتاً پوشش گیاهی به‌صورت محصول و یا به‌صورت کاه و کلش برای مصرف علوفه از منطقه خارج شده و باعث کاهش مقدار کربن آلی این خاکرخ‌ها گردیده است. از طرفی با توجه به این‌که سالیانه در این قسمت از منطقه عملیات شخم و کشت و کار نیز انجام می‌گیرد، بنابراین عملیات زراعی سبب تشدید اکسیداسیون مواد آلی اضافه شده در این خاک و در نتیجه کاهش مقدار کربن آلی آن در مقایسه با خاکرخ‌های ۱، ۲ و ۶ گردیده است. این نتایج با یافته‌های بنگوانی و لوبارتینی (۲۰۰۶) نیز همخوانی دارد (۷). از طرفی مقادیر کربن آلی در این خاک‌ها را می‌توان به اندازه خاکدانه‌ها نیز نسبت داد. هر چند اندازه خاکدانه‌ها نیز خود تابعی از مقدار ماده آلی در خاک می‌باشد. بدین ترتیب که با افزایش مقدار ماده آلی خاک، اندازه و فراوانی خاکدانه‌های پایدار افزایش می‌یابد و از طرف

اقلیمی این منطقه می‌باشند. نهایتاً می‌توان نتیجه گرفت که طی دوره‌های اقلیمی مرطوب‌تر افق‌های Bkb با مقادیر رس بیش‌تر و در طی دوره‌های نسبتاً خشک‌تر افق‌های Cb با بافت درشت‌تر تشکیل شده‌اند و بنابراین توالی‌های بافتی این خاکرخ‌ها بیانگر نوسانات اقلیمی این منطقه می‌باشند. مونگر و همکاران (۱۹۹۸) و باک و مونگر (۱۹۹۹) براساس تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌های مدفون بیابان شی‌هواوان (Chihuahuan) نشان دادند که پوشش گیاهی این منطقه در فاصله زمانی ۷ الی ۹ هزار سال پیش از علوفه C_۴ به بوته‌های بیابانی C_۳ تغییر یافته است و این تغییرات پوشش گیاهی را به تغییرات اقلیم در این فاصله نسبت داده‌اند (۳۵ و ۹). به اعتقاد این پژوهشگران، طی دوره‌های مرطوب‌تر گیاهان علوفه C_۴ گسترش یافته‌اند و دوره خاکسازي و پایداری زمین‌نما حکمفرما بوده است. به دنبال این دوره مرطوب یک دوره خشکی برقرار شده است که با فرآیندهای فرسایش و رسوبگذاری در بادبزن‌های آبرفتی و حوضه‌های بادرفتی همراه بوده است و نوع پوشش گیاهی منطقه به بوته‌های بیابانی C_۳ تبدیل شده است (۳۵ و ۹). به‌نظر می‌رسد همانند گزارش‌های فوق در خاک‌های مورد مطالعه در منطقه ارومیه نیز وقوع فرآیندهای متوالی خاکسازي (تشکیل افق‌های BKb) و فرآیندهای فرسایش- رسوبگذاری (تشکیل افق‌های Cb) بیانگر تغییرات اقلیمی از مرطوب به خشک و تکرار آن می‌باشد. مطالعه‌های انجام شده در شرق بولیوی نشان داد که، در اواخر پلیستوسن، ارتباط قوی بین شرایط محیطی قدیمی (آب و هوا، پوشش گیاهی و...)، محیط خاک (جریان آب خاک و منافذ خاک) و نوع افق‌های توسعه‌یافته در خاک‌های قدیمی وجود داشته است (۱۱ و ۳۲).

کربن آلی: میزان کربن آلی خاک‌ها در منطقه مورد مطالعه در مجموع کم بود و مقدار آن در سطح زیاد

تبادل کاتیونی خاک شده است (جدول ۱). با توجه به مطالب فوق و نتایج آزمایشگاهی ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های مورد مطالعه ارتباط بسیار روشنی با مقدار رس و کربن آلی خاک نشان می‌دهد و هر تغییری در مقدار رس و کربن آلی خاک‌ها، منجر به تغییر ظرفیت تبادل کاتیونی آن‌ها می‌گردد. به طوری که با افزایش هر کدام از عوامل فوق، ظرفیت تبادل کاتیونی افزایش یافته و بالعکس با کاهش مقدار آن‌ها، مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی کاهش می‌یابد. از طرفی نتایج مطالعات کانی‌شناسی (جدول ۲) نشان داد که در افق‌های زیرسطحی این خاک‌ها کانی‌های رسی عمدتاً از نوع اسمکتایت می‌باشند و با توجه به ظرفیت تبادل کاتیونی بالای این گروه از رس‌ها احتمالاً حضور مقادیر نسبتاً زیاد اسمکتایت در افق‌های زیرسطحی نیز عامل دیگری است که ظرفیت تبادل کاتیونی این خاک‌ها را تحت تأثیر قرار داده است به نحوی که در این گونه افق‌ها هر گونه افزایش یا کاهش ظرفیت تبادل کاتیونی با افزایش یا کاهش فراوانی نسبی اسمکتایت نیز شده بوده است (جدول‌های ۱ و ۲). این نتایج با یافته‌های میرخانی و همکاران (۲۰۰۵) و فرزام‌نیا و همکاران (۲۰۱۳) نیز همخوانی دارد (۳۴ و ۱۷).

کربنات کلسیم معادل: تجمع کربنات کلسیم خاکساز از جمله مراحل مهم خاکسازي در مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌باشد (۲۱ و ۲۲). دامنه تغییرات کربنات کلسیم معادل در خاک‌های مورد مطالعه بسیار وسیع بود (جدول ۱). در رابطه با منشأ کربنات کلسیم معادل در خاک‌های مورد مطالعه می‌توان بیان نمود با توجه به این‌که سازندهای زمین‌شناسی اطراف منطقه ارومیه (سلطانی‌سیسی، ۲۰۰۵) مارنی و آهکی می‌باشند (۴۱)، احتمال دارد منشأ کربنات کلسیم معادل در خاک‌های مورد مطالعه، آب‌های سطحی حاوی کربنات کلسیم، باد و رسوبات تخریبی می‌باشند.

دیگر حضور خاکدانه‌های پایدار سبب حفاظت ماده آلی موجود در آن‌ها می‌گردد. بنابراین در خاک‌های ۱ و ۲ مقادیر نسبتاً زیاد کربن آلی سبب تشکیل خاکدانه‌های پایدار و نسبتاً درشت در این خاک‌ها گردیده است (جدول ۱) و متعاقباً این خاکدانه‌های درشت نیز مواد آلی مربوطه را محافظت می‌نمایند. ولی در خاک‌های ۴ به دلیل مقادیر کم‌تر کربن آلی و همچنین عملیات زراعی خاکدانه‌های خاک ریزتر می‌باشند و در نتیجه این خاکدانه‌های ریز نقش کمی در حفاظت از مواد آلی موجود در آن‌ها ایفا می‌کنند. این نتایج با یافته‌های جان و همکاران (۲۰۰۵) نیز همخوانی دارد (۲۶). طبق نتایج حاصله (جدول ۱)، کربن آلی خاک‌های مورد مطالعه با عمق کاهش می‌یابد که این کاهش در اغلب خاک‌ها به صورت نامنظم می‌باشد. کاهش نامنظم کربن آلی با عمق نشان می‌دهد که عامل فرسایش و رسوبگذاری در این خاک‌ها نقش مهمی را در تغییرات کربن آلی با عمق (مخصوصاً در افق‌های مدفون) داشته است. نهایتاً با توجه به مطالب فوق‌الذکر می‌توان عوامل اصلی تغییرات کربن آلی در خاک‌های مورد مطالعه را به نوع پوشش گیاهی، فرسایش و رسوب مواد، اندازه خاکدانه‌ها و کاربری و مدیریت اراضی نسبت داد.

ظرفیت تبادل کاتیونی: ظرفیت تبادل کاتیونی در خاک‌های مطالعه شده در حد کم تا متوسط متغیر بود و در طول خاک‌ها تغییرات شدیدی از خود نشان داد (جدول ۱). با توجه به این‌که افق‌های سطحی این خاک‌ها در مقایسه با افق‌های زیرین (جدول ۱) حاوی مقدار کربن آلی بیش‌تری می‌باشند، می‌توان نتیجه گرفت که در افق‌های سطحی این خاک‌ها مقادیر ظرفیت تبادل کاتیونی بیش‌تر متأثر از مقادیر کربن آلی بوده است. در مقادیر مشابه کربن آلی، ظرفیت تبادل کاتیونی متأثر از مقادیر رس و نوع رس می‌باشد و هر گونه تغییر در مقدار رس باعث تغییر در مقدار ظرفیت

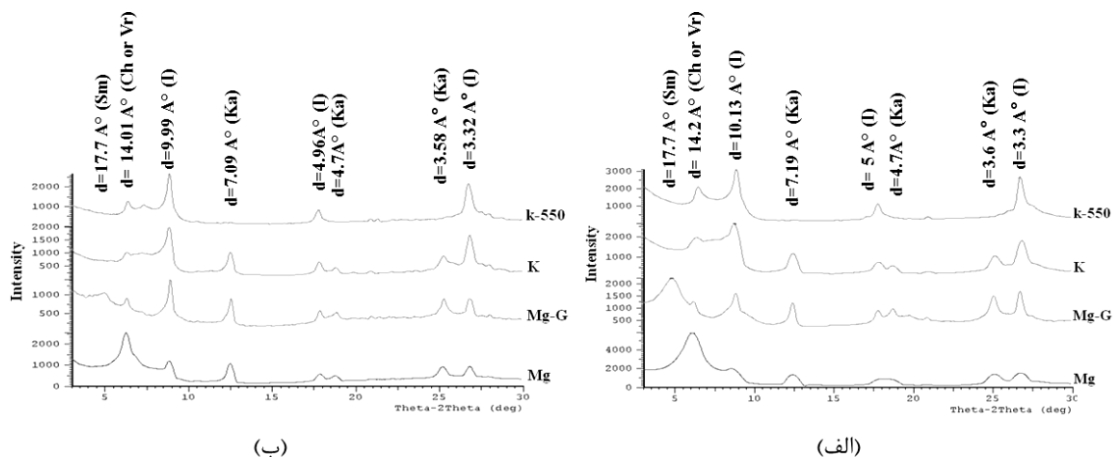
مقادیر بالای کربنات کلسیم معادل در افق‌های سطحی نشان می‌دهد که علی‌رغم انتقال کربنات کلسیم به قسمت‌های زیرین، خاک‌رخ خاک عاری از کربنات کلسیم معادل نگردیده است. زیرا با توجه به شرایط اقلیمی فعلی منطقه، امکان آبشویی کامل کربنات کلسیم معادل از این خاک‌ها فراهم نیست. همچنین، همان‌طور که ذکر شد، در اثر فرآیندهای بادی و آب‌های سطحی، مدام بر مقدار کربنات کلسیم معادل افق‌های سطحی افزوده می‌شود که در این فرآیند و در مواردی رسوب کربنات کلسیم معادل از آب زیرزمینی کم عمق مجموعاً سبب می‌شوند که مقدار کربنات کلسیم معادل در افق‌های سطحی نسبتاً بالا باشد. با وجود این، دلیل اصلی این امر انتقال کربنات کلسیم معادل از رسوبات آهکی مناطق مرتفع بالادست توسط رواناب به سمت این منطقه می‌باشد که در گزارش‌های کریمنس (۱۹۹۵) و کنستانتینی و دامیانی (۲۰۰۴) نیز چنین روندی به چشم می‌خورد (۱۲ و ۱۱). وجود کربنات کلسیم معادل در خاک‌رخ خاک خود یک عامل بازدارنده در تکامل خاک محسوب می‌گردد. زیرا کربنات کلسیم معادل زیاد در خاک‌رخ خاک باعث جلوگیری از شستشوی بازها گشته و حرکت رس‌ها و توسعه افق B را کند می‌کند (۲۱ و ۲۲). با توجه به این که خاک‌های مورد مطالعه اخیر فاقد افق‌های آرژیلیک می‌باشند، می‌توان نتیجه گرفت که کربنات کلسیم معادل موجود در این خاک‌ها نیز مانع از تشکیل افق آرژیلیک شده است و یکی از دلایل تحول کم خاک‌های این منطقه، احتمالاً مقادیر نسبتاً بالای کربنات کلسیم معادل می‌باشد. همچنین اقلیم خشک منطقه نیز می‌تواند به‌عنوان یک عامل بازدارنده تشکیل افق آرژیلیک باشد.

ترکیب کانی‌شناسی خاک‌ها: نتایج مطالعه کانی‌شناسی مواد مادری این خاک‌ها (افق‌های C، شکل ۲-ب) نشان داد که کانی‌های رسی عمده

موجود در مواد مادری این خاک‌ها عمدتاً کانی‌های ایلیت، کلرایت، اسمکتایت و مقادیر کمی ورمی‌کولایت و کائولینایت می‌باشد. بنابراین با توجه به حضور این کانی‌ها در مواد مادری این خاک‌ها احتمالاً بخشی از کانی‌های فوق‌الذکر در خاک‌ها از مواد مادری رسوبی به ارث رسیده‌اند. نتایج مطالعه‌های کانی‌شناسی بخش رس خاک نشان داد که کانی‌های رسی موجود در خاک‌های مورد مطالعه عمدتاً شامل کانی‌های اسمکتایت، ایلیت، کلرایت، کائولینایت و مقادیر ناچیزی ورمی‌کولایت و ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین لایه‌ای (HIV) می‌باشند. در شکل ۲ پراش نگاشت‌های اشعه ایکس افق 5Bkb خاک‌رخ ۲ و افق Cg خاک‌رخ ۴ نشان داده شده است. در پراش نگاشت‌های نوع رس در تیمار اشباع با منیزیم پیک‌های ۱۰/۱۳، ۵ و ۳/۳ آنگستروم دیده می‌شود که این پیک در تیمار منیزیم + گلسیرو، پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بر جای مانده و بیانگر حضور کانی ایلیت می‌باشد. در تیمار اشباع با منیزیم پیک‌های ۱۴/۲، ۷/۱۹ و ۳/۶ آنگستروم دیده می‌شود که در تیمار منیزیم + گلسیرو، پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بر جان مانده‌اند و این نشان‌دهنده حضور کانی کلرایت می‌باشد. وجود پیک ۱۴/۲ آنگستروم در تیمار اشباع با منیزیم و تغییر آن به پیک ۱۷/۷ آنگستروم در تیمار منیزیم + گلسیرو و تبدیل آن به پیک ۱۰/۱۳ آنگستروم در تیمار اشباع با پتاسیم و پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد دلیل بر حضور کانی اسمکتایت می‌باشد. در تیمار اشباع با منیزیم پیک‌های ۷/۱۹ و ۳/۶ آنگستروم دیده می‌شود که در تیمارهای منیزیم + گلسیرو و پتاسیم باقی مانده‌اند و در تیمار پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد از بین رفته‌اند که بیانگر وجود کانی کائولینایت می‌باشد. وجود پیک ۱۴/۲ آنگستروم در

مقدار کمی کانی ورمی کولایت می‌باشد. در جدول ۲ نیز مقادیر نیمه کمی کانی‌های رس در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه ارائه شده است.

تیمار اشباع با منیزیم و باقی ماندن بخشی از آن در تیمار منیزیم + گلسیرول و تبدیل آن به پیک ۱۰/۱۳ آنگستروم در تیمار اشباع با پتاسیم دلیل بر حضور



شکل ۲- پراش نگاشت‌های اشعه ایکس در خاک‌های مورد مطالعه. الف) افق 5Bkb خاکرخ ۲ ب) افق Cg خاکرخ ۴.

Figure 2. X-ray diffractograms of studied soils. A) 5Bkb horizon of profile 2 and b) Cg horizon of profile 4.

جدول ۲- مقادیر نیمه کمی کانی‌های رسی در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه.

Table 2. Semiquantitative values of clay minerals in some of studied soils.

HIV	کانی‌های رس Clay minerals					افق Horizon	پروفیل Profile
	ورمی کولایت Vermiculite	کلرایت Chlorite	کائولینایت Kaolinite	اسمکتایت Smectite	ایلیت Illite		
-	+	++	++	++	++	A	1
+	+	+	++	+++	++	Bk	
+	+	+	+++	++	+++	2C	
-	+	+	+++	++++	++	3Bkb	
-	-	+	++	++	++	A	2
-	+	+	++	++	++	Bw	
+	+	+	++	++++	++	Bk	
-	+	++	++	+++	+++	C1	
-	-	+	+++	+++	++	2C2	
+	+	+	+++	++++	++	3Bkb	
+	-	+	+++	+++	++	4Cb	
-	+	+	++	++++	+	5Bkb	
-	-	++	++	++	++	6Cb	
-	+	+	+++	++++	++	7Bkb	
+	+	++	++	++	++	Ap	4
-	+	++	++	++++	++	Bw	
-	+	+	++	+++	++	Bk	
-	-	+	++	++++	++	Bkg	
-	-	+	++	++++	+++	Cg	

-: < 1%, -: 1%, +: 10%, ++: 10-20%, +++: 20-30%, ++++: 30-50%, +++++: >50%

خاکسازی ایجاد شود و تشکیل این کانی در شرایط خشک و نیمه‌خشک امکان‌پذیر نمی‌باشد (۲۴). بنابراین با توجه به شرایط منطقه مورد مطالعه که دارای اقلیم نیمه‌خشک می‌باشد، حضور کائولینایت در خاک‌ها را نمی‌توان به فرآیندهای پدوژنیک حال حاضر نسبت داد. بنابراین با توجه به نبود شرایط لازم برای تشکیل این کانی در خاک‌های نیمه‌خشک منطقه مورد مطالعه، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که این کانی در این خاک‌ها دارای منشأ موروثی می‌باشد. منافعی (۲۰۱۰) و خرمالی و قربانی (۲۰۱۰) نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (۳۱ و ۲۷). با توجه به پراش نگاشت‌های اشعه ایکس تهیه شده از این خاک‌ها (شکل ۲-ب)، مقدار کمی ورمی‌کولایت در مواد مادری این خاک‌ها (افق C) شناسایی شد. بنابراین می‌توان بخشی از این کانی را به مواد مادری این خاک‌ها نسبت داد. همچنین به خاطر فراهم نبودن شرایط مناسب برای پایداری ورمی‌کولایت در خاک‌های آهکی، مقادیر اندک این کانی دور از انتظار نیست. از طرفی در این خاک‌ها اغلب پیک‌های ۱۰ آنگسترومی در این خاک‌ها نامتقارن بوده و دارای شانه‌ای به طرف زوایای 2θ کوچک‌تر هستند. این امر می‌تواند بیانگر هوازگی ایلیت و تبدیل آن به کانی‌های دیگر از جمله ورمی‌کولایت به‌عنوان اولین محصول هوادیدگی ایلیت باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً در این خاک‌ها بخش عمده‌ای از ورمی‌کولایت در اثر تغییر شکل ایلیت و عمدتاً به‌عنوان یک محصول حدواسط در طی تبدیل ایلیت به اسمکتایت تشکیل می‌شود و بنابراین دارای منشأ پدوژنیک می‌باشد. مقادیر ورمی‌کولایت با عمق به‌میزان جزئی کاهش نشان داد که علت آن می‌تواند مربوط به کاهش فرآیندهای هوازگی در اعماق باشد (جدول ۲). منافعی (۲۰۱۰) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده است (۳۱).

نتایج نشان داد که کانی‌های رسی موجود در این خاک‌ها با مکانیسم‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند. در اغلب خاک‌های مورد مطالعه مقدار ایلیت با عمق اندکی افزایش نشان می‌دهد (خاک‌های ۲ و ۴، جدول ۲) و با توجه به حضور ایلیت در مواد مادری این خاک‌ها (شکل ۲-ب) می‌توان منشأ ایلیت در این خاک‌ها را به توارث از مواد مادری نسبت داد. حسینی‌برزی (۲۰۱۰) و منافعی (۲۰۱۰) تشکیل پدوژنیک ایلیت در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک را غیرمحمتمل دانسته‌اند و حضور ایلیت در خاک‌های این گونه مناطق را به توارث از مواد مادری نسبت داده‌اند (۲۵ و ۳۱). قرقره‌چی و خرمالی (۲۰۰۸) و خرمالی و قربانی (۲۰۱۰) نیز نتایج مشابهی را گزارش نموده‌اند (۲۰ و ۲۷).

با توجه به نتایج کانی‌شناسی (شکل ۲، جدول ۲)، کلرایت در همه نمونه‌های مورد بررسی به مقدار کم وجود داشت و در طول خاک‌رخ‌ها تغییرات چندانی نشان نداد. به اعتقاد گالان (۲۰۰۶) تشکیل پدوژنیک کلرایت در محیط‌هایی با دمای بالا، رطوبت و آبشویی زیاد و pH کم‌تر از ۶ رخ می‌دهد و این شرایط در خاک‌های اولتی سول مهیا می‌باشند (۱۸). بنابراین با توجه به شرایط اقلیمی فعلی حاکم بر منطقه و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که کلرایت‌های موجود در این خاک‌ها از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. گراهام و اوگرین (۲۰۱۰) نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (۲۴). بررسی پراش نگاشت‌های اشعه ایکس (شکل ۲) نشان داد که کائولینایت یکی دیگر کانی‌های رسی است که در این خاک‌ها به مقدار کم وجود دارد و فراوانی آن در طول خاک‌رخ‌ها تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد و تنها یک افزایش جزئی با عمق نشان می‌دهد (جدول ۲). کائولینایت یک کانی ثانویه است که در شرایط گرم و مرطوب می‌تواند بر اثر پدیده

نگاشت‌های اشعه ایکس، می‌توان بیان نمود که اسمکتایت‌های موجود در این خاک‌ها با مکانیسم‌های مختلفی تشکیل شده‌اند. پراش نگاشت‌های اشعه ایکس مواد مادری این خاک‌ها (افق C خاکرخ ۴، شکل ۲-ب) نشان‌دهنده حضور مقادیر اسمکتایت در مواد مادری این خاک‌ها می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که بخشی از اسمکتایت‌های موجود در این خاک‌ها از مواد مادری به ارث رسیده است. خرمالی و قربانی (۲۰۱۰) در خاک‌های استان گلستان، منافی (۲۰۱۰) در خاک‌های منطقه رشکان ارومیه و عزیزی و همکاران (۲۰۱۱) در خاک‌های جنوب تهران نیز گزارش مشابهی داشته‌اند (۲۷، ۳۱ و ۳). با توجه به حضور مقادیر نسبتاً بالای اسمکتایت در این خاک‌ها (شکل ۲-الف) توارث از مواد مادری نمی‌تواند به تنهایی سبب حضور مقادیر زیاد اسمکتایت‌ها در این خاک‌ها باشد و بنابراین باید مکانیسم‌های تبدیل سایر کانی‌ها و همچنین نوتشکلی را نیز در نظر داشت (تشکیل پدوژنیک اسمکتایت). یکی از مکانیسم‌های احتمالی تشکیل پدوژنیک اسمکتایت در این خاک‌ها تغییر شکل سایر کانی‌ها، از جمله ایلیت می‌باشد. فانینگ و فانینگ (۱۹۸۹) بیان می‌دارند که جهت خروج پتاسیم از لایه‌های ایلیت و تبدیل آن به اسمکتایت، غلظت خیلی کم پتاسیم در محیط خاک الزامی است، بنابراین تبدیل ایلیت به اسمکتایت در خاک‌هایی که غلظت پتاسیم در محلول خاک نسبتاً بالاست عملی به نظر نمی‌رسد (۱۶). با توجه به مقادیر بسیار کم پتاسیم در فاز محلول خاک‌های مورد مطالعه (جدول ۱)، خروج پتاسیم از فضای بین‌لایه‌ای ایلیت و تبدیل آن به اسمکتایت در این خاک‌ها امکان‌پذیر می‌باشد. از طرفی در اغلب خاکرخ‌های مورد مطالعه مقدار ایلیت در قسمت‌های فوقانی خاکرخ کم‌تر است و با عمق اندکی افزایش نشان می‌دهد (جدول ۲). در حالی که اسمکتایت روند

در محیط‌هایی که تحت تأثیر هوازدگی شدید هستند، هیدروکسیدهای آلومینیوم بین‌لایه‌ای در ساختمان کانی ورمی‌کولایت به وجود می‌آید. هیدروکسی بین‌لایه‌ای از کاهش ضخامت کانی تحت تأثیر حرارت جلوگیری می‌کند. ضخامت دیده شده در این حالت بین ایلیت و ورمی‌کولایت است. به عبارت دیگر در نتایج پراش نگاشت‌های اشعه ایکس پیکی در محدوده بین ۱۰ تا ۱۴ آنگستروم در تیمار پتاسیم و پتاسیم + حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد دیده می‌شود که نشان‌دهنده وجود مقادیر جزئی ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای است. قرقره‌چی و خرمالی (۲۰۰۸) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (۲۰). نهایتاً با توجه به مطالب فوق و نتایج کانی‌شناسی (شکل ۲، جدول ۲) می‌توان نتیجه گرفت که ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای در بعضی از خاک‌های مورد مطالعه و به مقدار خیلی کم وجود دارد. با توجه به این که مواد مادری (افق C) خاک‌های مورد مطالعه فاقد کانی ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای هستند، بنابراین احتمال موروثی بودن این کانی وجود ندارد و احتمالاً ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای در شرایط مرطوب‌تر گذشته و به صورت پدوژنیک تشکیل شده است. زیرا با شرایط اقلیمی امروزی امکان تشکیل این کانی مهیا نیست. بنابراین وجود کانی ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای در افق‌های مدفون دلالت بر وجود اقلیم مرطوب‌تر گذشته و تشکیل این کانی دارد. گراهام و اوگرین (۲۰۱۰) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (۲۴).

بررسی پراش نگاشت‌های اشعه ایکس نشان داد که اسمکتایت غالب‌ترین کانی رسی خاک‌های مورد مطالعه، مخصوصاً در افق‌های مدفون می‌باشد (شکل ۲، جدول ۲). با توجه به شرایط فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه (جدول ۱) و پراش

ایلات در افق‌های زیرین شده است. تغییر شکل ایلات به اسمکتایت در افق‌های زیرین نیازمند رطوبت بالایی است. با توجه به این‌که شرایط مناسب جهت هوازدهی ایلات در اعماق فراهم نیست، احتمال این وجود دارد که اسمکتایت موجود در افق‌های زیرین مربوط به اقلیم مرطوب‌تر گذشته باشد. همان‌طور که پیش‌تر نیز بحث شده است وجود توالی‌های پی در پی لایه‌های رسوبی و افق‌های کلسیک نشان می‌دهد که خاک‌های این منطقه یک اقلیم مرطوب‌تری را نسبت به اقلیم فعلی منطقه پشت سر گذاشته‌اند. وجود مقادیر زیاد کانی اسمکتایت در اغلب خاک‌های مدفون به‌عنوان شاهدیست که وجود شرایط هوازدهی و فرآیندهای خاکسازای شدید در اقلیم‌های گذشته را تأیید می‌کند. کیانی و همکاران (۲۰۰۶) بیان می‌دارند که در خاک مدفون میزان اسمکتایت بیش‌تری وجود دارد و با توجه به پیشرفت هوازدهی در خاک مدفون منشأ پدوژنیک را می‌توان در کانی اسمکتایت انتظار داشت (۲۸). منافی (۲۰۱۰) حضور اسمکتایت در افق‌های زیرین خاک‌های منطقه رشکان ارومیه را ناشی از تغییر شکل ایلات دانسته و تشکیل این کانی را به اقلیم مرطوب‌تر گذشته نسبت داده است (۳۱).

با توجه به نتایج کانی‌شناسی رس می‌توان بیان نمود که در این خاک‌ها کانی‌های ایلات و اسمکتایت تحت‌تأثیر فرآیندهای خاکسازای قرار گرفته‌اند که نتیجه این تأثیر تغییر و تبدیل بخشی از ایلات به اسمکتایت بوده است. علاوه بر این در برخی از خاک‌های مورد مطالعه مقداری اسمکتایت در اثر نوتشکیلی از محلول خاک نیز تشکیل شده است.

نتیجه‌گیری

رسوبات کواترنر بخش عمده عرصه‌های کشاورزی و منابع طبیعی منطقه ارومیه را به خود

معکوسی دارد. این روند معکوس تغییرات ایلات و اسمکتایت را احتمالاً می‌توان به هوازدهی ایلات و تبدیل آن به اسمکتایت نسبت داد. همچنین بررسی منحنی‌های اشعه ایکس خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که پیک ۱۰ آنگسترومی متقارن نبوده و دارای شانه‌ای به سمت کانی‌های ۱۴ آنگسترومی از جمله اسمکتایت می‌باشد (شکل ۲). این امر ناشی از هوازدهی ایلات و تبدیل آن به کانی‌های ۱۴ آنگسترومی می‌باشد. بنابراین بخشی از اسمکتایت موجود در این خاک‌ها ناشی از هوازدهی ایلات می‌باشد. نتایج مشابهی توسط فانینگ و فانینگ (۱۹۸۹) و منافی (۲۰۱۰) گزارش شده است (۱۶) و (۳۱). عزیزی و همکاران (۲۰۱۱) با مطالعه خاک‌های جنوب تهران نیز تغییر شکل ایلات را یکی از علل حضور اسمکتایت در آن خاک‌ها معرفی کرده‌اند (۳). بورچارت (۱۹۹۷)، قرائی و مهجوری (۱۹۸۴)، گیوی و ابطحی (۱۹۸۵)، عباسلو و ابطحی (۲۰۰۷) و منافی (۲۰۱۰) شرایط لازم برای تشکیل کانی اسمکتایت را توپوگرافی پست، زهکشی ضعیف، رطوبت مناسب، pH بالا و وجود یون‌های کلسیم و منیزیم بیان کردند (۸، ۱۹، ۲۳، ۱ و ۳۱). با توجه به نتایج فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه، ملاحظه می‌شود که در خاک‌های ۴ و ۶ به دلیل وجود سطح ایستابی بالا (در عمق حدود ۹۰ سانتی‌متر در زمان نمونه‌برداری) و در نتیجه زهکشی ضعیف (حداقل در افق‌های زیرین) pH بالا، مقادیر بالای کاتیون‌های کلسیم و منیزیم، شرایط لازم جهت تشکیل اسمکتایت به طریقه نوتشکیلی وجود دارد بنابراین بخشی از اسمکتایت موجود در این خاک‌ها (مخصوصاً افق‌های زیرین) ناشی از فرآیند نوتشکیلی است.

افق‌های مدفون حاوی مقادیر بالایی اسمکتایت می‌باشند (جدول ۲). احتمالاً تغییر شکل ایلات به اسمکتایت منجر به افزایش اسمکتایت و کاهش

کواترنر میانی) اقلیم مرطوب‌تری نسبت به زمان حال سپری کرده است و منجر به تشکیل افق کلسیک شده است. تنها فرآیند پدوژنیک غالب در این خاک‌ها کربناتی شدن می‌باشد. براساس نتایج حاصله کانی‌های اسمکتیتی موجود در این خاک‌ها عمدتاً پدوژنیک بوده و از تغییر شکل و تبدیل ایلیت حاصل شده‌اند. علی‌رغم این، خاک‌های ۴ و ۶ به‌علت نزدیکی سطح ایستابی به سطح زمین (در عمق حدود ۹۰ سانتی‌متر در زمان نمونه‌برداری) نوتشکیلی عامل دیگر تشکیل این کانی است. با توجه به حضور اسمکتایت در مواد مادری خاک‌ها، منشأ توارث از مواد مادری هم برای این کانی مطرح می‌باشد. کانی‌های ایلیت، کلرایت و کائولینایت عمدتاً موروثی بوده و از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. ورمی‌کولایت‌های موجود در این خاک‌ها منشأ پدوژنیک داشته و در اثر تغییر و تبدیل ایلیت تشکیل شده‌اند.

اختصاص داده‌اند. ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی، مورفولوژیکی و کانی‌شناسی خاک‌های متشکله بر روی رسوبات کواترنر در بخشی از دشت ارومیه بسیار متغیر بود و در طول خاک‌رخ‌ها تغییرات شدیدی از خود نشان دادند که این امر نشانگر ماهیت متفاوت رسوبات کواترنر این منطقه می‌باشد. به‌نحوی که در مقاطع زمانی مختلف، رسوباتی با ضخامت، بافت، کربن آلی، آهک و ... متفاوت در این منطقه ته‌نشست نموده و منجر به تشکیل این خاک‌ها گردیده‌اند و رسوبگذاری‌های متوالی سبب توقف روند تکاملی خاک‌ها شده‌اند. با وجود این، پس از هربار رسوبگذاری، بعد از به تعادل رسیدن محیط، فرآیندهای خاکسازای شروع به فعالیت نموده‌اند که آثار آن به‌واسطه حضور انواع افق‌های کمبیک و کلسیک تأیید می‌گردد. در این خاک‌ها توالی پی در پی افق‌های C و افق‌های کلسیک نشان داد که منطقه مورد مطالعه در اوایل کواترنر (کواترنر زیرین تا

منابع

1. Abbaslou, H., and Abtahi, A. 2007. Origin and Distribution of Clay Minerals in Calcareous, Gypsiferous, Saline Soils and Sediments of Bakhtegan Lake Bank, Southern Iran. *Iran Agric. Res.* 25: 81-86.
2. Ahmadi, H., and Feiznia, S. 1999. Quaternary formations (Theoretical and applied principles in natural resources). Tehran University Press, 557p. (In Persian)
3. Azizi, P., Mahmoodi, S.H., and Torabi, H. 2011. Morphological, Physico-Chemical and Clay Mineralogy Investigation on Gypsiferous Soils in Southern of Tehran, Iran. *Middle-East J. Sci. Res.* 7: 153-161.
4. Badia, D., Marti, C., Palacio, E., Sancho, C., and Poch, R. 2009. Soil evolution over the Quaternary period in a semiarid climate (Segre River terraces, northeast Spain). *Catena.* 77: 165-174.
5. Biscaye, P.E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76: 803-831.
6. Blecker, S.W., Yonker, C.M., Olson, C.G., and Kelly, E.F. 1997. Paleologic and geomorphic evidence for Holocene climate variation, Short grass Steppe, Colorado, USA. *Geoderma.* 76: 113-130.
7. Bongiovanni, M.D., and Lobartini, J.C. 2006. Particulate organic matter, carbohydrate, humic acid contents in soil macro and microaggregates as affected by cultivation. *Geoderma.* 136: 660-665.
8. Borchardt, G.A. 1977. Montmorillonite and other smectite mineral, P 675-727. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (Eds.), *Minerals in Soil Environments.* 2nd ed. ASA and SSSA. Madison, WI.

9. Buck, B.J., and Monger, C.H. 1999. Stable isotopes and soil-geomorphology as indicators of Holocene climate change, northern Chihuahuan Desert. *J. Arid Environ.* 43: 357-373.
10. Chakherlo, S., and Manafi, Sh. 2013. Micromorphology of salts resulted from Urmia Lake in some saline-sodic soils in west of Urmia Lake. Proceedings of 2nd national congress on climate change and its effects on agriculture and environment. August 2013. Urmia, Iran. (In Persian)
11. Costantini, E.A.C., and Damiani, D. 2004. Clay minerals and the development of Quaternary soils in central Italy. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas.* 21: 144-159.
12. Cremans, D.L. 1995. Pedogenesis of Cotiga Mound, a 2100-Year-Old Woodland Mound in southwest-west Virginia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 1377-1388.
13. Dalgren, R.A., Boetinger, J.L., Muntington, G.L., and Amundsen, R.G. 1997. Soil development along elevational transect in the western Sierra. Nevada, California. *Geoderma.* 78: 207-236.
14. Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. 1971. Rock forming minerals, sheet silicates. Vol: 3, Longman Publication, 270p.
15. Dixon, J.B., and Weed, S.B. 1989. Minerals in Soil Environments. 2nd ed. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, USA, 1244p.
16. Fanning, D.S., and Fanning, M.C.B. 1989. Micas, P 552-635. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (Eds.), Minerals in Soil Environments. Second edition. Soil Science Society of America, SSSA Book Series, Vol. 1 Madison, WI, USA.
17. Farzamnia, P., Manafi, Sh., and Momtaz, H.R. 2013. The study of physico-chemical properties of soils formed on Quaternary sediments in some lands of Urmia Plain. Proceeding of the national Congress of soil and Sustainable agriculture, Malayer University, Pp: 1-4. (In Persian)
18. Galan, E. 2006. Genesis of Clay Minerals. Published by Elsevier Ltd. Pp: 1129-1162.
19. Gharaee, H.A., and Mahjory, R.A. 1984. Characteristics and geomorphic relationships of some representative Aridisols in southern Iran. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 115-119.
20. Ghergherechi, S., 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: 18-30.
21. Gile, L.H. 1995. Pedogenic carbonate in soils of the Isaack's Ranch Surface, southern New Mexico. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 501-508.
22. Gile, L.H., Hawley, J.W., and Grossman, R.B. 1981. Soils and Geomorphology in the Basin and Range Area of Southern New Mexico-Guidebook to the Desert Project, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir. 39: 222.
23. Givi, J., and Abtahi, A. 1985. Soil genesis as affected by topography and depth of saline and alkaline ground water under semiarid conditions in southern Iran. *Iran Agric. Res.* 4: 11-27.
24. Graham, R.C., and O'Green, A.T. 2010. Soil mineralogy trends in California landscapes. *Geoderma.* 154: 418-437.
25. Hosseini-Barzi, M. 2010. Spatial and temporal diagenetic evolution of syntectonic sediments in a pulsatory uplifted coastal escarpment, evidenced from the Plio-Pleistocene, Makran subduction zone, Iran, P 273-289. In: P. Leturmy and C. Robin (Eds.), Geological Society Special Publication.
26. John, B., Yamashita, T., Ludwig, B., and Flessa, H. 2005. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use. *Geoderma.* 128: 63-79.
27. Khormali, F., and Ghorbani, R. 2010. Origin and distribution of clay minerals in eastern climatic region of Golestan Province. *J. Agric. Sci. Natur. Resour.* 16: 1-16. (In Persian)
28. Kiani, F., Jalalian, A., Pashae, A., and Khademi, H. 2006. The study of clay minerals in a losse- paleosol in the Pasang region of Golestan province. *Iran. J. Crystallography Mineral.* 14: 2. 395-412. (In Persian)

29. Kittrick, J.A., and Hope, E.W. 1963. A procedure for the particle size separation of soils for X-Ray diffraction analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 96: 312-325.
30. Laurence, Q., Anatja, S., Bertrand, L., and Sophie, C. 2011. Lessivage as a major process of soil formation: A revisit of existing data. *Geoderma*. 167: 135-147.
31. Manafi, Sh. 2010. Mineralogical Evidence of Climate Change in some Semiarid Soils of Southern Urmia, Iran. *Soil Science Agrochemistry and Ecology*. 4: 17-24.
32. May, J.H., and Veit, H. 2009. Late Quaternary paleosols and their paleoenvironmental significance along the Andean piedmont, Eastern Bolivia. *Catena*. 78: 100-116.
33. Mehra, O.P., and Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*. 7: 317-327.
34. Mirkhani, R., Shabanpour, M., and Saadat, S. 2005. Using particle-size distribution and organic carbon percentage to predict the cation exchange capacity of soils of Lorestan province. Tehran, Iran. *J. Soil Water Sci.* 19: 235-242. (In Persian)
35. Monger, H.C., Cole, D.R., Gish, J.W., and Giordano, T.H. 1998. Stable carbon and oxygen isotopes in Quaternary soil carbonates as indicators of ecogeomorphic changes in the northern Chihuahuan Desert, USA. *Geoderma*. 82: 137-172.
36. Nazer, N.H. 2012. Geology of Quaternary. *J. Geol. Edu.* 7: 1. 36-99.
37. Ortiz, I., Simon, M., Dorronosoro, C., Martin, F., and Garcia, I. 2002. Soil evolution over the Quaternary period in a Mediterranean climate (SE Spain). *Catena*. 48: 131-148.
38. Soil and Water Research Institute of Iran. 1989. Land capability map of Western Azerbaijan in 1:250000 scale, sheet No. II. Soil and Water Research Institute of Iran publication, Tehran, Iran.
39. Soil Survey Staff. 2012. Field Book for Describing and Sampling Soils. National Soil Survey Center. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Version 3.0, 315p.
40. Soil survey staff. 2014. Keys to soil taxonomy. 12th edition. USDA.NRCS, 346p.
41. Soltani Sisi, G. 2005. Geological map of Iran, 1:100000 series, sheet No, 5065. Geological survey and mineral Exploration of Iran.
42. USDA-NRCS. 2004. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil survey investigations. Report No, 42. Version 3, 693p.
43. Vahidi, M.J., Jafarzadeh, A.A., Oustan, S., and Shahbazi, F. 2013. Effect of Land Use on Physical, Chemical and Mineralogical Properties of Soils in South of Ahar. *J. Water Soil Sci.* 22: 1. 33-47. (In Persian)
44. Webster, K.L., Creed, I.F., Beall, F.D., and Bourbonnière, R.A. 2011. A topographic template for estimating soil carbon pools in forested catchments. *Geoderma*. 160: 457-467.



Evolution of soils formed on Quaternary sediments in some parts of Urmia Plain

P. Farzamia¹, *Sh. Manafi² and H.R. Momtaz²

¹M.Sc. Graduate, Dept. of Soil Science, University of Urmia,

²Assistant Prof., Dept. of Soil Science, University of Urmia

Received: 06/19/2014; Accepted: 12/28/2014

Abstract

Background and Objectives: Nowadays, in developing countries like Iran, a lot of engineering, agricultural and natural resources projects are done and the common part of all of these project is their quaternary media. Quaternary sediments have occupied most of the agricultural and natural resources of Urmia plain. Recognition of physicochemical and mineralogical properties of these soils is essential to optimum and stable use of these lands.

Materials and Methods: This study was done in quaternary sediments in Urmia plain in West Azerbaijan province. The study area has been located on Quaternary sediments and physiographically, this area is a part of a river alluvial plain with a gentle slope toward Urmia Lake. The mean annual precipitation and temperature of this area are 345.37 mm and 10.83 °C respectively and its soil moisture and temperature are dry xeric and mesic respectively. In this study eight soil profiles in quaternary sediments in the North West Urmia were dug and described and classified using standard methods and their physicochemical and mineralogical properties were determined using standard methods.

Results: In this study, eight soil profiles in Quaternary sediments in the north east of Urmia plain were investigated. Results showed that due to sequential soil erosion and sedimentation processes these soils have little thickness and evolution which have resulted on their classification as Mollisols and Inceptisols. Consecutive erosion-deposition and soil forming processes at different wet and dry periods have been led to the formation of calcic horizons and sedimentary layers to the depth of 300 cm. These buried horizons reflect climatic variations during quaternary in which in the wetter periods the dissolution and translocation of carbonates and in the drier periods, precipitation and accumulation of carbonates have been taken place. The texture of these soils varied from light to heavy and their clay content increased with soil depth, their organic carbon content decreased with soil depth. The cation exchange capacity of these soils showed a clear relation with organic carbon, clay content and clay mineralogy. Clay mineralogical studies revealed smectite, kaolinite, illite, chlorite and vermiculite as dominant clay minerals in the study area. Illite, chlorite and kaolinite mainly inherited from the parent materials; while the presence of vermiculite was attributed to pedogenic processes. Smectite was also found to have three origins of inheritance, neof ormation and transformation and its abundance was increased with depth. The origin of smectite in the buried horizons was attributed to the illite transformation. According to the heavy moisture demand on illite weathering, the occurrence of this process can be associated with more humid condition during the past climate.

Conclusion: The study of physico-chemical and mineralogical properties of soils on quaternary sediments of Urmia plain revealed that the processes of erosion-precipitation and pedogenesis have been taken place consecutively and the climate of this area has been changed during quaternary.

Keywords: Clay mineralogy, Climate change, Quaternary, Urmia plain

* Corresponding Authors; Email: smanafy@yahoo.com