

## بررسی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی، کانی‌شناسی و رده‌بندی برخی خاک‌های شور - سدیمی شرق دشت ارومیه

زهرا نریمانی<sup>۱</sup> و \*شهرام منافی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد گروه علوم خاک، دانشگاه ارومیه، آستادیار گروه علوم خاک، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۴/۶/۱۰؛ تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۲/۳

### چکیده

**سابقه و هدف:** شور و سدیمی شدن از پدیده‌های متداول در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک و یک معضل جدی برای توسعه کشاورزی، مدیریت و استفاده پایدار از منابع خاک و آب می‌باشد. امروزه این فرآیندها در اراضی مجاور دریاچه ارومیه به شدت در حال وقوع می‌باشند و بسیاری از اراضی زراعی و باغی در پیرامون دریاچه تحت تأثیر این فرآیندها تخریب شده و در نتیجه از چرخه تولید محصولات زراعی خارج شده‌اند. در این پژوهش خصوصیات فیزیکوشیمیایی، کانی‌شناسی و رده‌بندی شش خاکرخ در اراضی شور و سدیمی تحت تأثیر دریاچه ارومیه و دو خاکرخ در اراضی غیرشور - غیرسدیمی که تحت تأثیر دریاچه قرار نگرفته بودند، مورد بررسی قرار گرفتند.

**مواد و روش‌ها:** منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در شرق ارومیه واقع شده است. میانگین بارندگی و دمای سالیانه این منطقه به ترتیب ۳۴۵ میلی‌متر و ۱۰/۸۳ درجه سانتی‌گراد و رژیم‌های رطوبتی و حرارتی آن نیز به ترتیب زیرک خشک و مزیک می‌باشند. جهت انجام این پژوهش، موقعیت ۶ خاکرخ در این منطقه به نحوی انتخاب گردید که تقریباً نمایانگر تمامی خاک‌های شور - سدیمی غرب دریاچه ارومیه باشند. جهت کنترل اثر مدیریت و کاربری اراضی، موقعیت خاکرخ‌ها در زمین‌های غیرزراعی (عمدتاً اراضی مرتعی) انتخاب گردید. علاوه بر این، دو خاکرخ نیز در اراضی غیرشور - غیرسدیمی به عنوان خاکرخ شاهد که عیناً موقعیت مشابهی با سایر خاکرخ‌ها داشتند، مورد مطالعه قرار گرفت. پس از تعیین موقعیت و حفر و تشریح خاکرخ‌ها، از همه افق‌های مشخصه آن‌ها نمونه‌برداری انجام پذیرفت و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک‌ها براساس روش‌های استاندارد تعیین گردید و خاک‌ها براساس آخرین کلید سیستم جامع طبقه‌بندی خاک (۲۰۱۴) طبقه‌بندی شدند. جهت انجام مطالعات کانی‌شناسی، نمونه‌های رس به وسیله دستگاه تفرق اشعه ایکس (SHIMADUZXRD ۶۰۰) با توقف زمانی ۰/۴ ثانیه و در زوایای ۲۰-۳۰ درجه با کاتد مسی با منبع اشعه Cuka در ولتاژ ۳۰ کیلوولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر مورد مطالعه قرار گرفتند.

**یافته‌ها:** نتایج این پژوهش نشان داد که خاک‌های پیرامون دریاچه به شدت شور و سدیمی شده‌اند و ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی آن‌ها در مقایسه با خاک‌هایی که تحت تأثیر این فرآیندها قرار نگرفته‌اند (یا کم‌تر قرار گرفته‌اند)، تفاوت زیادی دارند. طبق نتایج به دست آمده، خاک‌های شور - سدیمی مقدار رس، هدایت الکتریکی، ظرفیت تبادل کاتیونی و سدیم تبادلی، میزان تحول بیش‌تری نسبت به خاک‌های غیرشور - غیرسدیمی داشتند. در

\* مسئول مکاتبه: smanafy@yahoo.com

حالی که میزان کربن آلی و کربنات کلسیم خاک در خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی بیش‌تر از خاک‌های شور- سدیمی بود. نتایج مطالعات کانی‌شناسی نشان داد که کانی‌های رسی موجود در خاک‌های مورد مطالعه در هر دو گروه خاک‌های شور- سدیمی و غیرشور- غیرسدیمی عمدتاً شامل کانی‌های اسمکتایت، ایلایت، کائولینایت، کلرایت، ورمی‌کولایت، ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای (HIV) رس‌های مخلوط و کوارتز می‌باشند. در این خاک‌ها منشأ ایلایت، کائولینایت، کلرایت و ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای به توارث از مواد مادری، منشأ ورمیکولایت به تغییر شکل ایلایت، و منشأ اسمکتایت نیز به توارث از مواد مادری، تغییر شکل ایلایت و نوتشکیلی از محلول خاک نسبت داده شد. با توجه به وجود شرایط مساعد جهت نوتشکیلی اسمکتایت در خاک‌های شور- سدیمی از قبیل واکنش قلیایی، غلظت زیاد املاح محلول و زهکشی ضعیف، به‌نظر می‌رسد نوتشکیلی عامل اصلی تشکیل اسمکتایت در خاک‌های شور- سدیمی بوده است. خاک‌های واقع در اراضی شور- سدیمی محتوی اسمکتایت خیلی بیش‌تری در مقایسه با خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی بودند و احتمالاً تولید اسمکتایت در اثر فرآیند نوتشکیلی عامل حضور مقادیر بیش‌تر اسمکتایت در خاک‌های شور- سدیمی مورد مطالعه می‌باشد.

**نتیجه‌گیری:** شورشیدن و سدیمی‌شدن ناشی از دریاچه ارومیه سبب حضور مقادیر بسیار بیش‌تر اسمکتایت در خاک‌های شور- سدیمی گردیده است. علاوه براین، تفاوت‌ها در ویژگی‌های مورفولوژیکی و فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه سبب تنوع زیادی در رده‌بندی آن‌ها گردیده است که منجر به رده‌بندی این خاک‌ها در ۳ رده (آلفی سول‌ها، مالی سول‌ها و اریدی سول‌ها در خاک‌های شور- سدیمی و مالی سول‌ها در خاک‌های غیرشور- سدیمی)، ۳ زیررده، ۴ گروه بزرگ، و ۴ زیرگروه گردیده است.

**واژه‌های کلیدی:** تغییر شکل رس، خاک‌های شور- سدیمی، دریاچه ارومیه، کانی‌شناسی رس، نوتشکیلی

## مقدمه

موجود در این خاک‌ها صورت می‌گیرد (۳، ۱۲). این دو پدیده اخیر در حضور مقادیر زیاد یون‌های سدیم در فاز تبدلی خاک‌ها با شدت بیش‌تری رخ می‌دهند. وجود دریاچه در مناطق خشک و نیمه‌خشک هم یکی از راه‌های شورشیدن خاک‌ها می‌باشد و در خاک‌های نواحی که در مجاورت دریاچه‌های شور قرار دارند، به‌دلیل انتقال املاح موجود در آب دریاچه، فرآیند شورشیدن در آن‌ها با سرعت و شدت بیش‌تری انجام می‌پذیرد و بسته به نوع کاتیون‌هایی که در این قبیل دریاچه‌ها وجود دارند، انواع مختلفی از خاک‌های متأثر از نمک مانند خاک‌های شور، خاک‌های سدیمی و خاک‌های شور- سدیمی در اطراف آن‌ها تشکیل می‌شود (۶، ۷، ۱۲). نتیجه این رویدادها این است که خاک‌های اطراف دریاچه

فرآیند شورشیدن یکی از پدیده‌های متداول در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک است و یک معضل جدی برای توسعه کشاورزی و مدیریت و استفاده پایدار از منابع خاک و آب می‌باشد (۶، ۷، ۱۰). این فرآیند گاهی اوقات منجر به تشکیل پوسته نمکی در سطح خاک می‌گردد که پیدایش چنین عوارضی، عملکرد گیاهان را به‌طور تصاعدی کاهش می‌دهد (۳). از سوی دیگر تخریب ساختمانی خاک‌های شور و خاک‌های شور- سدیمی یکی دیگر از مسائل مهم این قبیل خاک‌هاست که در اثر دو پدیده مهم یعنی تورم<sup>۱</sup> و پراکنش<sup>۲</sup> کانی‌های رس

- 1- Swelling
- 2- Dispersion

فرایند انحلال کائولینایت‌ها در این ناحیه احتمالاً Fe, Si و Al مورد نیاز در محلول‌ها را تامین می‌کند و در نوتشکیلی رس‌های دیگر مشارکت می‌کند (۱۲). در مطالعات دیگر به‌هالری (۱۹۸۰) در خاک‌های سواحل غربی عربستان، هانتی و همکاران (۲۰۰۴)، در شرق اسلواکی و پاشینه‌لام و باپتستا نتو (۲۰۰۷)، در خلیج گوانابارا تغییرات وسیع کانی‌های رسی تحت‌تأثیر دریاچه و آب‌های شور آن را گزارش کرده‌اند (۴، ۱۶، ۲۵). تغییر شکل کانی‌ها در اثر شوری و سدیمی، ساختمان و نفوذپذیری و تخلخل خاک را هم تغییر می‌دهد و به کاهش حاصل‌خیزی و باروری خاک می‌انجامد (۸، ۱۲). به‌طور معمول، مقدار رس در خاک‌های شور نسبت به خاک‌های غیرشور بیش‌تر است. در نتیجه سرعت نفوذ در این نوع خاک‌ها کم‌تر می‌شود و زهکشی طبیعی در خاک صورت نمی‌گیرد و صعود موئینگی افزایش می‌یابد و این امر سبب می‌شود که شدت شوری افزایش پیدا کند (۹).

منطقه موردنظر جهت انجام این پژوهش به‌دلیل نزدیکی به دریاچه فوق‌اشباع ارومیه و همچنین نوع تشکیلات زمین‌شناسی و مواد مادری خود، از جمله مناطقی است که به‌طور طبیعی استعداد شورشیدن دارد. از سوی دیگر بسیاری از اراضی شور حوالی دریاچه ارومیه دارای شیب کم هستند و هر ساله با تجمع آب ناشی از سیلاب‌های فصلی، سطح ایستابی بالاتر آمده و روز به روز به شوری خاک و منابع آب این اراضی افزوده می‌شود. همچنین بهره‌برداری غیراصولی از منابع آب و خاک منطقه و حفر تعداد زیادی چاه موجب شده است که منطقه مستعد شوری ثانویه هم گردد. نزدیکی این اراضی به دریاچه غنی از نمک موجب شده است که پدیده نفوذ آب شور دریاچه به‌سمت دشت اتفاق افتد و میزان کسری آب چاه‌های

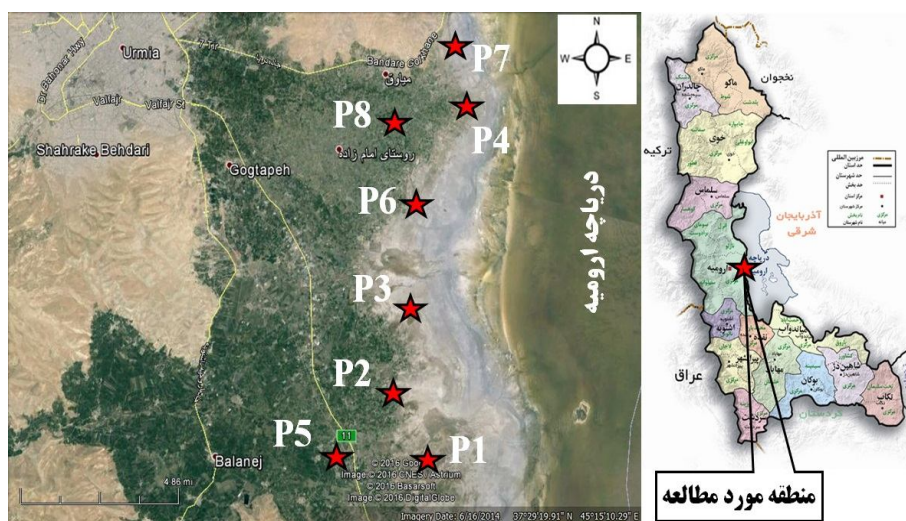
تحت‌تأثیر دریاچه شور قرار می‌گیرند و تغییراتی در ترکیب فیزیکوشیمیایی خاک‌های اطراف دریاچه و همچنین در نوع و فراوانی کانی‌های رسی موجود در آن خاک‌ها ایجاد می‌شود (۱۲، ۲۵). به‌عبارت دیگر شوری دریاچه، خاک‌های پیرامون آن را متأثر می‌سازد و باعث تغییر شکل کانی‌های رس موجود در این خاک‌ها می‌شود. هر تغییر در نوع و کیفیت کانی رس می‌تواند مسبب تغییر مناظر در ویژگی‌های خاک باشد (۶، ۷، ۸، ۱۲). پیمنتل (۲۰۰۲) گزارش کرد که تحت‌تأثیر محیط دریایی شور و سدیمی، کانی‌های اسمکتایت و ایلیت به کانی کلرایت تغییر شکل پیدا کردند (۲۶). ریشادوری و سن (۱۹۵۲) و ریشادوری (۱۹۶۸) گزارش کرده‌اند که کانی کائولینایت در حضور آب شور به ایلیت تغییر شکل داده است. این تغییر کانی‌ها توسط شوری بر روی ساختمان خاک نیز تأثیر می‌گذارد. خاکی‌هایی که شامل کانی موتوریلونایت یا کانی‌های ۲:۱ هستند، دارای ساختمان خرد (خاک نرم) هستند. ولی خاک‌هایی که دارای کانی‌های ایلیت یا کلرایت هستند، دارای ساختمان پهن و بشقابی هستند. بنابراین، تغییر شکل کانی‌های ۲:۱ تحت شرایط شور و سدیمی به طرف کلرایت و ایلیت، منجر به تنزل ساختمان خاک به شکل پهن و بشقابی می‌شود (۲۷، ۲۸). فارکوئیم و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی خاک‌های متأثر از یک دریاچه شور در برزیل اظهار داشتند در این منطقه رسوب کاتیون‌های Ca, Mg و K از محلول‌های بسیار شور شدت یافته و در نتیجه آن رسوب پدوژنیک کانی‌ها مانند کربنات‌ها، اسمکتایت‌ها و میکاها در حوالی دریاچه سالینادمیائو رخ داده است. این پژوهش‌گران بیان نمودند که در افق‌های سطحی بخشی از منطقه که دارای نوسانات سطحی آب دریاچه هستند، رسوب اسمکتایت‌های منیزیمی رخ می‌دهد. از طرف دیگر

می باشد و پژوهش حاضر در راستای شناخت ویژگی های این خاک ها جهت دستیابی به مدیریت بهینه و پایدار خاک های مذکور انجام گرفت.

### مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه بخشی از اراضی دشت ارومیه واقع در استان آذربایجان غربی می باشد که بین عرض های جغرافیایی ۳۷ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۴۵ دقیقه شمالی و طول های جغرافیایی ۴۵ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۱۵ دقیقه شرقی قرار گرفته است و از سمت شرق به دریاچه ارومیه و از سمت غرب به محدوده شهر ارومیه و دهستان بالانج محدود می شود (شکل ۱).

منطقه هم (پایین بودن سطح آب زیرزمینی) به وسیله جایگزینی آن ها با آب شور دریاچه غنی از نمک جبران می شود که این امر موجب شوری بیش تر این خاک ها می گردد. بدین ترتیب فرآیندهای شورشیدن و سدیمی شدن سبب شده است که سطح قابل توجهی از خاک های منطقه غیر قابل استفاده شده و سطح وسیعی نیز در معرض این فرآیندها قرار دارند که با ادامه روند خشک شدن دریاچه ارومیه و انتقال املاح به طرق مختلف به خاک های پیرامون دریاچه، فرآیندهای مذکور شدت بیشتری خواهند یافت که این امر در نهایت آسیب های جبران ناپذیری به کشاورزی و بهره برداری از این خاک ها وارد خواهد ساخت. بنابراین شناخت ویژگی های این خاک ها جهت بهره برداری و مدیریت بهینه آن ها کاملاً ضروری



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و استان آذربایجان غربی و موقعیت خاکرخی های مورد مطالعه در شمال غرب دریاچه ارومیه. خاکرخی های ۱، ۲، ۳، ۴، ۶ و ۷ در اراضی شور- سدیمی و خاکرخی های ۵ و ۸ در خاک های غیر شور- غیر سدیمی واقع شده اند.

Figure 1. The location of the study area in Iran and West Azerbaijan and the position of the studied soil profiles in the north west of Urmia lake. Profiles 1, 2, 3, 4, 6 and 7 have been located in saline- sodic lands and profiles 5 and 8 have been located in nonsaline- sodic lands.

متشکل از پهنه های گلی- رسی می باشد. در قسمت غرب دریاچه ارومیه (که شامل منطقه مورد مطالعه اخیر می باشد) این رسوبات حدود ۶۰۰۰۰ هکتار

این منطقه بر روی دشت آبرفتی رودخانه ای با شیب ملایم به طرف دریاچه ارومیه واقع شده است و مواد مادری خاک های این منطقه رسوبات کواترنر

الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌ها براساس روش‌های استاندارد (۳۵) تعیین گردید. جهت تعیین نسبت رس ریز به رس کل، بر اساس روش کیتریک و هوپ (۱۹۶۳)، مقداری از رس خالص تهیه شده از هر کدام از نمونه‌ها به لوله‌های سانتریفوژ منتقل و با سرعت ۲۷۰۰ دور در دقیقه و به مدت ۴۰ دقیقه سانتریفوژ گردید و ذرات ته‌نشین شده به‌عنوان رس درشت و ذرات معلق به‌عنوان رس ریز در نظر گرفته شدند (۲۳). سپس هر کدام از اجزای رس توزین و نسبت رس ریز به رس کل محاسبه گردید. با تلفیق نتایج آزمایشگاهی و مطالعات مورفولوژیکی خاک‌ها براساس آخرین کلید سیستم جامع طبقه‌بندی خاک (اداره خاکشناسی امریکا، ۲۰۱۴) طبقه‌بندی شدند (۳۲). برای انجام مطالعات کانی‌شناسی، نمونه‌های رس خالص‌سازی شده به‌وسیله دستگاه تفرق اشعه ایکس (SHIMADUZXRD ۶۰۰) با توقف زمانی ۰/۴ ثانیه و در زوایای ۲۰ بین ۲-۳۰ درجه و با کاتد مسی با منبع اشعه Cuka در ولتاژ ۳۰ کیلوولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر مورد مطالعه قرار گرفتند.

### نتایج و بحث

در این پژوهش ۸ خاکرخ (۶ خاکرخ در اراضی شور- سدیمی و ۲ خاکرخ در اراضی غیرشور- غیرسدیمی، شکل ۱) مورد بررسی قرار گرفت که برخی از ویژگی‌های فیزیکی، مورفولوژیکی و رده‌بندی ۴ خاکرخ (خاکرخ‌های ۱، ۲ و ۴ در اراضی شور- سدیمی و خاکرخ ۵ در اراضی غیرشور- غیرسدیمی) در جدول ۱ و برخی از ویژگی‌های شیمیایی خاکرخ‌های مذکور در جدول ۲ ارائه شده است. نتایج جدول‌های ۱ و ۲ نشان می‌دهد که اغلب ویژگی‌های دو گروه از خاک‌های مورد مطالعه تفاوت شدیدی به‌شرح زیر نشان دادند.

وسعت دارند و بیش‌تر از جنس شن و ماسه ریز و رس سخت‌نشده تا نیمه‌سخت هستند که اغلب زمین‌های کشاورزی و مزارع را تشکیل داده‌اند (۳۳). در شکل ۱، موقعیت تقریبی منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی در شمال‌غرب دریاچه ارومیه و موقعیت خاکرخ‌های شاهد مورد بررسی نشان داده شده است. بر اساس داده‌های هواشناسی ۳۰ ساله ایستگاه هواشناسی اورمیه، میانگین بارندگی و درجه حرارت سالیانه این منطقه به‌ترتیب ۳۴۵/۳۷ میلی‌متر و ۱۰/۸۳ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و بر اساس محاسبات برنامه کامپیوتری نیوهال، رژیم‌های رطوبتی و حرارتی این منطقه به‌ترتیب زیریک خشک<sup>۱</sup> و مزیک<sup>۲</sup> محاسبه شده‌اند.

جهت انجام این پژوهش، موقعیت ۶ خاکرخ در این منطقه به‌نحوی انتخاب گردید که تقریباً نمایانگر تمامی خاک‌های شور- سدیمی غرب دریاچه ارومیه (در محدوده جبل‌کندی در جنوب تا جاده بندر گل‌مانخانه در شمال) باشند. با توجه به مطالعات اولیه، این خاکرخ‌ها از نظر مواد مادری، شرایط اقلیمی و فیزیوگرافی وضعیت یکسانی دارند. جهت کنترل اثر مدیریت و کاربری اراضی، موقعیت خاکرخ‌ها در زمین‌های غیرزراعی (عمدتاً اراضی مرتعی) انتخاب گردید. علاوه بر این، دو خاکرخ نیز در اراضی غیرشور- غیرسدیمی به‌عنوان خاکرخ شاهد که عیناً موقعیت مشابهی با سایر خاکرخ‌ها دارند، مورد مطالعه قرار گرفت. خاکرخ‌ها طبق روش‌های استاندارد (اداره خاکشناسی امریکا، ۲۰۱۲) حفر، تشریح و نمونه‌برداری شدند (۳۱). نمونه‌برداری از همه افق‌های مشخصه انجام پذیرفت و نمونه‌های خاک برای انجام تجزیه‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی به آزمایشگاه منتقل گردید. نمونه‌های خاک پس از هوا خشک شدن از

1- Dry Xeric

2- Mesic

جدول ۱- برخی از خصوصیات فیزیکی و مورفولوژیکی تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه.

Table 1. Selected physical and morphological properties of some of studied profiles.

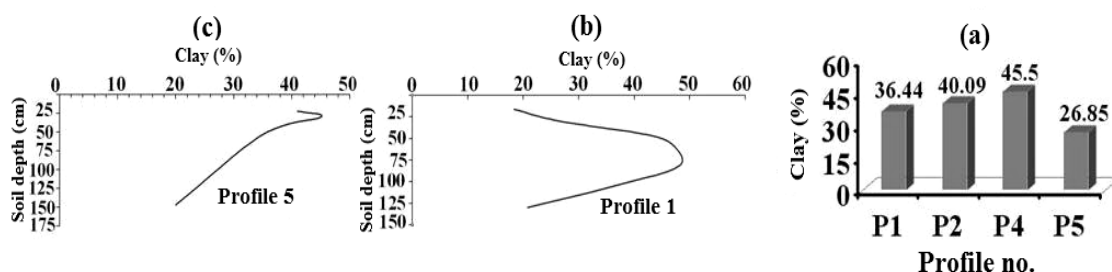
مشاهدات صحرائی Field observations	رنگ (مرطوب) Color (moist)	*fc/tc	توزیع اندازه ذرات (%) Particle size (%)			ساختمان* Structure	عمق Depth (cm)	افق Horizon
			رس Clay	سیلت Silt	شن Sand			
Profile 1: <i>Fine, mixed, active, mesic, Typic Natrinxralfs</i> (N: 37°25'57.25"; E: 45°16' 27.09"; Elevation: 1274.67 m)								
-	10YR 4/3	0.23	18.3	39.7	42	2mpl	16-0	A
Clay coatings	10YR 5/4	0.32	26.7	47.5	25.8	2m abk	30-16	Btn1
Clay coatings	10YR 4/4	0.32	45	39.5	15.5	3,2m cpr 1,2m cpr	50-30	Btn2
Clay coatings	10YR 5/4	0.36	48.4	42.3	9.3	3,2m cpr 2m pr,cpr	80-50	Btn3
Clay coatings	10YR 5/4	0.31	36.3	47.4	16.3	3,2m cpr	105-80	Btn4
-	10YR 6/3	0.19	20.7	32.3	47	ma	130-105	C
Profile 2: <i>Fine, mixed, semiactive, mesic, Typic Natrixerolls</i> (N: 37°27' 33.28"; E: 45°15' 27.08"; Elevation: 1275.59 m)								
-	10YR 3/3	0.21	41.5	26.8	31.4	1f gr	20-0	A
Clay coatings	10YR 5/3	0.29	45.5	29.7	24.8	3,m,c abk	35-20	Btn
Clay coatings, Nodules of calcium carbonate	10YR 5/3	0.41	55	22.3	22.7	3,m,c cpr 2m pr	56-35	Btkn1
Clay coatings, Nodules of calcium carbonate	10YR 5/4	0.38	43.6	32.6	23.8	2,1c cpr 1,2m cpr	83-56	Btkn2
-	10YR 6/2	0.18	32.8	51.7	15.5	ma	155-83	C
Profile 4: <i>Very fine, mixed, semiactive, mesic, Calcic Aquisalids</i> (N: 37° 30' 10.72"; E: 45°14' 58.87"; Elevation: 1273.45 m)								
Salt accumulations	10YR 5/3	0.22	25.6	27.3	47.1	3c abk	28-0	Az
Clay coatings, Nodules of calcium carbonate, Salt accumulations	10YR 6/4	0.46	67.2	18	14.8	3c,m cpr 2,m cpr	43-28	Btknz1
Clay coatings, Nodules of calcium carbonate, Salt accumulations	10YR 7/3	0.42	59.2	19.6	21.2	3c,m cpr 1,2m,c cpr 1m pr	61-43	Btknz2
Clay coatings	10YR 6/4	0.31	54.3	24.5	21.2	1m cpr	80-61	Btng
Sandy sediments	10YR 7/2	0.20	18.3	7.7	74	sg	137-80	Cg
Profile 5: <i>Fine, mixed, superactive, mesic, Typic Calcixerolls</i> (N: 37° 31' 9.8"; E: 45°15' 56.96"; Elevation: 1274.22 m)								
-	10YR 3/3	0.23	41	39	20	2m gr	22-0	A
-	10YR 5/4	0.26	45	33	22	3,2m abk	30-22	Bw
Nodules of calcium carbonate	10YR 6/4	0.26	35	31	34	3,2m abk	53-30	Bk
	10YR 7/3	0.17	20	40	40	ma	147-53	C

\* علایم اختصاری از مؤسسه خاکشناسی آمریکا (۲۰۱۲) اقتباس شده‌اند. fc/tc: رس ریز به رس کل.

\* Abbreviations have been adopted from Soil Survey Staff (2012). fc/tc: the ratio of fine clay to total clay.

غیرشور- غیرسدیمی بوده است. احتمالاً فرآیند هیدرولیز ناشی از سدیم تبادلی بالا، منجر به هوازدگی بیش تر و در نتیجه تولید رس بیش تر در خاک های شور- سدیمی شده است. همچنین سطح ایستابی بالا در این خاکرخها نیز می تواند منجر به هوازدگی درجا و تولید رس در این خاکها شده باشد. اسمائیلی و همکاران (۲۰۱۰) و فارکیوم و همکاران (۲۰۱۰) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده اند (۹، ۱۲). از طرفی نتایج نشان داد در خاکرخهای واقع در اراضی شور- سدیمی، مقدار رس خاکها با عمق افزایش و در اعماق مجدداً کاهش می یابد (جدول ۱، شکل ۲-ب). احتمالاً این امر ناشی از شست و شو و انتقال رس از افق های سطحی به افق های زیر سطحی (تجمع رس) می باشد.

مقدار رس خاک: براساس نتایج حاصله، مقدار رس در خاکرخهای واقع در اراضی شور- سدیمی به میزان قابل ملاحظه ای بیش تر از خاکرخهای واقع در اراضی غیرشور- غیرسدیمی می باشد (جدول ۱). شکل ۲-ا نمودار تغییرات میانگین وزنی درصد رس خاکرخهای مورد مطالعه را نشان می دهد. بیش ترین مقدار میانگین وزنی درصد رس مربوط به خاکرخ شماره ۴ و کم ترین مقدار میانگین وزنی درصد رس مربوط به خاکرخ شماره ۵ می باشد. همان طور که ملاحظه می گردد، میانگین وزنی درصد رس در خاکرخهای واقع در اراضی شور- سدیمی بیش تر از خاکرخ شاهد می باشد و با توجه به شرایط یکسان این خاکها از نظر اقلیم، پستی و بلندی، مواد مادری و کاربری اراضی، به نظر می رسد میزان تولید رس در خاکهای شور- سدیمی بیش تر از خاکهای



شکل ۲-ا نمودار میانگین وزنی رس در تعدادی از خاکرخهای مورد مطالعه. (ب) و (ج) به ترتیب نمودار تغییرات رس با عمق خاک در خاکرخ شماره ۱ (خاک شور- سدیمی) و خاکرخ شماره ۵ (خاک غیرشور- غیرسدیمی).

Figure 2. A) the diagram of mean weight of clay content in some of studied soils. B) and C) diagrams of distribution of clay with depth in profile 1 (saline-sodic) and profile 5 (nonsaline-sodic) respectively.

سطحی و افق های نزدیک به سطح سنگین تر است و در اعماق خاکرخ، افق هایی با بافت سبک تر (در مقایسه با افق های فوقانی) حضور دارند (جدول ۱، شکل ۲-ج). با توجه به عدم مشاهده پوسته های رسی در خاکهای غیرشور- غیرسدیمی و با توجه به این که

با توجه به سدیم تبادلی بسیار زیاد این خاکها (جدول ۲) و مشاهده پوسته های رسی در مطالعات صحرائی (جدول ۱)، جابجایی رس در این خاکها به تشکیل افق ناتریک منجر گردیده است. در حالی که در خاک غیرشور- غیرسدیمی، بافت خاک افق های

حضور افق آرجیلیک دانسته‌اند (۲، ۱، ۵، ۳۰، ۳۲). حضور پوسته‌های رسی و تشکیل افق‌های ناتریک در خاک‌های شور-سدیمی مورد مطالعه با توجه به اقلیم فعلی منطقه و آهکی بودن این خاک‌ها دارای اهمیت می‌باشد. زیرا اغلب پژوهش‌گران حضور افق‌های آرزیلیک و ناتریک در خاک‌های آهکی مناطق خشک و نیمه‌خشک را به اقلیم مرطوب‌تر گذشته نسبت داده‌اند (۱، ۲، ۵، ۶، ۷، ۳۰، ۳۲). با وجود این، احتمالاً عامل دیگری غیر از اقلیم مرطوب‌تر گذشته در تشکیل افق‌های ناتریک در این خاک‌ها مؤثر بوده است. زیرا در صورتی که افق‌های ناتریک موجود در این خاک‌ها در اثر اقلیم مرطوب‌تر گذشته تشکیل شده باشند، این افق‌ها باید در خاک‌های غیرشور-غیرسدیمی نیز مشاهده می‌شدند. بنابراین، به نظر می‌رسد سدیم تبادلی بالای خاک‌های شور-سدیمی (جدول ۲) سبب پراکنش و انتقال ذرات رس و تشکیل پوسته‌های رسی و در نتیجه تشکیل افق‌های ناتریک در افق‌های زیری گردیده است.

طبق گزارش‌های اداره خاک‌شناسی آمریکا (۱۹۹۹، ۲۰۱۴)، خاصیت پراکنش سدیم می‌تواند سبب پراکنش و انتقال ذرات رس و تشکیل افق‌های ناتریک گردد (۳۰، ۳۲). در مطالعات میکرومورفولوژیکی چاخارلو و همکاران (۲۰۱۴a، ۲۰۱۴b) در غرب دریاچه ارومیه و کائومانو و همکاران (۲۰۱۰) در تایلند نیز حرکت و تجمع رس در اثر انتشار توسط یون سدیم و در نتیجه افق‌های تشکیل ناتریک شده است (۶، ۷، ۲۰).

هوازدگی در سطح‌الارض خاک‌ها بسیار بیش‌تر از افق‌های زیرسطحی است، بنابراین ذرات رس تولید شده در خلال فرآیندهای هوازدگی در همان افق‌های سطحی باقی‌مانده و منجر به مقادیر بیش‌تر رس و در نتیجه بافت سنگین‌تر افق‌های سطحی این خاک‌رخ گردیده است. چاخارلو و همکاران (۲۰۱۴a، ۲۰۱۴b) نیز طی مطالعات میکرومورفولوژیکی اراضی مجاور دریاچه ارومیه، پوسته‌های رسی را تنها در مقاطع نازک خاک‌های شور-سدیمی مشاهده کرده و تشکیل آن‌ها را به سدیم تبادلی بالای خاک‌های مذکور نسبت داده‌اند (۶، ۷). یکی دیگر از شواهد انتقال رس در خاک‌رخ‌های واقع در اراضی شور-سدیمی، نسبت رس ریز به رس کل می‌باشد (جدول ۱). در افق‌های زیرین خاک‌رخ‌های واقع در اراضی شور-سدیمی (خاک‌رخ‌های ۱، ۲ و ۴) نسبت رس ریز به رس کل در مقایسه با افق‌های فوقانی مقادیر بیش‌تری را نشان می‌دهد. در حالی که این نسبت در افق‌های مختلف خاک‌های غیرشور-غیرسدیمی (خاک‌رخ ۵) تفاوت چندانی ندارند (جدول ۱). از این‌رو نسبت بالای رس ریز به رس کل در افق‌های زیرین خاک‌رخ‌های شور-سدیمی را می‌توان به‌عنوان یکی دیگر از شواهد حضور افق‌های آرجیلیک در این خاک‌رخ‌ها در نظر گرفت. الغازو (۲۰۰۸) در اردن، عبدالخالق ابراهیم (۲۰۱۱) و بوخیم و هارتمنک (۲۰۱۳) در آمریکا و اداره خاک‌شناسی آمریکا (۱۹۹۹، ۲۰۱۴) نیز توزیع رس و نسبت بالای رس ریز به رس کل را نشانه



جدول ۲- برخی از خصوصیات شیمیایی تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه.

Table 2. Selected chemical properties of some of studied soils.

ESP (%)	SAR (meq/l) <sup>0.5</sup>	کاتیون‌های قابل تبادل				CEC (cmol <sup>+</sup> /kg)	CCE (%)	EC (dS/m)	pH (se)	OC (%)	افق Horizon	پروفیل Profile
		Exchangeable Cations (cmol <sup>+</sup> /kg)										
		Na	K	Mg	Ca							
84.5	63.32	15.1	0.94	1.2	1.8	17.88	18.38	14.88	8.42	0.31	A	
89.7	138.84	18.3	0.55	1.4	2.4	20.41	22.46	25.92	9.38	0.13	Btn1	
88.5	60.57	20.5	0.59	1.6	2.3	23.16	18.89	10.36	9.52	0.04	Btn2	1
91.2	46.85	22.1	0.29	1.3	2.4	24.24	16.34	8.45	9.06	0.04	Btn3	
66.3	42.78	14.5	0.5	1.8	5.2	21.86	18.89	7.27	8.45	0.04	Btn4	
61.1	30.58	9.7	0.27	2.7	3.4	15.88	17.87	7.27	8.2	0.04	C	
14.8	2.55	3.9	1.8	7.8	12.3	26.41	32.66	1.13	8.4	1.25	A	
18.9	7.10	4.8	1.09	6.2	12.5	25.41	29.6	1.92	9.07	0.80	Btn	
32.8	11.98	8.5	0.64	7.8	9.6	25.88	33.17	4.51	8.76	0.31	Btkn1	2
40.2	12.58	9.1	0.31	5.1	8.4	22.64	35.21	6.61	8.71	0.26	Btkn2	
16.3	5.65	3.3	0.24	6.4	12.0	20.24	17.87	1.47	8.73	0.02	C	
60.6	33.58	13.3	0.88	2.9	4.91	21.88	20.93	41.02	8.46	0.53	Az	
81.9	42.00	22.5	1.81	2.60	4.74	27.48	23.99	55.11	8.84	0.44	Btknz1	
74.5	41.81	21.7	1.51	2.05	5.5	29.06	18.89	45.76	8.76	0.22	Btknz2	4
82.7	43.78	21.7	1.51	1.87	4.11	26.24	25.01	43.48	8.73	0.17	Btng	
63.3	34.40	9.2	0.45	2.20	4.42	14.53	10.22	26.09	8.54	0.09	Cg	
9.1	4.53	1.7	1.54	6.86	10.5	19.12	17.8	1.39	7.87	1.52	A	
9.6	1.85	2.2	1.32	7.61	10.8	23.06	25	0.70	7.43	0.47	Bw	5
10.4	1.55	2.0	1.14	6.77	11.8	19.47	44.8	0.68	7.65	0.25	Bk	
10.3	1.68	1.7	1.51	5.18	9.38	16.11	27	0.69	8.14	0.18	C	

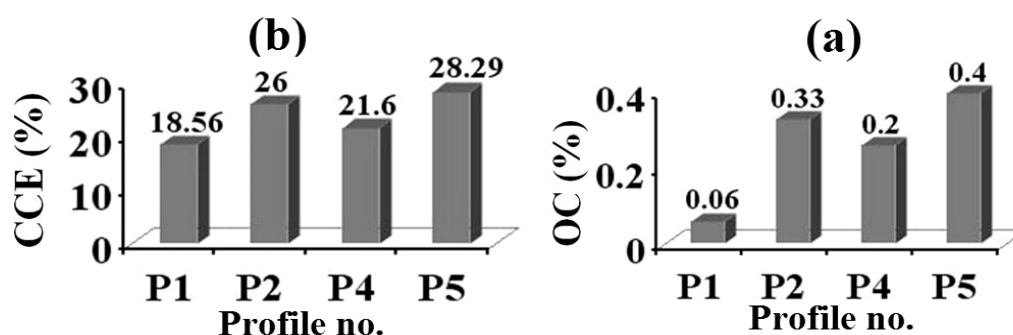
(جدول ۲). میانگین وزنی کربن آلی خاک‌های ۱، ۲، ۴ و ۵ در شکل ۳-۵ به صورت شماتیک نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، بیش‌ترین مقدار میانگین وزنی کربن آلی مربوط به خاک‌های شماره ۵ (خاک غیرشور- غیرسدیمی) و کم‌ترین مقدار میانگین وزنی کربن آلی مربوط به خاک‌های شماره ۱ (خاک شور- سدیمی) می‌باشد. به‌نظر می‌رسد در خاک‌های واقع در اراضی شور- سدیمی (خاک‌های ۱، ۲ و ۴)، املاح فراوان، سدیم تبدیلی زیاد و pH بالای خاک‌ها، به‌دلیل اثر منفی بر روی

کربن آلی: میزان کربن آلی خاک‌ها در منطقه مورد مطالعه در مجموع کم بود و مقدار آن در افق‌های سطحی خاک‌ها بیش‌تر از افق‌های زیرسطحی بود و با عمق به‌صورت منظم کاهش نشان داد (جدول ۲). بیش‌ترین مقدار کربن آلی در این خاک‌ها در افق‌های سطحی مشاهده شد که می‌تواند به‌علت وجود بقایای گیاهی و ریشه گیاهان باشد. در بین افق‌های سطحی، افق‌های سطحی خاک‌های ۱، ۲ و ۴ (واقع در اراضی شور- سدیمی) کربن آلی کم‌تری را در مقایسه با خاک‌های ۵ (غیرشور- غیرسدیمی) دارا هستند

دارای املاح و سدیم تبدیلی کمتری نسبت به سایر خاک‌های شور- سدیمی می‌باشد و به نظر می‌رسد مقادیر کم‌تر املاح و سدیم تبدیلی در این خاک‌ها سبب ایجاد شرایط نسبتاً مناسب برای استقرار پوشش گیاهی چمنی شده و همین امر به مقادیر بالاتر کربن آلی در این خاک‌ها منجر گردیده است.

رشد و نمو و عملکرد گیاه، به مقادیر کم‌تر کربن آلی در این خاک‌ها منجر گردیده است.

از طرفی در بین خاک‌های اراضی شور- سدیمی (خاک‌های ۱، ۲ و ۴)، خاک ۲ دارای کربن آلی بیشتری نسبت به خاک‌های ۱ و ۴ می‌باشد. با توجه به نتایج به‌دست آمده (جدول ۲) این خاک‌ها



شکل ۳- a و b به ترتیب نمودار میانگین وزنی کربن آلی و کربنات کلسیم معادل در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه.

Figure 3. A and B, the diagrams of mean weight of organic carbon and calcium carbonate equivalent in some of the studied soils, respectively.

کربنات کلسیم معادل خاک: دامنه تغییرات کربنات کلسیم معادل خاک‌های مورد مطالعه بسیار وسیع بود. با وجود این، کربنات کلسیم معادل خاک‌ها در طول هر خاک‌ها تغییر چندانی نشان نداد (جدول ۲). تغییرات نسبتاً کم و محدود کربنات کلسیم معادل در طول خاک‌ها را می‌توان ناشی از این دانست که اگرچه در فصول مرطوب آب‌های نفوذی سبب انحلال و انتقال کربنات کلسیم از افق‌های سطحی به افق‌های زیرین می‌شوند و لاجرم مقدار کربنات کلسیم افق‌های سطحی نسبت به افق‌های زیرین کاهش می‌یابد، ولی از طرف دیگر جریان‌های آبی ورودی به این منطقه نیز که از سازندهای آهکی مجاور سرچشمه می‌گیرند، همراه خود مقادیری املاح کربنات به این منطقه حمل نموده و رسوب می‌دهند. این امر باعث می‌شود که کاهش کربنات کلسیم افق‌های سطحی که قبلاً انحلال یافته و به اعماق منتقل شده است، جبران شده و

در خاک‌ها ۵ نیز که در اراضی غیرشور- غیرسدیمی واقع شده است، به علت عدم وجود املاح و سدیم تبدیلی، پوشش گیاهی چمنی متراکمی استقرار یافته و در نتیجه بیش‌ترین مقادیر کربن آلی در این خاک‌ها تجمع یافته است. بنابراین، می‌توان مقدار پوشش گیاهی و شوری و سدیمی بودن را عوامل اصلی تغییرات کربن آلی در این خاک‌ها در نظر گرفت. تانزیر و همکاران (۲۰۱۲) و وبستر و همکاران (۲۰۱۱) نیز گزارش‌های مشابهی در رابطه با کربن آلی و تغییرات آن در خاک‌ها ارائه کرده‌اند (۳۴، ۳۶). علاوه بر این، افق‌های سطحی خاک‌های ۲ و ۵ که محتوی کربن آلی نسبتاً بالایی می‌باشند، همه شرایط لازم برای اپی‌پدون مالیک از قبیل رنگ، ساختمان، ضخامت و غیره (۳۰، ۳۲) را دارا می‌باشند که منجر به رده‌بندی این خاک‌ها در رده مالی‌سول‌ها گردیده است.

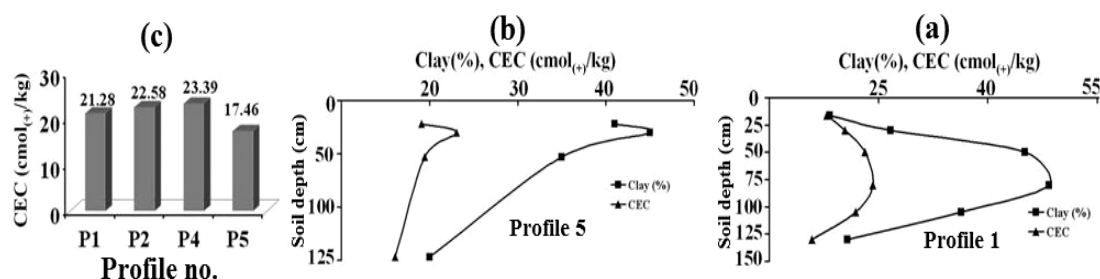
مادری و آزاد شدن یون‌های موجود در آن‌ها باشد. ولی در خاک‌رخ‌های شور- سدیمی، کمیت هدایت الکتریکی در افق‌های سطحی بیش‌تر بوده و با عمق کاهش نشان می‌دهد (جدول ۲). چنین وضعیتی ممکن است ناشی از وجود یک منبع خارجی نمک و اضافه شدن املاح به بخش فوقانی خاک و افزایش هدایت الکتریکی در بخش‌های فوقانی خاک باشد. فریفته و همکاران (۲۰۰۶)، هانتی و همکاران (۲۰۰۴)، کائومانو و همکاران (۲۰۱۰)، اسمیکاتنز-کلاز و پریادارسی (۲۰۱۰) نیز در رابطه با تغییرات هدایت الکتریکی خاک‌ها گزارش‌های مشابهی داشته‌اند (۱۰، ۱۶، ۲۰، ۲۹). منشأ خارجی نمک در چنین شرایطی بنا به نظر فریفته و همکاران (۲۰۰۶) و فارکیوم و همکاران (۲۰۱۰) ممکن است از هوازدگی کانی‌های موجود در مواد مادری و آزاد شدن یون‌های موجود در آن‌ها و ورود آن‌ها به محلول خاک باشد (۱۰، ۱۲). اما به نظر می‌رسد مکانسیم فوق عامل مقادیر بالای هدایت الکتریکی این خاک‌ها (خاک‌رخ‌های ۱، ۲، ۴) نیست. زیرا اگر هوازدگی کانی‌های موجود در مواد مادری عامل افزایش هدایت الکتریکی این خاک‌ها بود، با توجه به شرایط کاملاً مشابه خاک‌های اراضی مورد مطالعه، چنین روندی باید در تمامی خاک‌رخ‌ها مشاهده می‌شد. در حالی‌که این وضعیت تنها در خاک‌رخ‌های شور- سدیمی (خاک‌رخ‌های ۱، ۲، ۴) مجاور دریاچه ارومیه مشاهده می‌شود. بنابراین، به احتمال زیاد عامل EC بالا در این خاک‌ها (خاک‌رخ‌های ۱، ۲، ۴) ورود آب دریاچه به داخل آب زیرزمینی و همچنین صعود کاپیلاری آب زیرزمینی و متعاقباً تبخیر و رسوب نمک در سطح یا افق‌های نزدیک به سطح می‌باشد. فارکیوم و همکاران (۲۰۱۰) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (۱۲).

تکرار و ادامه این روند، به تغییرات نسبتاً کم کربنات‌کلسیم در طول خاک‌رخ‌ها منجر شده است. در شکل ۳-b میانگین وزنی کربنات‌کلسیم معادل خاک‌ها در خاک‌رخ‌های ۱، ۲، ۴ و ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۳-b مشاهده می‌شود، مقدار میانگین وزنی کربنات‌کلسیم معادل در خاک‌رخ‌های شور- سدیمی کم‌تر از خاک‌رخ‌های غیرشور- غیرسدیمی می‌باشد. با توجه به این‌که تمام خاک‌رخ‌های مورد مطالعه مواد مادری و پستی و بلندی یکسان (۳۳) و اقلیم و کاربری مشابهی دارند، به احتمال زیاد عامل کاهش آهک در این خاک‌ها (خاک‌رخ‌های ۱، ۲ و ۴) مقادیر بسیار زیاد املاح موجود در این خاک‌ها به علت شور- سدیمی بودنشان در اثر ورود آب دریاچه و املاح همراه آن به داخل آب زیرزمینی است. در نتیجه می‌توان نتیجه گرفت که هرچه مقدار املاح افزایش می‌یابد، مقدار آهک به‌طور نسبی کاهش می‌یابد. این امر با یافته‌های انگلیش و همکاران (۲۰۰۲) و اسمائیلی و همکاران (۲۰۱۰) نیز همخوانی دارد (۸، ۹).

**هدایت الکتریکی خاک و مقدار نمک محلول:**  
براساس نتایج به‌دست آمده (جدول ۲)، بیش‌ترین مقدار EC در این خاک‌ها  $55/11 \text{ dS/m}$  مربوط به افق Btknz1 خاک‌رخ ۴ (راضی شور- سدیمی) و کم‌ترین مقدار آن  $0/68 \text{ dS/m}$  مربوط به افق A خاک‌رخ ۵ (راضی غیرشور- غیرسدیمی) می‌باشد. در خاک‌رخ شماره ۵ که شور- سدیمی نمی‌باشد، کمیت هدایت الکتریکی در افق‌های سطحی کم بوده و در اعماق افزایش می‌یابد (جدول ۲). این امر ممکن است از آبشویی نمک از افق‌های سطحی و انتقال آن به افق‌های زیرین ناشی شده باشد. یکی دیگر از علل افزایش EC در اعماق این خاک‌رخ یعنی افق C، ممکن است ناشی از هوازدگی کانی‌های موجود در مواد

سدیمی مشهودتر بود (جدول ۲). از این رو می‌توان بیان نمود که کمیت رس یکی از فاکتورهای عمده تأثیرگذار بر تغییرات CEC خاک‌های مورد مطالعه بوده است. از طرفی براساس نتایج کانی‌شناسی رس، کانی‌های رسی خاک‌های شور-سدیمی که متأثر از دریاچه می‌باشند، از نوع اسمکتیتی می‌باشد و همچنین مقدار کانی‌های اسمکتیتی در خاک‌های شور-سدیمی (خاک‌های ۱، ۲، ۴) خیلی بیشتر از مقدار آن در خاک‌های غیرشور-غیرسدیمی (خاک‌های ۵) می‌باشد. از این رو می‌توان گفت عامل دیگری که سبب بروز CEC بیشتر در خاک‌های شور-سدیمی شده است، نوع کانی‌های رس (غالباً از نوع اسمکتیتی) می‌باشد. خریسات و کودا (۲۰۰۶) نیز بیان نموده‌اند که ظرفیت تبادل کاتیونی به مقدار ماده آلی، بافت خاک، و نوع کانی‌های رسی بستگی دارد (۲۲).

ظرفیت تبادل کاتیونی خاک: براساس نتایج به دست آمده (جدول ۲) CEC خاک‌های مورد مطالعه در محدوده متوسط تا زیاد قرار دارد. ظرفیت تبادل کاتیونی در این خاک‌ها ارتباط بسیار روشنی با مقدار رس و مواد آلی نشان داد (شکل ۴- a و b). با توجه به نتایج جدول ۲، خاک‌های ۲ و ۵ که در افق سطحی دارای بیش‌ترین مقدار کربن آلی هستند، بیش‌ترین مقدار CEC را نیز دارا هستند. ولی در خاک‌های ۱ و ۴ که دارای کم‌ترین مقدار کربن آلی در افق سطحی هستند، کم‌ترین مقدار CEC نیز در افق سطحی این خاک‌ها مشاهده می‌شود. در نتیجه در خاک‌های مورد مطالعه کربن آلی این خاک‌ها عمدتاً بر CEC افق‌های سطحی تأثیرگذار بوده است. از طرفی، در تمام خاک‌های مورد بررسی، میزان CEC خاک‌ها با افزایش درصد رس افزایش یافت و این افزایش در خاک‌های واقع در اراضی شور-



شکل ۴- الف و ب) به ترتیب نمودار تغییرات رس و CEC با عمق خاک در خاک‌های ۱ (خاک شور-سدیمی) و ۵ (خاک غیرشور-غیرسدیمی). ج) نمودار میانگین وزنی CEC در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه.

Figure 4. A and B, the diagrams of distribution of clay and CEC with depth in profiles 1 (saline- sodic) and 5 (nonsaline- sodic) respectively, C) the diagram of mean weight of CEC in some of studied soils.

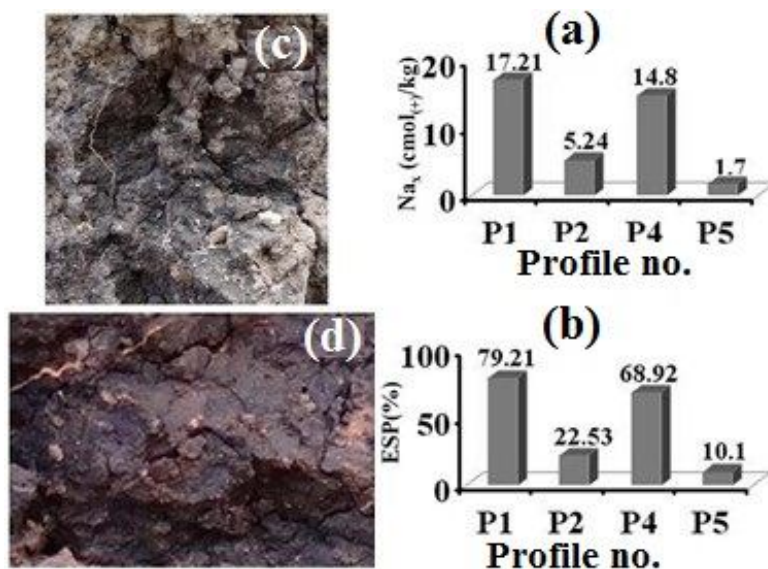
خاک‌ها در خاک‌های واقع در اراضی شور-سدیمی بسیار بیشتر از خاک‌های غیرشور-غیرسدیمی می‌باشد و همان‌طور که پیش‌تر نیز ذکر شد، این مقدار رس بیشتر به اثرات شوری و سدیمی ناشی از دریاچه نسبت داده شد. بنابراین حضور مقادیر بیشتر رس و همچنین مقادیر بیشتر رس‌های اسمکتیتی در خاک‌های شور-سدیمی، منجر به مقادیر بیشتر

شکل ۴- c نمودار تغییرات میانگین وزنی CEC این خاک‌ها را نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، میانگین وزنی CEC در خاک‌های ۵ که در اراضی غیرشور-غیرسدیمی واقع شده است، کم‌تر از میانگین وزنی هر کدام از خاک‌های واقع در اراضی شور-سدیمی (خاک‌های ۱، ۲، ۴) می‌باشد. براساس نتایج به دست آمده، میانگین وزنی درصد رس

میانگین وزنی سدیم تبادلی خاک‌ها مشابه روند تغییرات میانگین وزنی EC می‌باشد. با توجه به مقادیر نسبتاً زیاد سدیم در فاز محلول این خاک‌ها، نسبت سدیم در فاز تبادلی افزایش یافته و منجر به مقادیر بیش‌تر سدیم تبادلی در این خاک‌ها گردیده است. حضور مقادیر بالای سدیم تبادلی در این خاک‌ها منجر به پراکنش و مهاجرت ذرات رس به افق‌های زیرین خاک و تشکیل افق‌های آرژیلیک غنی از سدیم تبادلی (افق ناتریک) گردیده است. همچنین تخریب ساختمان خاک یکی از اثرات سوء مقادیر بالای سدیم تبادلی در این خاک‌هاست که منجر به ساختمان نامطلوب (جدول ۱) و کاهش نفوذپذیری این خاک‌ها شده است. سدیم تبادلی بالا با مواد آلی که در خاک وجود دارد وارد واکنش شده و در نتیجه لکه‌های سیاه رنگ چربی (Slike Spots) را در این خاک‌ها ایجاد کرده است (شکل ۵- c و d) که احتمالاً وقوع این پدیده ناشی از تجزیه کامل مواد آلی و آمیختگی آن با بخش ریز خاک می‌باشد.

CEC در این خاک‌ها گردیده است. در نهایت می‌توان بیان نمود که دریاچه ارومیه و املاح ناشی از آن از طریق تأثیر بر نوع و مقدار رس بر میزان CEC خاک‌های متأثر از آن تأثیر گذاشته است. شوری و سدیمی ناشی از دریاچه ارومیه سبب تولید مقادیر بیش‌تر رس و همچنین تشکیل رس‌های اسمکتیاتی شده است که این امر منجر به مقادیر بالای CEC در خاک‌های شور- سدیمی در مقایسه با خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی گردیده است.

**سدیم تبادلی و درصد سدیم تبادلی (ESP):** نمودار میانگین وزنی سدیم تبادلی و ESP خاک‌های ۱، ۲، ۴ و ۵ به ترتیب در شکل‌های ۵- الف و ۵- ب نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل‌های ۵- a و b مشاهده می‌شود، میانگین وزنی سدیم تبادلی و ESP خاک در خاک‌های واقع در اراضی غیرشور- غیرسدیمی (خاک‌های ۵) کم‌ترین مقدار بوده و مقدار آن در خاک‌های ۱، ۲ و ۴ افزایش می‌یابد و در خاک‌های ۴ مقدار آن به حداکثر رسیده است. این روند تغییرات



شکل ۵- a و b) به ترتیب میانگین وزنی سدیم تبادلی و ESP در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه. c و d) لکه‌های چرب در افق Btkn2 خاک شور- سدیمی).

Figure 5. A and B, the diagrams of diagram of mean weight of exchangeable sodium and ESP in some of studied soils) respectively. C and D) Slike Spots in Btkn2 horizon of profile 4 (a saline- sodic soil).

آن‌ها می‌باشد. در حالی که در خاک‌های اراضی شور- سدیمی، علاوه بر افق‌های کمبیک و کلسیک، افق‌های ناتریک و سالیک نیز تشکیل شده است که تشکیل این افق‌ها بیانگر درجه تحول و تکامل بیش‌تر خاک‌های مربوطه می‌باشد. با توجه به فرآیندهای خاکسازي اتفاق افتاده در خاک‌ها نیز می‌توان درجه تکامل خاک‌ها را بررسی کرد. خاک‌هایی که در آن‌ها تعداد بیش‌تری فرآیند خاکسازي رخ داده باشد درجه تکاملی بالایی دارند. با توجه به نتایج به‌دست آمده (جدول‌های ۱ و ۲) مشاهده می‌شود که در خاک‌های فرآیندهای Lessivage و Solonization در خاک‌های Lessivage ۲ و Solonization، Calcification در خاک‌های Lessivage ۴، Solonization، Calcification و در نهایت در خاک‌های ۵ تنها فرآیند Calcification رخ داده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود در خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی، تنها یک فرآیند اتفاق افتاده ولی در خاک‌های شور- سدیمی تعداد بیش‌تری از فرآیندهای خاکسازي رخ داده است و این خاک‌ها پلی‌ژنتیک می‌باشند. در نتیجه رخ دادن فرآیندهای بیش‌تر نیز بیانگر درجه تحول و تکامل بیش‌تر خاک‌های شور- سدیمی می‌باشد.

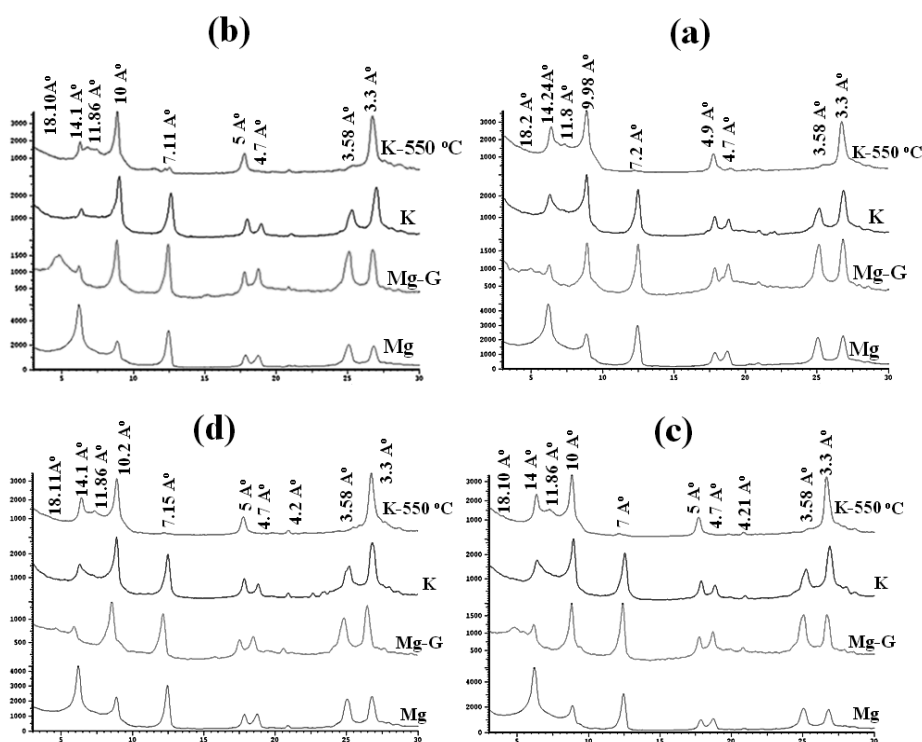
خاک‌های مورد مطالعه علی‌رغم واقع شدن در مواد مادری، اقلیم و توپوگرافی یکسان، دارای افق‌های مشخصه متفاوتی هستند که منجر به رده‌بندی آن‌ها در رده‌ها، زیررده‌ها، گروه‌های بزرگ، و زیرگروه‌های مختلف گردیده است. با توجه به افق‌های مشخصه شناسایی شده در این خاک‌ها و رژیم‌های رطوبتی و حرارتی منطقه، رده‌بندی این خاک‌ها بر اساس سیستم رده‌بندی آمریکایی (ST) بدین شرح می‌باشد. خاک‌های ۱ با دارا بودن یک اپی‌پدون اکریک و افق ناتریک در زیرگروه تیپیک ناتریزرآلف رده‌بندی شد. خاک‌های ۲ با داشتن

بدین ترتیب که pH زیاد باعث حل شدن مواد آلی و Na تبادلی موجود در خاک‌های شور- سدیمی نیز باعث دیسپرس شدن و پراکندگی مواد آلی شده است. در نتیجه این مواد آلی حل شده از طریق شستشو از افق‌های سطحی به افق‌های زیرین منتقل شده و به دلیل این‌که سطح آب زیرزمینی در این خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک پایین است، مواد آلی حل شده نمی‌توانند در اثر صعود کاپیلاری به سطح خاک بیایند و در افق‌های زیری یا نزدیک به سطح به صورت لکه‌های سیاه چرب تجمع یافته‌اند. چاخرلو و همکاران (۲۰۱۴a، ۲۰۱۴b) نیز مکانیسم مشابهی در رابطه با تشکیل لکه‌های چرب در اراضی شور- سدیمی گزارش کرده‌اند (۶، ۷).

**رده‌بندی و تحول خاک:** نتایج به‌دست آمده نشان داد که خاک‌هایی که تحت تأثیر شوری دریاچه قرار گرفته و به شوری و سدیمی بودن مبتلا می‌باشند، نسبت به خاک‌های ۵ که تحت تأثیر دریاچه نیست، دارای تحول بیش‌تری هستند. از نشانه‌های این تکامل بیش‌تر، حضور افق ناتریک در خاک‌های شور- سدیمی می‌باشد. در تمامی خاک‌های واقع در اراضی شور- سدیمی، افق‌های زیرسطحی ناشی از تجمع رس حضور دارند (جدول ۱) که همه شرایط لازم جهت افق ناتریک، مانند ضخامت، افزایش رس نسبت به افق‌های فوقانی، نسبت بالاتر رس ریز به رس کل، شواهد تجمع رس ایلوویال (پوسته‌های رس)، سدیم تبادلی بالا، pH بالا و غیره (جدول ۲) را دارا می‌باشند (۳۰، ۳۲). حضور افق‌های ناتریک در این خاک‌ها نشانه تحول این خاک‌ها و پایداری لندسکپ می‌باشد. اراضی غیرشور- غیرسدیمی (خاک‌های ۵) تنها دارای افق مشخصه زیرسطحی کمبیک و کلسیک می‌باشد. حضور تنها افق‌های کمبیک و کلسیک در این خاک‌ها نشانه تحول کم

ترکیب کانی شناسی خاک‌ها: نتایج مطالعه‌های کانی شناسی نشان داد که کانی‌های رسی موجود در خاک‌های مورد مطالعه عمدتاً شامل کانی‌های اسمکتایت، کائولینایت، ایلیت، کلرایت، ورمی‌کولایت، ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای می‌باشد. در شکل‌های ۶-ا، ۶-ب، ۶-ج و ۶-د ترتیب پرتونگارهای اشعه ایکس مربوط به افق Bw خاکرخ شماره ۵ و افق Btkn2 خاکرخ شماره ۲ ارائه شده است. نتایج نشان داد که کانی‌های رسی موجود در این خاک‌ها با مکانیسم‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند.

اپی‌پدون مالیک و افق‌های ناتریک و کلسیک در زیرگروه تیپیک ناتریزول قرار گرفت. خاکرخ ۴ با داشتن افق‌های مشخصه سالیک، ناتریک و کلسیک و همچنین سطح ایستابی آب زیرزمینی در ۱۰۰ سانتی‌متری از سطح خاک، در زیرگروه کلسیک آکوئی سالید رده‌بندی شد. خاکرخ ۵ در سطح دارای یک اپی‌پدون مالیک و افق‌های کمبیک و کلسیک می‌باشد و با داشتن اپی‌پدون مالیک و رژیم رطوبتی زیریک، در زیرگروه تیپیک کلسی‌زول قرار گرفت.



شکل ۶- دیفراکتوگرام‌های اشعه X در خاک‌های مورد مطالعه. (a) افق Bw خاکرخ ۵، (b) افق Btkn2 خاکرخ ۲، (c) افق Btn2 خاکرخ ۱ و (d) افق C خاکرخ ۵.

Figure 6. X-Ray diffractograms of the studied soils. Figure a) is from Bw horizon of profile 5, b) is from Btkn2 horizon of profile 2, c) is from Btn2 horizon of profile 1 and d) is from C horizon of profile 5.

کلرایت عمدتاً موروثی بوده و از مواد مادری به ارث رسیده‌اند. با توجه به حضور مقادیر نسبتاً زیاد ایلیت و کلرایت در مواد مادری خاک‌های مورد مطالعه،

مکانیسم‌های احتمالی حضور کانی‌های رسی و اهمیت نسبی هر یک از این مکانیسم‌ها در خاک‌های نیمه‌خشک مورد مطالعه بدین قرار است که: ایلیت و

منافی (۲۰۱۰) و پاشین‌لام و باپتیستا (۲۰۰۷) نیز گزارش شده است (۱۷، ۱۹، ۲۱، ۲۴، ۲۵).

بررسی دیفراکتوگرام‌های اشعه X (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب) بیانگر وجود مقدار کمی ورمی‌کولایت در این خاک‌ها می‌باشد. دیفراکتوگرام‌های اشعه X (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب) نشان داند که اغلب پیک‌های ۱۰ آنگسترومی در این خاک‌ها نامتقارن بوده و دارای شانه‌ای به طرف زوایای 20 کوچک‌تر هستند. این امر می‌تواند بیانگر هوازگی ایلیت و تبدیل آن به کانی‌های دیگر از جمله ورمی‌کولایت باشد (۲۴). بنابراین احتمالاً در این خاک‌ها بخش عمده‌ای از ورمی‌کولایت در اثر تغییر شکل ایلیت تشکیل شده است و دارای منشأ پدوژنیک می‌باشد. منافی (۲۰۱۰) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده است (۲۴). در این خاک‌ها ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای (HIV) در مقادیر بسیار کم مشاهده شد. بررسی پراش نگاشت‌های اشعه ایکس نشان داد که در نمونه‌های مورد بررسی 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. با توجه به حضور این کانی در مواد مادری خاک‌ها و عدم وجود شرایط لازم جهت تشکیل پدوژنیک این کانی، ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای در این خاک‌ها دارای منشأ موروثی بوده و از مواد مادری به ارث رسیده است. قرقه‌چی و خرمالی (۲۰۰۸) و فرزام‌نیا و همکاران (۲۰۱۵) نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (۱۳، ۱۱).

اسمکتایت غالب‌ترین کانی رسی در خاک‌های شور-سدیمی مورد مطالعه می‌باشد و در خاک‌های غیرشور-غیرسدیمی مورد مطالعه نیز همراه با ایلیت بیش‌ترین فراوانی را دارد. با توجه به حضور

می‌توان بیان نمود که بخش عمده‌ای از ایلیت و کلرایت موجود در هر دو گروه از این خاک‌ها منشأ توارثی دارد. حجتی و همکاران (۲۰۱۰)، هانتی و همکاران (۲۰۰۴)، کائومانو و همکاران (۲۰۱۰)، منافی (۲۰۱۰) و پاشین‌لام و باپتیستا (۲۰۰۷) نیز منشأ ایلیت و کلرایت را به توارث از مواد مادری نسبت داده‌اند (۱۵، ۱۶، ۲۰، ۲۴، ۲۵). با وجود این مقایسه دیفراکتوگرام‌های اشعه X نشان داد که در تیمار پتاسیم و حرارت ۵۵۰°C، پیک‌های ۱۴Å در خاک‌های شور-سدیمی، شدت بیش‌تری نسبت به خاک‌های غیرشور-غیرسدیمی دارند که این امر نشانگر حضور مقدار بیش‌تر کلرایت در خاک‌های شور-سدیمی می‌باشد.

در تیمار اشباع با منیزیم پیک‌هایی در محدوده ۷ و ۳/۵۸ آنگستروم دیده می‌شوند که در تیمارهای منیزیم + گلسیرول و پتاسیم باقی مانده‌اند و در تیمار پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد از بین رفته‌اند که بیانگر وجود کانی کائولینایت می‌باشد. کانی کائولینایت در تمامی نمونه‌های مورد بررسی و در مقادیر کم حضور دارد. مقدار آن در افق‌های سطحی کم‌تر است و یک افزایش جزئی با عمق (مخصوصاً در افق‌های C) نشان می‌دهد. کائولینایت در شرایط گرم و مرطوب می‌تواند در اثر فرایند خاکساز (پدوژنز) تشکیل شود و در شرایط خشک و نیمه‌خشک شرایط اقلیمی برای تغییر و تحول و تشکیل این کانی مساعد نیست (۲۰). بنابراین با توجه به شرایط مساعد جهت تشکیل کائولینایت و وضعیت اقلیمی فعلی منطقه و همچنین با توجه به حضور کائولینیت در مواد مادری خاک‌ها، می‌توان بیان نمود که کانی‌های کائولینایتی موجود در این خاک‌ها دارای منشأ توارثی هستند. منشأ توارثی کائولینایت توسط جانگ و همکاران (۲۰۱۱)، کدهام (۲۰۰۹)، خرمالی و کهل (۲۰۱۱)،



اسمکتانیت در مواد مادری خاک‌های مورد مطالعه، بخشی از اسمکتانیت‌های موجود در این خاک‌ها از مواد مادری به ارث رسیده است. جانگ و همکاران (۲۰۱۱)، کدهام (۲۰۰۹) و منافی (۲۰۱۰) نیز منشأ توارثی اسمکتانیت را گزارش کرده‌اند (۱۷، ۱۹، ۲۴). در اغلب خاک‌های مورد مطالعه مقدار اسمکتانیت با عمق به‌طور نسبی افزایش می‌یابد و در افق‌های C مجدداً از مقدار آن کاسته می‌شود و افزایش اسمکتانیت با کاهش ایلایت همراه است. به‌نظر می‌رسد بخشی از کانی‌های اسمکتانیتی موجود در این خاک‌ها پدوژنیک بوده و از تغییر شکل ایلایت حاصل شده‌اند. احتمالاً افزایش رطوبت قابل دسترس در افق‌های سطحی خاک، منجر به هوازدگی ایلایت و خروج پتاسیم بین‌لایه‌ای می‌گردد. این فرایند در محیط‌های آهکی همراه با فعالیت بالای Mg و Si، شرایط مساعدی فراهم می‌آورد تا اسمکتانیت از طریق تغییر شکل ایلایت و عمدتاً در سطح‌الارض خاک‌ها تشکیل گردد. هپر و همکاران (۲۰۰۶) بیان نموده‌اند که در طول فرآیند هوازدگی، ایلایت می‌تواند از طریق فرآیندهایی مانند هدررفت K از فواصل بین‌لایه‌ای، به اسمکتانیت تبدیل شود. حتی در خاک‌های شور-سدیمی به‌دلیل نبود پیک پالی‌گورسکایت، ممکن است اسمکتانیت از تغییر شکل پالی‌گورسکایت نیز ایجاد شده باشد (۱۴). حجتی و همکاران (۲۰۱۰)، جانگ و همکاران (۲۰۱۲) و کائومانو و همکاران (۲۰۱۰) نیز هوازدگی و تغییر شکل ایلایت و تبدیل آن اسمکتانیت را یکی از مکانیسم‌های تشکیل این کانی ذکر کرده‌اند (۱۵، ۱۸، ۲۰). با این وجود، به‌نظر می‌رسد در خاک‌های واقع در اراضی شور-سدیمی، نوتشکیلی عامل اصلی تشکیل اسمکتانیت می‌باشد. بررسی دیفراکتوگرام‌های اشعه X نشان داد که مقدار اسمکتانیت در خاک‌های شور-سدیمی بیش‌تر از

مقدار آن در خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی است. با توجه به این‌که تمام خاک‌های مورد مطالعه دارای شرایط یکسان اعم از توپوگرافی، اقلیم، مواد مادری، کاربری و غیره هستند، در خاک‌های شور-سدیمی مورد مطالعه به‌دلیل مجاورت با دریاچه فوق‌اشباع ارومیه و انتقال املاح آن و همچنین آب زیرزمینی کم‌عمق و شرایط زهکشی نامطلوب، شرایط مساعد جهت تشکیل اسمکتانیت از طریق نوتشکیلی مانند pH بالا، محلول خاک غنی از کاتیون‌های بازی، فراهم آمده است و احتمالاً همین امر منجر به حضور مقادیر خیلی بیش‌تر اسمکتانیت در این خاک‌ها (خاک‌های ۱، ۲ و ۴) در مقایسه با خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی (خاک‌های ۵) گردیده است. فارکوئیم و همکاران (۲۰۱۰)، هانتی و همکاران (۲۰۰۴)، و پاشینه‌لام و باپتیستا (۲۰۰۷) نیز نوتشکیلی اسمکتانیت را تحت شرایط شور و قلیایی با غلظت‌های زیاد Si، Mg و غلظت‌های کم Al گزارش کرده‌اند (۱۲، ۱۶، ۲۵). حجتی و همکاران (۲۰۱۰) در خاک‌های تحت‌تأثیر آب زیرزمینی در مرکز ایران، جانگ و همکاران (۲۰۱۲) در خاک‌های شور چین و کائومانو و همکاران (۲۰۱۰) در خاک‌های شور-سدیمی در تایلند، حضور اسمکتانیت را گزارش کرده و تشکیل آن را به نوتشکیلی از محلول خاک نسبت داده‌اند (۱۵، ۱۸، ۲۰).

### نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که خاک‌های پیرامون دریاچه به‌شدت شور و سدیمی شده‌اند و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی آن‌ها در مقایسه با خاک‌هایی که تحت‌تأثیر این فرآیندها قرار نگرفته (یا کم‌تر قرار گرفته‌اند)، تفاوت زیادی دارند. به‌طوری‌که خاک‌های شور-سدیمی مقدار رس، هدایت الکتریکی، ظرفیت تبادل کاتیونی و سدیم تبادلی و

مقادیر بیش‌تر این کانی در خاک‌های شور- سدیمی می‌باشد. بدین ترتیب شورشیدن و سدیمی‌شدن ناشی از دریاچه ارومیه سبب تغییرات کانی‌شناسی این خاک‌ها در مقایسه با خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی و حضور مقادیر خیلی بیش‌تر اسمکتایت در این خاک‌ها گردیده است. علاوه بر این، تفاوت‌ها در خصوصیات مورفولوژیکی و فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه سبب تنوع زیادی در رده‌بندی آن‌ها شده و منجر به رده‌بندی این خاک‌ها در ۳ رده (آلفی‌سول‌ها، مالی‌سول‌ها و اریدی‌سول‌ها در خاک‌های شور- سدیمی و مالی‌سول‌ها در خاک‌های غیرشور- سدیمی)، ۳ زیررده، ۴ گروه بزرگ، و ۴ زیرگروه گردیده است.

میزان تحول بیش‌تر و کربن آلی و کربنات‌کلسیم کم‌تری نسبت به خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی دارند. نتایج مطالعات کانی‌شناسی نشان داد که کانی‌های رسی موجود در خاک‌های مورد مطالعه در هر دو گروه اراضی مورد مطالعه عمدتاً شامل کانی‌های اسمکتایت، ایلایت، کائولینایت، کلرایت، ورمی‌کولایت، ورمی‌کولایت با هیدروکسی بین‌لایه‌ای (HIV)، رس‌های مخلوط و کوآرتز می‌باشند. خاک‌رخ‌های واقع در اراضی شور- سدیمی محتوی اسمکتایت خیلی بیش‌تری در مقایسه با خاک‌های غیرشور- غیرسدیمی هستند و احتمالاً تولید اسمکتایت در اثر فرآیند نوتشکیلی عامل حضور

#### منابع

1. Abdelkhalik Ibrahim, M.A. 2011. Argillic horizons and clay-sized particles—an alternative interpretation of their dynamics in sola development and across catenas. Ph.D. Thesis, Ames, Iowa State University, 127p.
2. Al-Ghazu, W.M. 2008. Genesis and micromorphological features of argillic horizons in arid region of northeastern Jordan. M.Sc. Thesis, Jordan University of Science and Technology, 147p.
3. Al-Senafy, M., and Abraham, J. 2004. Vulnerability of groundwater resources from agricultural activities in Southern Kuwait. Agric. Water Manage. 64: 1-15. Analysis of clay minerals (2<sup>nd</sup> Ed). Oxford University Press, Oxford. 387p.
4. Behalry, A.K.A. 1980. Clay and carbonate mineralogy of the reef sediments north of Jeddah, west coast of Saudi Arabia Bull. Fac. Sci., K.A.V., Jeddah. 4: 265-279.
5. Bockheim, J.G., and Hartemink, A.E. 2013. Distribution and classification of soils with clay-enriched horizons in the USA. Geoderma. 209-210: 153-160.
6. Chakherloo1, S., Manafi, Sh., and Heidari, A. 2014a. Genesis and micromorphological properties of some saline-sodic soils of the west of Urmia Lake. J. Soil Manage. Sust. Prod. 4: 3. 87-111.
7. Chakherloo1, S., Manafi, Sh., and Heidari, A. 2014b. The comparison of micromorphological properties of Saline-Sodic and Nonsaline-Nonsodic soils around the Urmia Lake. J. Water Soil. 28: 5. 1011-1024.
8. English, P., Richardson, P., and Stauffacher, M. 2002. Groundwater & Salinity Processes in Simmons Creek sub-catchment, Billabong Creek, NSW. Technical Report 24/02, 103p.
9. Esmaeili Dahesht, L., Negarestan, H., Eimanifar, A., Mohebbi, F., and Ahmadi, R. 2010. The fluctuations of physicochemical factors and phytoplankton populations of Urmia Lake, Iran. Iran. J. Fish. Sci. 9: 3. 368-381.
10. Farifte, J., Farshad, A., George, R.J. 2006. Assessing salt-affected soils using remote sensing, solute modeling, and geophysics. Geoderma. 130: 191-206.
11. Farzamnia, P., Manafi, Sh., and Momtaz. H.R. 2015. Evolution of soils formed on Quaternary sediments in some parts of Urmia Plain. J. Soil Manage. Sust. Prod. 5: 2. 93-111.
12. Furquim, S.A.C., Graham, R.C., Barbiero, L., Vaddal-Torrado, P. 2010. Soil mineral genesis and distribution in a saline landscape of the Patanal Wetland, Brazil. Geoderma. 154: 518-528.

13. 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.
14. Hepper, E.N., Buschiazzo, D.E., Hevia, G.G., Urioste, A., and Anton, L. 2006. Clay mineralogy, cation exchange capacity and specific surface area of loess soils with different volcanic ash contents. *Geoderma.* 135: 216-223.
15. Hojati, S., Khademi, H., and Cano, A.F. 2010. Palygorskite formation under the influence of groundwater in central Iranian soils. *Soil Sci.* 175: 6. 303-312.
16. Honty, M., Uhli'k, P., Ucha, V.S., Aplovic, O.C., Ova', M.C., Francu, J., Clauer, N., and Biron, A. 2004. Smectite to illite alteration in salt-bearing bentonites (the East Slovak Basin). *Clays and Clay Minerals.* 52: 5. 533-551.
17. Jeong, G.Y., Hillier, S., and Kemp, R.A. 2011. Changes in mineralogy of loess-paleosol sections across the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research.* 75: 245-255.
18. Jeong, S.W., Locat, J., and Leroueil, S. 2012. The effects of salinity on the rheological characteristics of Illite-rich and Na-Montmorillonite-rich clays. *Clays and Clay Minerals.* 60: 2. 108-120.
19. Kadhum, M.A.A. 2009. Geochemistry and mineralogy of palygorskite rich clays in greccus formation in Dohuk governorate, north of Iraq. *Iraqi Bulletin of Geology.* 5: 2. 271-274.
20. Kaewmano, Ch., Kheoruenromne, I., Suddhiprakarn, A., and Gilkes, R.J. 2010. Chemistry and clay mineralogy of Thai Natraqualfs. 19<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World. 1-6 August 2010, Brisbane, Australia.
21. Khormali, F., and Kehl, M. 2011. Micromorphology and development of loess-derived surface and buried soils along a precipitation gradient in Northern Iran. *Quaternary International.* 234: 109-123.
22. Khresat, S.A., and Qudah, E.A. 2006. Formation and properties of aridic soils of Azraq Basin in northeastern Jordan. *J. Arid Environ.* 64: 116-136.
23. Kittrick, J.A., and Hope, E.W. 1963. A procedure for the particle size separation of soils for X-Ray diffraction analysis. *Soil Sci.* 96: 312-325.
24. Manafi, Sh. 2010. Mineralogical evidence of climate change in some semiarid Soils of Southern Urmia, Iran. *Soil Science Agrochemistry and Ecology.* 4: 17-24.
25. Patchineelam, S.M., and Baptista Neto, J.A. 2007. Spatial distribution of clay minerals in Guanabara Bay sediments and its relationship with the estuary hydrodynamics. *Geochimica Brasiliensis.* 21: 1. 001-008.
26. Pimentel, N.L.V. 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). *Sediment. Geol.* 148: 123-138.
27. Raychaudhuri, S.P. 1968. Transformation of clay minerals under saline and alkali soil conditions. *Indian. Soc. Agric. Chem.* Pp: 1-6.
28. Raychaudhuri, S.P., and Sen, N. 1952. Certain geomorphological aspects of Rajasthan Desert. *Bull. Natn. Inst. Sci. India.* 1: 249-253.
29. Smykatz-Kloss, W., and Priyadarsi, R.D. 2010. Evaporate mineralogy and major element geochemistry as tools for palaeoclimatic investigations in arid regions: A synthesis. *Boletín de Sociedad Geológica Mexicana.* 62: 3. 379-390.
30. Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy, a basic classification for making and interpreting soil surveys*, 2<sup>nd</sup> (ed). Agriculture Handbook 436. USDA. Washington, 869p.
31. 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.
32. Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. 12<sup>th</sup> ed. USDA. SCS. Agric. Washington. D.C.
33. Soltani Sisi, G.A. 2005. Geological map of Urmia, 1:100000 series. Sheet no. 5065. Geological survey mineral exploration organization. Tehran. Iran.

34. Tatzber, M., Stemmer, M., Spiegel, H., Katzlberger, Ch., Landstetter, C., Haberhauer, G., and Gerzabek, M.H. 2012. <sup>14</sup>C-labeled organic amendments: Characterization in different particle size fractions and humic acids in a long-term field experiment. *Geoderma*. 177-178: 39-48.
35. USDA, NRCS. 2004. Soil survey laboratory methods manual. Soil survey investigation report no. 42 version 3.0.
36. 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.



## **The study of physico-chemical and mineralogical properties and classification of some saline-sodic soils in the east of Urmia plain**

**Z. Narimani<sup>1</sup> and \*Sh. Manafi<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>M.Sc. Graduate, Dept. of Soil Science, Urmia University, <sup>2</sup>Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Urmia University  
Received: 09/01/2015; Accepted: 02/22/2016

### **Abstract**

**Background and Objectives:** Salinization and solonization are of common processes in the soils of arid and semiarid regions and are serious problems in agricultural development and sustainable use and management of soil and water resources. Nowadays, these processes are extremely active in lands around Urmia Lake and the most of agricultural and horticultural lands around Urmia Lake have been destructed due to these processes and as a result excluded from crop production cycle. In this study physical, chemical and mineralogical properties and classification of six soil profiles in the lands affected by Urmia Lake and two profiles in the lands which unaffected by Urmia Lake were investigated.

**Materials and Methods:** The study area has been located at the east of Urmia city. Mean annual precipitation and mean annual temperature of this area are 345 mm and 10.83 °C, respectively and the soil moisture and soil temperature regims of this area are Dry Xeric and Mesic, respectively. In order to perform this investigation, the position of six soil profiles in saline-sodic soils in the west of Urmia Lake were determined in which nearly all of saline-sodic soils of this area were included. In order to control the effect of management and land use, all of soil profiles were dug in non agricultural lands. Additionally, two soil profiles in nonsaline-nonsodic soils which had the same conditions as saline-sodic soils were studied as representative profiles. Soil sampling was done from all of characteristic horizons and the physico-chemical properties of soils were determined using standard methods and soils were classified according to the last version of soil taxonomy. In order to perform mineralogical studies, pure clay samples were studied using SHIMADUZ XRD 600 diffractometer with 0.4 second time delay in 2θ angles between 2-30 degree, using beam source of CuKα with 30kv voltage and 30 mili ampere.

**Results:** The results of this study revealed that the soils around Urmia Lake have been extremely salinized and alkalinized and their physico-chemical and mineralogical properties were greatly different in comparison with the soils that have not been affected (or less affected) by Urmia Lake. According to the results, saline-sodic soils had higher clay content, electrical conductivity, cation exchange capacity, exchangeable sodium and soil evolution, whereas, the content of organic carbon and calcium carbonate equivalent were higher in nonsaline-nonsodic soils. Clay mineralogical investigations revealed that the clay minerals in both groups of saline-sodic and nonsaline-nonsodic soils were mainly smectite, illite, kaolinite, chlorite, vermiculite, hydroxy interlayered vermiculite, mixed layered minerals and quartz. The origin of illite, kaolinite, chlorite and hydroxy interlayered vermiculite were related to inheritance from parent material, while the origin of vermiculite were related to transformation of illite and smectites. Regarding to the presence of suitable condition for neoformation of smectite in saline-sodic soils such as alkaline pH, high amounts of soluble salts and poor drainage conditions, it seems that the neoformation is the main mechanism for the formation of smectites in saline-sodic soils. The saline-sodic soils contain more smectite than nonsaline-nonsodic soils and it is likely that the formation of smectite via neoformation is the main cause of high amounts of smectite in studied saline-sodic soils.

**Conclusion:** Salinization and solonization which have been resulted from Urmia Lake, have caused mineralogical changes in soils around Urmia Lake and presence of more smectite in saline-sodic soils. Differences in morphological and physico-chemical properties of studied soils have lead to extreme variety in their classification, in which these soils were classified in three orders (Alfisol, Mollisol and Aridisols in saline-sodic soils and Mollisol in nonsaline- sodic soils), three suborders, four great groups and four subgroups.

**Keywords:** Clay transformation, Saline-sodic soils, Urmia Lake, Clay mineralogy, Neoformation

\* Corresponding Authors; Email: smanafy@yahoo.com

