بررسی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌های گچی شمال ارومیه

لیلا پاشایی[۱]، شهرام منافی[۲*]

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۴/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۲۲)

چکیده

خاک‌های گچی، بخش مهمی از منابع اراضی را در مناطق خشک و نیمه‌خشک دنیا به خود اختصاص می‌دهند و گچ متداول‌ترین کانی سولفاتی در خاک‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک می‌باشد. تجمع گچ در خاک‌ها بسیاری از خواص فیزیکوشیمیایی، کانی‌شناسی و مهندسی خاک‌ها را متأثر می‌سازد و در بسیاری از زمینه‌ها مشکلات جدی برای فعالیتهای انسانی ایجاد می‌کند. در این پژوهش، ۹ خاکرخ که اغلب خاک‌های واقع در مواد مادری گچی در منطقه نوشین‌شهر بودند، حفر و نمونه‌برداری شدند. سپس ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی آنها طبق روش‌های استاندارد تعیین و خاک‌ها بر اساس کلید رده‌بندی خاک امریکایی (۲۰۱۴)، رده‌بندی گردیدند. براساس نتایج حاصل، مقدار گچ خاک‌ها از ۶۲/۹۱ درصد در افق Cyy خاکرخ شماره ۱ تا ۲/۹۱ درصد در افق Ap خاکرخ شماره ۸ متغیر بود و هرگونه تغییر درمقدار گچ خاک‌ها با تغییر سایر ویژگی‌های خاک‌ها همراه بود. نتایج نشان داد که خاک‌های حاوی بیشترین مقدار گچ، دارای رنگ روشنتر، بافت سبکتر و کمترین مقدار رس، مواد آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی کمتر و قابلیت هدایت الکتریکی بیشتری بودند و با کاهش مقدار گچ، مقادیر پارامترهای بالا به‌طور معکوس تغییر یافتند. نتایج مطالعات کانی‌شناسی نشان داد که کانی‌های اسمکتایت، ایلایت، کلرایت، کائولینایت، ورمی‌کولایت و پالی‌گورسکایت کانی‌های رسی غالب در این خاک‌ها بودند. منشأ ایلایت، کلرایت و کائولینایت، موروثی تشخیص داده شد، درحالی‌که، منشأ ورمی‌کولایت به تغییر شکل ایلایت نسبت داده شد. کانی‌های اسمکتایتی در این خاک‌ها از سه منشأ توارث از سنگ مادر، تغییر شکل کانی‌های دیگر (ازجمله ایلایت) و نوتشکیلی حاصل آمده‌اند. پالی‌گورسکایت نیز دارای منشأ پدوژنیک بوده و در اثر نوتشکیلی در خاک تشکیل شده است. مقایسه کانی‌شناسی رس خاک‌های با مقادیر مختلف گچ، حضور بیشترین مقدار اسمکتایت را در خاک‌هایی با بیشترین مقدار گچ نشان داد. کانی پالی‌گورسکایت تنها در خاک‌های با مقادیر بالای گچ شناسایی شد، درحالی‌که در خاک‌هایی که حاوی گچ کمتری بودند، کانی‌های ایلایت و کلرایت غالب بودند و در این خاک‌ها پالی‌گورسکایت نیز شناسایی نشد. در نهایت، با توجه به تأثیر گچ بر خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌های مورد مطالعه، لازم است برای بهره‌وری بهینه این خاک‌ها، مدیریت آنها مورد تجدید نظر قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: نوتشکیلی، تغییر شکل، اسمکتایت، پالی‌گورسکایت

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه ارومیه

۲-استادیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی دانشگاه ارومیه (مکاتبه کننده)

* پست الکترونیک: sh.manafi@urmia.ac.ir

مقدمه

خاک‌های گچی، بخش مهمی از منابع اراضی را در مناطق خشک و نیمه‌خشک دنیا به خود اختصاص می‌دهند و گچ متداول‌ترین کانی سولفاتی در خاک‌های این نواحی می‌باشد (Eswaran & Zitong, 1991; Tomanian, 2011; Dultz & Azizi *et al*, 2011; Toomanian *et al*., 2001; Ghabour Khademi & Mermut, 2003; Kuhn, 2005; Porta, 1996; *et al*., 2008). خاک‌های گچی حدود ۱۷۳۵۱۶۴ هزار هکتار از اراضی جهان را به خود اختصاص داده‌اند (Toomanian, 2011). وسعت خاک‌های گچی در ایران حدود ۲۸ میلیون هکتار می‌باشد که از این مقدار، ۱۰۹۹۰ هکتار در استان آزربایجان‌غربی واقع شده است (*et al*., 2005; Mahmoodi, 1994; Toomanian, 2011; Banaei).

حضور و تجمع گچ در خاک‌ها بسیاری از خصوصیات فیزیکی (ساختمان خاک، بافت خاک، وزن مخصوص ظاهری و هدایت آبی)، خصوصیات شیمیایی (ظرفیت تبادل کاتیونی، اسیدیته خاک و شوری)، مینرالوژیکی و مهندسی خاک‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد و در بسیاری از زمینه‌ها مشکلات جدی برای فعالیتهای انسانی ایجاد می‌کند (Azizi *et al*., 2011; Baydaa, 2004; Baydaa Toomanian, 2011; Herrero & Porta, 2000; & Abd Farhan, 2009; Ghabour *et al*., 2008; Al-Dabbas *et al*., 2010). این خاک‌ها اثرات مخربی بر ساختمانها و سازه‌های مهندسی دارند و سازه‌های احداث شده در این خاک‌ها دچار درز و شکاف، انحراف یا کج‌شدگی، نشست، ریزش و غیره می‌شوند (Al-Dabbas *et al*., 2010) و سبب ایجاد خوردگی در آهن و بتن می‌شوند (Herrero & Porta, 2000). یکی دیگر از مشکلات خاک‌های گچی انحلال‌پذیری این خاک‌ها می‌باشد. این خاک‌ها در حالت خشک مقاوم بوده و دارای خصوصیات مهندسی مناسبی هستند. ولی چنانچه املاح موجود در این خاک‌ها پس از اشباع شدن توسط آب باران یا بالا آمدن سطح آب زیرزمینی شسته شوند، سازه‌های ساخته شده بر روی آنها دچار پدیده نشست می‌شوند (Baydaa & Abd Farhan, 2009; Baydaa, 2004).

حضور گچ در اراضی زراعی، مشکلاتی را در رابطه با خصوصیات فیزیکوشیمیایی و حاصلخیزی خاک‌ها، رشد گیاه و تولید محصول ایجاد می‌کند (Azizi *et al*., 2011). سایق (Sayegh, 1979) اظهار داشته است که خاک‌های گچی خاورمیانه دچار مشکلاتی از قبیل کمبود نیتروژن، فسفر، عناصر کم‌مصرف و تا حدی پتاسیم می‌باشند. وی همچنین نتیجه‌گیری کرده است که خاک‌های گچی به دلیل حضور مقادیر زیاد املاح محلول، گچ و کربنات کلسیم در ترکیبشان، جوانه‌زنی گیاهان را با مشکل مواجه می‌سازند. با افزایش میزان گچ در این خاک‌ها، قدرت نگهداری یونها و حاصلخیزی خاک‌ها به شدت کاهش می‌یابد. به همین دلیل این خاک‌ها از نظر میزان نیتروژن، فسفر، منگنز، مس، روی و مولیبدن ضعیف می‌باشند (Abdeljavad, 1992 ؛Van Alphen, 1971). در صورتی که افق جیپسیک در عمق کم خاک تشکیل شود و یا مقدار گچ در منطقه رشد ریشه از ۲۵ درصد بیشتر شود، مقاومت مکانیکی خاک افزایش یافته و مانع نفوذ ریشه در خاک شده و ظرفیت نگهداری آب در خاک را کاهش می‌دهد. بر اساس یافته‌های قابور و همکاران (Ghabour *et al*., 2008)، تجمع گچ در خاک‌ها منجر به حاصلخیزی خیلی کم می‌شود و در نتیجه آبیاری و حتی کاربرد کودهای آلی و معدنی، افزایش چندانی در حاصلخیزی این خاک‌ها ایجاد نمی‌کند. هررو و پورتا (Herrero & Porta, 2000) به ظرفیت کم نگهداری آب و عناصر غذایی و همچنین تمایل به فروریختن (collapse) خاک‌های گچی اشاره کرده، و اظهار داشته‌اند که این ویژگی‌ها باعث می‌شوند که خاک‌های گچی برای تولید محصولات کشاورزی با مشکلاتی مواجه باشند. CEC خاک‌های گچی به نوع و مقدار رس، مقدار ماده آلی و مقدار گچ خاک بستگی دارد. گچ فاقد بار الکتریکی منفی است و بنابراین با افزایش مقدار گچ در خاک‌ها، CEC آنها کاهش می‌یابد (Boyadgive & Verheye, 1996; Azizi *et al*., 2011). بویادیف و ورهی (Boyadgiev & Verheye, 1996) نشان دادند که CEC خاک‌های گچی بین ۶-۲۲$cmol^{+}\ kg^{-1}$ متغیر است. بویادیف و ورهی (Boyadgiev & Verhey, 1996)، محمودی و حیدری (Mahmoodi & Haidari, 1998)، محمودی (Mahmoodi, 2004) و عزیزی و همکاران (Azizi *et al*., 2011) گزارش کرده‌اند که CEC خاک‌های گچی به‌طور معکوس با مقدار گچ خاک رابطه دارد. در این خاک‌ها نیروهای چسپندگی (همدوسی) خاکدانه‌ها ضعیف هستند. به همین دلیل، فرسایش‌پذیری خاک‌های گچی زیاد است. وجود گچ در خاک‌ها باعث کاهش مقاومت خاک و افزایش نشست می‌گردد (Van

Baydaa, 2004; Alphen, 1971; Abdeljavad, 1992; Al- Dabbas *et al*., 2010 Ghabour *et al*., 2008).

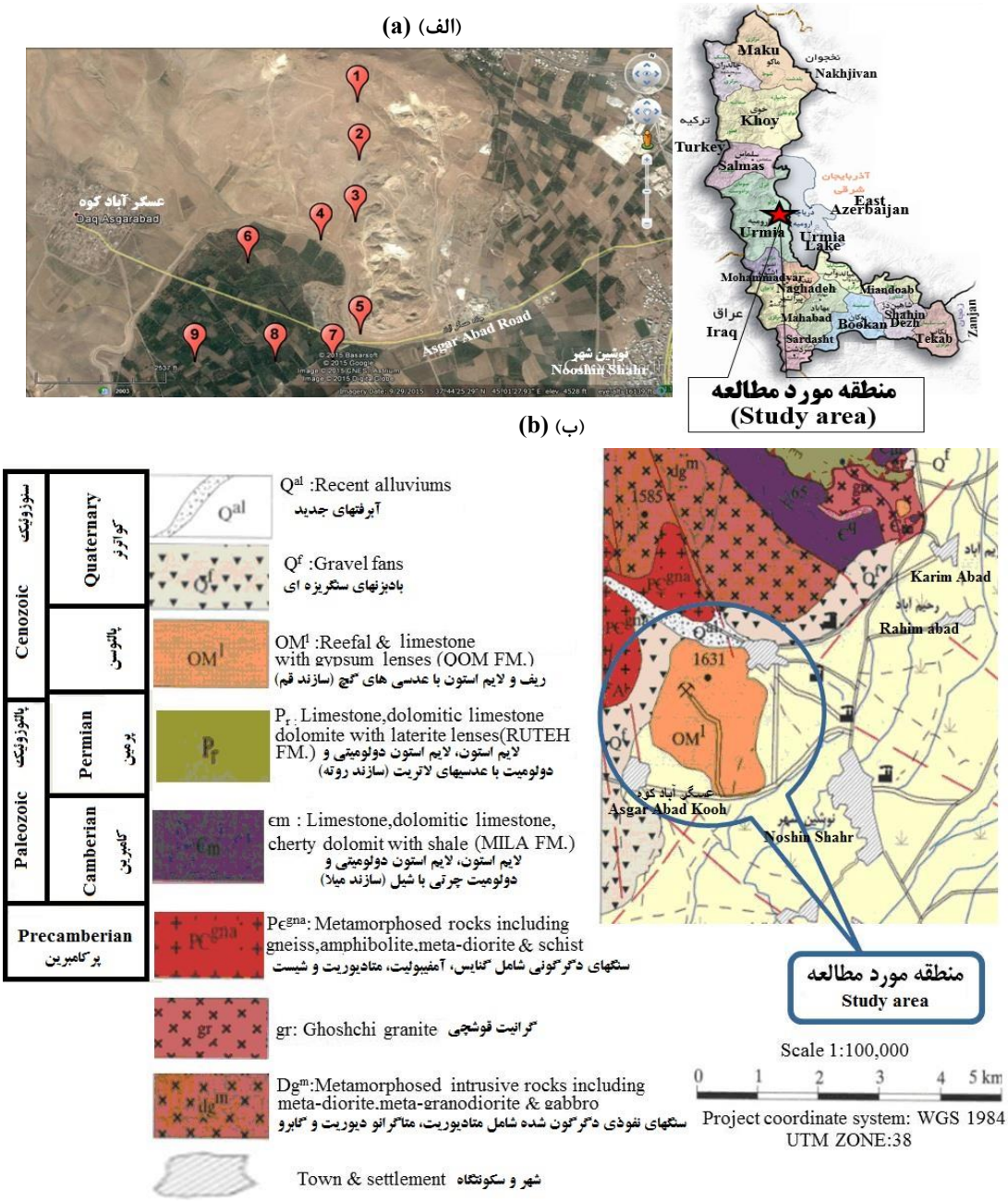
از طرفی، حضور گچ در خاک‌ها مزایا و منافعی نیز به همراه دارد که از آن جمله می‌توان به بهبود خواص خاک‌های شور با اضافه کردن گچ به آنها اشاره کرد. اضافه کردن گچ به خاک‌های شور و یا شور- سدیمی سبب می‌شود که کاتیونهای کلسیم موجود در گچ، جانشین سدیم موجود در خاک‌های شور و یا شور- سدیمی شده و سدیم به‌صورت سولفات سدیم از خاک خارج شود که باعث می‌شود ESP خاک کاهش یافته و خواص خاک بهبود یابد. در نتیجه اضافه کردن گچ به خاک سبب بهبود خاک‌های شور و یا شور- سدیمی خواهد شد (Lindasay *et al*., 1989). از طرفی، گچ به دلیل دارا بودن کاتیون کلسیم و آنیون سولفات، منبع مهمی برای تامین کلسیم و گوگرد مورد نیاز گیاهان زراعی می‌باشد (Ghabour *et al*., 2008؛ Al-Dabbas *et al*., 2010). گچ از طریق ممانعت در برابر پراکنده شدن رسها و خاک‌های مربوطه، با املاح سدیمی اثر آنتاگونیستی دارد و به همآور شدن خاک‌ها کمک می‌کند (Herrero & Porta, 2000).

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارومیه (Soltani Sisi, 2005) بخشی از اراضی شمال ارومیه در محدوده روستاهای عسگرآباد کوه، خانقاه سرخ، کریم آباد و همچنین قسمتهایی از اراضی نوشین شهر بر روی مواد مادری گچی واقع شده‌اند. از طرفی، برخلاف اینکه انواع فعالیتهای زراعی، باغی و مسکونی در این منطقه جریان دارد و ساکنین منطقه مستقیما با خاک‌های گچی حاصل از این مواد مادری مواجه هستند، طبق بررسی‌های انجام گرفته تا کنون مطالعه‌ای در رابطه با خاک‌های منطقه مزبور صورت نگرفته است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خاک‌های ایران (Banaei *et al*.,2005) نیز با توجه به مقیاس نقشه، اشاره‌ای به وجود خاک‌های گچی در این منطقه نشده است. لذا با توجه به خصوصیات و اثرات حضور گچ در خاک‌ها و رفتار خاک‌های مربوطه، و همچنین با توجه به عدم وجود اطلاعات کافی در رابطه با خاک‌های گچی مناطق یاد شده، پژوهش حاضر به‌منظور تعیین ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی این خاک‌ها انجام گرفت و انتظار می‌رود نتایج حاصل بتواند در راستای استفاده و مدیریت بهینه و پایدار این خاک‌ها و خاک‌های مشابه در سایر نقاط کشور سودمند واقع گردد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در استان آزربایجان غربی، در منطقه نوشین شهر و روستاهای عسگرآباد کوه، خانقاه سرخ و کریم آباد در شمال شهر ارومیه، واقع شده است (شکل ۱). این منطقه بین طول‌های جغرافیایی"۵۹'۲۱ °۴۴ تا "۴/۸ ´۴ °۴۵ شرقی، و بین عرض‌های جغرافیایی "۴۳´۵۱ °۳۷ تا "۵۸/۸ ´۴۵ °۳۷ شمالی واقع شده است و دامنه تغییرات ارتفاع ۱۴۵۳- ۱۳۳۸ متر از سطح دریای آزاد می‌باشد. طبق داده‌های هواشناسی ۳۰ ساله (۲۰۱۳-۱۹۸۳) ایستگاه هواشناسی ارومیه، میانگین بارندگی و درجه حرارت سالیانه این منطقه به‌ترتیب ۳۴۵ mm و ۱۰/۸۳ °C می‌باشند و بر اساس محاسبات برنامه کامپیوتری نیوهال (Van Wambeke, 2000) و همچنین نقشه رژیم‌های رطوبتی و حرارتی ایران (Banaei, 1998)، رژیم‌های رطوبتی و حرارتی این منطقه به ترتیب زریک خشک، و مزیک می‌باشند. مواد مادری خاک‌های این منطقه بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ارومیه (Soltani Sisi, 2005) سنگ آهک همراه با عدسی‌های گچ می‌باشد و اراضی پایین‌دست و پیرامون منطقه، بر روی رسوبات کواترنر واقع شده‌اند.



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان‌غربی و ارومیه و محل خاکرخ‌های مورد مطالعه و ب) قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ارومیه که در برگیرنده منطقه مورد مطالعه می‌باشد

Figure 1- a) Location of the study area in West Azerbaijan and Urmia along with the position of studied pedons, and b) a part of geological map of Urmia including study area

مطالعات صحرایی و تجزیه‌های آزمایشگاهی

به‌منظور انجام این پژوهش، تعداد ۹ خاکرخ که در برگیرنده خاک‌های غالب واقع در مواد مادری گچی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند (شکل۱)، حفر، تشریح و نمونه‌برداری شدند. نمونه‌برداری از افق‌های مشخصه و ژنتیکی انجام پذیرفت و نمونه‌های خاک برای انجام تجزیه‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی به آزمایشگاه انتقال یافتند. نمونه‌های خاک پس از هوا خشک شدن از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها بر اساس روش‌های استاندارد (USDA-NRCS, 2004) تعیین گردید. با تلفیق نتایج آزمایشگاهی و مطالعات مورفولوژیکی، خاک‌ها بر اساس آخرین کلید رده‌بندی خاک امریکایی (Soil Survey Staff, 2014) رده‌بندی شدند. برای انجام مطالعات کانی‌شناسی،

جداسازی ذرات رس خاک با استفاده از روش‌های مهرا و جکسون (Mehra & Jackson, 1960)، کیتریک و هوپ (Kittrick & Hope, 1971)، کنز و دیکسون (Kunze & Dixon, 1996) انجام پذیرفت. پس از خالص‌سازی رس، تیمارهای رس اشباع با منیزیم، منیزیم+ گلیسرول، پتاسیم و پتاسیم + حرارت ۵۵۰ درجه سلسیوس اعمال شد و اسلایدهای مربوط به هر تیمار تهیه گردید. سپس نمونه‌ها به وسیله دستگاه تفرق اشعه ایکس (SHIMADZU 6000 XRD) با توقف زمانی ۰/۴ ثانیه و در زوایای 2θ بین ۳۰- ۲ درجه و با کاتد مسی با منبع اشعه Cukα، در ولتاژ ۳۰ کیلو ولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر مورد مطالعه قرار گرفتند. تفسیر پیک‌ها بر اساس روش دیکسون و وید (Dixon & Weed, 1989) انجام پذیرفت. مقادیر نیمه‌کمی کانی‌ها براساس سطح زیر منحنی پیک‌ها و با استفاده از روش ارائه شده توسط بیسکی (Biscaye, 1965) و دیر و همکاران (Deer *et al*., 1971) تعیین گردید.

نتایج و بحث

در این پژوهش، ۹ خاکرخ مورد بررسی قرار گرفت. برخی از ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی تعدادی از خاکرخ‌های مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس نتایج حاصل، ویژگیهای مورفولوژیکی، فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی خاکرخ‌های مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشند:

ویژگیهای مورفولوژیکی و فیزیکی خاک‌ها

رنگ خاک

مطالعات مورفولوژی صحرایی خاک‌ها نشان داد که رنگ خاک در خاکرخ‌های مورد مطالعه تغییرات وسیعی داشت (جدول ۱) و این تغییرات در خاکرخ‌های ۱و ۲ به اندازه دو برگ دفترچه مانسل بود. در خاکرخ ۱ که دارای بیشترین مقدار گچ می‌باشد، رنگ خاک در حالت مرطوب بین 10YR6/6 (زرد مایل به قهوه‌ای) در افق Byy تا 2.5Y5/4 (قهوه‌ای مایل به زیتونی کم‌رنگ) در افق A متغیر است (جدول ۱) و از همه خاک‌ها روشن‌تر می‌باشد. در خاکرخ ۲ که دارای گچ کمتری نسبت به خاکرخ ۱ می‌باشد، رنگ خاک نسبت به خاکرخ ۱ تیره‌تر بود (جدول ۱). این روند در سایر خاکرخ‌ها نیز به چشم می‌خورد. در نتیجه می‌توان گفت که با افزایش مقدار گچ خاک، رنگ خاک‌ها نیز روشن‌تر گردیده است. این نتایج با یافته‌های اولیایی و همکاران (Owliaie *et al*., 2006)، و عزیزی و همکاران (Azizi *et al*., 2011) مشابهت دارد. طبق نتایج حاصل، افق‌های سطحی در تمام خاکرخ‌ها رنگ‌های تیره‌تری از خود نشان دادند و با افزایش عمق خاک، رنگ خاک‌ها روشنتر گردیده است (جدول ۱). رنگ تیره خاک در افق‌های سطحی را می‌توان به مواد آلی بیشتر در افق‌های سطحی نسبت به افق‌های زیرین نسبت داد. بر اساس گزارش‌های موسسه خاکشناسی آمریکا (Soil survery staff, 2003 & 2012)، کربن آلی خاک و اکسیدهای آهن و منگنز نقش مهمی در تعیین رنگ خاک ایفا می‌کنند. فرزامنیا و همکاران (Farzamnia *et al*., 2015)، فلورا و ال‌جوما (Florea & Al-Joumaa, 1998) و آزنار و همکاران (Aznar *et al*., 2013)، نیز به نقش گچ و مواد کربناته و املاح محلول بر رنگ خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک تأکید کرده و اظهار داشته‌اند که در اینگونه مناطق به دلیل مقادیر کم ماده آلی، کربناتها، گچ و املاح محلول نقش بیشتری در تعیین رنگ خاک ایفا می‌کنند. با توجه به اینکه تمام خاک‌های مورد مطالعه در این بررسی گچی هستند (جدول۱)، حضور مقادیر زیاد گچ در این خاک‌ها، رنگ آنها را تحت تأثیر قرار داده است و حضور مقادیر بیشتر گچ به رنگهای روشن‌تر در این خاک‌ها منجر گردیده است.

ضخامت خاک

ضخامت خاک یکی از مهمترین ویژگی‌های مورفولوژیکی در خاک‌های مورد مطالعه می‌باشد. بر اساس نتایج حاصل (جدول ۱)، خاکرخ‌های مورد مطالعه دارای ضخامت‌های متفاوتی می‌باشند. بیشترین ضخامت ۱۵۵ سانتی‌متر مربوط به خاکرخ ۹ و کمترین ضخامت ۵۵ سانتی‌متر مربوط به خاکرخ ۱ می‌باشد (جدول ۱). یکی از علل متفاوت بودن ضخامت خاکرخ‌های مورد مطالعه را می‌توان به توپوگرافی و شیب منطقه نسبت داد. خاکرخ ۱ که در بالاترین موقعیت منطقه مورد مطالعه قرار دارد، دارای شیب بیشتر و ضخامت کمتری نسبت به بقیه خاکرخ‌ها می‌باشد. روند افزایش ضخامت خاک با کاهش شیب از خاکرخ ۱ تا خاکرخ ۵ قابل مشاهده است. خاکرخ‌های ۶ الی ۹ به دلیل اینکه بر روی اراضی مسطح واقع شده‌اند، تقریباً دارای شیب یکسان می‌باشند و مواد مادری مربوط

جدول ۱- برخی از ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی برخی از خاکرخ‌های مورد مطالعه

Table 1- Selected morphological and physicochemical properties of some of studied pedons

افق Horizon	عمق Depth	توزیع اندازه ذرات Particle size distribution ($BaCl_2$ method)			رنگ Color		ساختمان Structure*	pH	EC (dSm^{-1})	CEC ($BaCl_2$) ($cmol_{(+)}kg^{-1}$)	Gypsum (%)	OC (%)	CCE (%)
		رس Clay (%)	سیلت Silt (%)	شن Sand (%)	خشک Dry	مرطوب Moist							
Profile 1: Fine-gypseous, Hypergypsic, mesic Gypsic Haploxerepts													
A	0-8	25	22.8	57.2	2.5Y7/2	2.5Y5/4	1,2;m,c;gr	7.3	2.24	17.25	24.79	1.41	17.5
Byy	8-45	20	12.8	71.2	10YR8/4	10YR6/6	2,3;c,m;abk	7.5	2.85	9.2	53.75	0.32	21
Cyy	45-55	16	20.8	54.2	2.5Y7/4	2.5Y5/6	ma	7.5	3.6	7.2	62.91	0.2	18
Profile 2: Fine-gypseous, Hypergypsic, mesic Gypsic Haploxerepts													
A	0-8	25	22.8	54/2	2.5Y7/2	2.5Y6/4	1,2;vf,f;gr	7.4	2.13	15.9	22.49	0.66	21.7
Cy1	8-35	23	17.8	57/2	10YR7/3	10YR5/4	ma	7.6	2.66	13.7	39.1	0.64	26
Cy2	35-70	22	15.8	62/2	10YR7/4	10YR6/6	ma	7.5	3.54	10.5	52.74	0.45	28.5
Profile 4: Fine-loamy, gypsic, mesic Gypsic Haploxerepts													
A	0-13	30	19.8	57.2	10YR7/4	10YR5/6	1,f,vf; gr	7.6	0.95	16.76	12.1	0.33	24
Cy1	13-65	26	12.8	67.2	10YR7/4	10YR5/6	sg	7.4	2.25	14.14	19.37	0.3	26.5
Cy2	65-100	32	18.8	55.2	10YR7/4	10YR5/6	sg	7.6	2.68	14.31	18.75	0.28	25.5
2Cy3	100-135	23	14.8	55.2	10YR8/3	10YR6/6	ma	7.5	3.22	14.45	19.16	0.27	26.5
2Cy4	135-155	20	16.8	60.2	10YR8/3	10YR6/4	ma	7.2	3.64	12.4	28.82	0.23	27
Profile 5: Fine-loamy, gypsic, mesic Gypsic Haploxerepts													
A	0-15	26	21.8	62.2	10YR6/4	10YR5/6	1,2,f,m; gr	7.6	0.54	14.88	3.33	0.93	18.3
Bky1	15-40	25	22.8	57.2	10YR6/4	10YR5/6	1,2,f,m; abk	7.5	0.79	14.19	5.87	0.65	26.5
Bky2	40-60	25	19.8	55.2	10YR6/4	10YR4/6	1,2,f,m; abk	7.5	1.46	15.76	6.77	0.36	26
Bky3	60-92	26	18.8	55.2	10YR6/4	10YR5/6	1,2,f,m; abk	7.6	1.7	13.88	9.12	0.35	28
C1	92-110	20	18.8	56.2	10YR6/4	10YR5/6	ma	7.6	2.1	13.01	11.44	0.34	24
C2	110-130	16	19.8	55.2	10YR6/4	10YR4/4	ma	7.4	2.6	10.76	12.58	0.23	22.5

جدول ۱ (ادامه)- برخی از ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی برخی از خاکرخ‌های مورد مطالعه

Table 1 (continue)- Selected morphological and physicochemical properties of some of studied pedons

افق Horizon	عمق Depth	توزیع اندازه ذرات Particle size distribution ($BaCl_2$ method)			رنگ Color		ساختمان Structure*	pH	EC (dSm^{-1})	CEC ($BaCl_2$) ($cmol_{(+)}kg^{-1}$)	Gypsum (%)	OC (%)	CCE (%)
		رس Clay (%)	سیلت Silt (%)	شن Sand (%)	خشک Dry	مرطوب Moist							
Profile 8: Fine-loamy, mixed, superactive, mesic Typic Haploxerepts													
Ap	0-32	24	14	62	10YR6/3	10YR4/3	2,3,m,c;gr 2,m;sbk	7.6	0.65	19.27	2.91	2.67	19.5
Bw1	32-70	26	14	60	10YR6/3	10YR4/3	2,m;abk	7.6	0.82	17.22	4.98	0.69	21.5
Bw2	70-110	23	18	59	10YR7/2	10YR5/3	ma	7.4	1.12	14.42	9.91	0.51	14
Cy	110-155	21	18	61	10YR7/2	10YR6/3	ma	7.4	1.65	13.68	14.71	0.44	20
Profile 9: Fine-loamy, mixed, superactive, mesic Typic Calcixerepts													
Ap	0-31	21	12	67	10YR6/3	10YR4/3	1,m,gr 1,2,f,m;sb	7.6	0.57	18.16	3.12	2.07	13.5
Bw	31-65	24	12	64	10YR6/4	10YR5/6	2,c,m;abk	7.6	0.65	15.55	3.12	0.36	14.5
Bk	65-95	24	10	66	10YR6/4	10YR5/4	2,c,m;abk	7.6	0.75	13.8	7.77	0.22	21.5
Bky	95-120	22	10	68	10YR6/4	10YR4/4	2,c,m;abk	7.5	0.85	11.42	11.73	0.22	19.5
Cy	120-150	21	17	62	10YR6/4	10YR5/6	ma	7.3	1.1	10.91	14.68	0.22	23
C	150-185	24	12	64	10YR7/4	10YR4/6	ma	7.4	1.46	11.52	8.47	0.21	18.5

علایم اختصاری (abbriviations):

OC: درصد کربن آلی (Organic Carbon)، CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی (Cation Exchange Capacity)، pH: واکنش خاک (Soil Reaction)، EC: قابلیت هدایت الکتریکی (Electrical Conductivity)، CCE: کربنات کلسیم معادل (Calcium Carbonate Equivalent).

*Structure (ساختمان):

1: ضعیف (weak)، 2: نسبتا قوی (moderately strong)، 3: قوی (strong)، vf: خیلی ریز (very fine)، f: ریز (fine)، m: متوسط (medium)، c: درشت (coarse)، vc: خیلی درشت (very coarse)، ma: توده‌ای (massive)، sg: تک‌دانه‌ای (single grain)، abk: مکعبی گوشه‌دار (angular blocky)، sbk: مکعبی لبه مدور (subangular blocky)، gr: دانه‌ای (granular).

به این خاکرخ‌ها رسوباتی هستند که در اثر فرسایش و آبشویی از اراضی بالادست شسته شده و در اراضی مسطح پایین دست، به‌صورت یکنواخت توزیع و تجمع یافته‌اند. لذا شیب و مواد مادری یکسان در این خاکرخ‌ها، به ضخامت و عمق تقریباً یکسان آنها منجر گردیده است. در نتیجه می‌توان گفت ضخامت و عمق خاک در این منطقه بیشتر تحت تأثیر شیب و توپوگرافی منطقه می‌باشد. الدباس و همکاران (Al-Dabbas *et al.*, 2010) با مطالعه خاک‌های گچی سامرا و کربلا به نتایج مشابهی دست یافته‌اند. علاوه بر این، خاکرخ‌های ۶ تا ۹، در اراضی با کاربری باغ میوه واقع شده‌اند و دائماً تحت تأثیر آبیاری قرار دارند که این امر منجر به هوادیدگی بیشتر در اعماق و در نتیجه افزایش ضخامت و عمق خاک در خاکرخ‌های اراضی پایین‌دست نسبت به اراضی بالادست شده است.

بافت خاک

بر اساس نتایج به‌دست آمده، بیشترین مقدار رس (۳۲ درصد) در افق Cy2 خاکرخ ۴ و کمترین مقدار آن (۱۶ درصد) در افق Byy خاکرخ ۱ و افق A خاکرخ ۵ اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). بر اساس نتایج حاصل، افق‌های سطحی و زیر سطحی خاک تقریباً در تمام خاکرخ‌ها دارای بافت سبک تا متوسط (Sandy clay loamتا Sandy loam) می‌باشند. در خاکرخ‌های ۱ الی ۵ که دارای بیشترین مقدار گچ می‌باشند، کمترین مقدار رس اندازه‌گیری شده است. در خاکرخ‌های ۶ تا ۹ مقدار رس اندازه‌گیری شده نسبت به خاکرخ‌های ۱ تا ۵ بیشتر می‌باشد. یکی از دلایل کم بودن مقدار رس در خاکرخ‌های ۱ تا ۵ را می‌توان به شیب منطقه نسبت داد. چون این خاکرخ‌ها بر روی اراضی شیب‌دار قرار دارند، ممکن است در اثر فرسایش ذرات ریزتر از اراضی بالادست شسته شده و در پایین دست منطقه رسوب یابند و باعث افزایش مقدار رس در خاکرخ‌های ۶ تا ۹ نسبت به خاکرخ‌های ۱ تا ۵ شوند. از طرفی چون خاکرخ‌های ۶ تا ۹ بر روی اراضی باغی و مسطح قرار دارند، احتمالاً مقدار آب حاصل از آبیاری و بارندگی موثر زیاد بوده و در نتیجه رطوبت زیاد باعث هوازدگی و تشکیل درجای رس در افق‌های پایین‌تر و در خاکرخ‌های پایین‌دست می‌شود. این نتایج با یافته‌های پورتا (Porta, 1996)، پوک (Poch, 1992)، بویادیف و همکاران (Boyadgiev *et al.*, 1996) و هاشمی و همکاران (Hashemi *et al.*, 2013) نیز مشابهت دارد.

عمق و ضخامت افق‌های جیپسیک

با توجه به نتایج حاصل، در خاکرخ شماره ۱ که در بالاترین موقعیت منطقه مورد مطالعه قرار دارد، افق جیپسیک در عمق ۸ تا ۵۵ سانتی‌متری و نزدیک به سطح خاک قرار گرفته و دارای ضخامت کمتری می‌باشد. در خاکرخ‌های ۱ تا ۵ به تدریج ضخامت افق جیپسیک افزایش می‌یابد و این خاکرخ‌ها به تدریج دارای ضخامت و عمق بیشتری نسبت به خاکرخ ۱ می‌باشند (جدول ۱). به نظر می‌رسد با توجه به اینکه خاکرخ ۱ دارای شیب بیشتری نسبت به بقیه خاکرخ‌ها می‌باشد، بارندگی موثر در این خاکرخ کم بوده و در نتیجه، نفوذ آب حاصل از بارندگی کم و متعاقباً انحلال و انتقال گچ به اعماق کم می‌باشد و در نتیجه افق جیپسیک در این خاکرخ نسبت به بقیه خاکرخ‌ها در عمق کم و با ضخامت کمتری تشکیل شده است. با کاهش شیب، میزان بارندگی مؤثر افزایش یافته و در نتیجه انحلال و انتقال گچ به اعماق بیشتر شده و به تشکیل افق‌های جیپسیک عمیق‌تر و در اعماق بیشتر منجر گردیده است. در خاکرخ‌های ۶ تا ۹، افق‌های جیپسیک در اعماق بیشتری نسبت به خاکرخ‌های ۱ تا ۵ قرار دارند. چون این خاکرخ‌ها بر روی اراضی مسطح واقع شده‌اند، احتمالاً قسمت عمده آب حاصل از بارندگی به زمین نفوذ می‌کند. علاوه بر این چون این خاکرخ‌ها در اراضی باغی قرار دارند، علاوه بر بارندگی، عمل آبیاری نیز باعث انحلال و انتقال گچ به اعماق بیشتر می‌شود. بررسی‌ها نشان می‌دهد که ضخامت و عمق تشکیل افق جیپسیک در این منطقه شدیداً تحت تأثیر فیزیوگرافی و پستی و بلندی می‌باشد. در مناطق پست معمولاً عمق تشکیل این افق پایین‌تر، و یکنواختی و ضخامت آن بیشتر می‌باشد. ولی در مناطق مرتفع‌تر، افق جیپسیک معمولاً نزدیک سطح زمین تشکیل می‌شود (Baydaa, 2004; Ghabour *et al.*, 2008; Al-Dabbas *et al.*, 2010).

ویژگیهای شیمیایی خاک‌ها

مقدار گچ خاک‌ها

بر اساس نتایج حاصل، بیشترین مقدار گچ (۶۲/۹۱ درصد) در افق Cyy خاکرخ ۱ (جدول ۱) و کمترین مقدار آن (۲/۹۱ درصد) در افق Ap خاکرخ ۸ (جدول ۱)، اندازه‌گیری شده است. در تمامی خاکرخ‌های مورد مطالعه، مقدار گچ از سطح به عمق روند افزایشی نشان می‌دهد که این امر نشان‌دهنده انحلال گچ در افق‌های سطحی و

انتقال آن به افق‌های زیرین و نهایتاً رسوب و تجمع آن به شکل‌های مختلف، در اعماق خاکرخ می‌باشد. گچ در اثر انحلال و آبشویی و فرسایش، مخصوصاً در طی فصول مرطوب سال، از افق‌های سطحی شسته شده و در افق‌های پایین‌تر تجمع می‌یابد. این نتایج با گزارش‌های عزیزی و همکاران (Azizi *et al*., 2011) و اولیایی و همکاران (Owliaie *et al*., 2006) مشابهت دارد. در خاکرخ‌های ۳ و ۴، پندانت‌های گچی مشاهده شد. این شکل گچ زمانی تشکیل می‌شود که فرایند حرکت رو به پایین گچ رخ دهد. لذا این فرم گچ نیز انتقال گچ از افق‌های سطحی به اعماق و زیاد بودن گچ در افق‌های پایین‌تر را تایید می‌کند. منافی (Manafi, 2008) با مطالعه خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک البرز جنوبی و فرپور و همکاران (Farpoor *et al*., 2003) با مطالعه خاک‌های گچی در منطقه نوق رفسنجان نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند. یکی دیگر از علل زیاد بودن گچ در خاکرخ‌های ۱ تا ۵ را می‌توان به مواد مادری نسبت داد. خاکرخ‌های ۱ تا ۵ مستقیماً بر روی مواد مادری گچی واقع شده‌اند. ولی مواد مادری خاکرخ‌های ۶ تا ۹ که در اراضی پایین‌دست قرار گرفته‌اند، رسوباتی هستند که از خاکرخ‌های بالایی شسته شده و در اراضی پایین‌دست تجمع یافته‌اند. به همین دلیل، مقدار گچ در خاکرخ‌های اراضی بالادست نسبت به خاکرخ‌های اراضی پایین‌دست بیشتر می‌باشد. عزیزی و همکاران (Azizi *et al*., 2011) با مطالعه خاک‌های گچی جنوب تهران تجمع گچ در خاک‌ها را ناشی از انحلال مواد مادری در اثر نفوذ آب باران دانسته‌اند و حضور گچ در خاک‌های مزبور را به مواد مادری و شرایط اقلیمی نسبت داده‌اند. همچنین طبق نتایج ماشالی (Mashali, 1990)، آبشویی خاک‌های گچی توسط بارندگی و آبیاری باعث شستشو و تجمع گچ در لایه‌های زیرین می‌شود که در نتیجه شرایط برای کاشت گیاهان مناسب می‌شود.

کربن آلی خاک

بر اساس نتایج حاصل، بیشترین مقدار کربن آلی در خاک‌های مورد مطالعه (۲/۶۷ درصد) در افق Ap خاکرخ ۸ و کمترین مقدار آن (۰/۲درصد) در افق Cyy خاکرخ ۱ (جدول ۱) اندازه‌گیری شد. به عبارتی، بیشترین مقدار کربن آلی در افق‌های سطحی مشاهده شد (جدول ۱). یکی از علل زیاد بودن کربن آلی در افق‌های سطحی را می‌توان به تراکم پوشش گیاهی و ریشه‌های گیاهان در سطح خاک و افق‌های سطحی نسبت داد. با افزایش عمق خاک، از مقدار ریشه‌ها و بقایای گیاهی کاسته شده و در نتیجه مقدار ماده آلی با عمق کاهش می‌یابد که مطابق با گزارش‌های فرزامنیا و همکاران (Farzamnia *et al*., 2015) می‌باشد. عزیزی و همکاران (Azizi *et al*., 2011) نیز در مطالعات خود بر روی خاک‌های گچی در جنوب تهران، به این نتایج دست یافته‌اند. در خاکرخ‌های ۱ تا ۵، به دلیل کم بودن پوشش گیاهی، زیاد بودن گچ و در نتیجه اثر منفی گچ بر روی ماده آلی، مقدار ماده آلی نسبت به خاکرخ‌های ۶ تا ۹ کم می‌باشد. از طرفی با کاهش شیب از خاکرخ ۱ به ۵، میزان کربن آلی افزایش یافته است که این امر نشان دهنده تأثیر توپوگرافی بر میزان کربن آلی می‌باشد. در مقیاس جهانی نیز توپوگرافی دومین عامل کنترل‌کننده میزان کربن آلی در یک منطقه مشخص می‌باشد (Wang *et al*., 2010). گائو و همکاران (Gao *et al*., 2005) با مطالعه ویژگی‌های خاک‌های معمولی در سه موقعیت دامنه، نشان دادند که میزان کربن آلی و عناصر غذایی در طول شیب از بالا به پایین افزایش می‌یابد. توکلی و همکاران (Tavakkoli *et al*., 2008) با مطالعه شاخص‌های کیفیت خاک در باغ‌های واقع در شیب‌های شمالی و جنوبی منطقه سامان شهرکرد، نشان دادند که بیشترین تجمع ماده آلی در پایین‌دست شیب است که این تفاوت توسط فرآیند فرسایش که باعث انتقال خاک سطحی غنی از مواد آلی از قسمت‌های بالایی به پایین دست می‌شود، قابل توجیه است. در خاکرخ‌های ۶ تا ۹، به دلیل پوشش گیاهی متراکم، کم بودن مقدار گچ و در نتیجه کاهش اثر منفی گچ بر روی پوشش گیاهی، مقدار کربن آلی بیشتر است. از دیگر علل زیاد بودن مقادیر کربن آلی در این ۴ خاکرخ، می‌توان به نوع پوشش گیاهی آن‌ها اشاره کرد که زیر کشت درختان میوه بودند و در فواصل درختان میوه نیز یونجه و علوفه کشت شده بود. با توجه به اینکه تمرکز ریشه این گیاهان عمدتاً در افق‌های سطحی می‌باشد، لذا تراکم فراوان ریشه‌ها در افق‌های سطحی و افزوده شدن بقایای گیاهی فراوان به سطح این خاک‌ها، منجر به مقادیر زیاد کربن آلی در این خاک‌ها گردیده است. از طرفی در این اراضی آبیاری مکرر محصولات باغی نیز صورت می‌گیرد و احتمالاً این عمل نیز به دلیل حفظ رطوبت خاک از تجزیه و تخریب و فرسایش مواد آلی در این خاکرخ‌ها جلوگیری کرده است.

ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC)

ظرفیت تبادل کاتیونی در خاک‌های مورد مطالعه از ۷/۲$cmol_{(+)}/kg$ در افق Cyy خاکرخ ۱ تا ۱۹/۲۷ $cmol_{(+)}/kg$ در افق Ap خاکرخ ۸ متغیر بود (جدول ۱). بر اساس نتایج حاصل، مقدار CEC در خاک‌های مورد مطالعه نسبتاً کم می‌باشد. بویادیف و ورهی (Boyadgive & Verheye, 1996) نشان دادند که CEC خاک‌های گچی بین ۲۲-۶ cmol(+)/kg متغییر است. عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) نیز گزارش کرده‌اند که CEC خاک های گچی به‌طور معکوس با مقدار گچ خاک رابطه دارد. گچ فاقد بار الکتریکی منفی است و بنابراین با افزایش مقدار گچ در خاک‌ها، CEC آنها کاهش می‌یابد (Boyadgiev & Verhey, 1996; Azizi et al., 2011). CEC خاک‌های گچی به نوع و مقدار رس، مقدار ماده آلی و مقدار گچ خاک بستگی دارد. بر اساس نتایج حاصل، با افزایش مقدار گچ خاک‌ها، از میزان ظرفیت تبادل کاتیونی آنها کاسته شد. در افق Cyy خاکرخ ۱ که دارای بیشترین میزان گچ (۶۲/۹۱ درصد) بود، کمترین مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی اندازه‌گیری شد، و در افق Ap خاکرخ ۸ که دارای کمترین میزان گچ (۲/۹۱ درصد) بود، بیشترین میزان ظرفیت تبادل کاتیونی اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). در خاکرخ‌های ۱ تا ۵ که مستقیماً بر روی مواد مادری گچی واقع شده‌اند، مقدار CEC نسبت به خاکرخ‌های ۶ تا ۹ کم می‌باشد که این امر مؤید رابطه معکوس بین مقدار گچ و ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به اینکه افق‌های سطحی خاک‌ها در تمام خاکرخ‌ها در مقایسه با افق‌های زیرین حاوی مقدار کربن آلی بیش‌تری می‌باشند، می‌توان نتیجه گرفت که در افق‌های سطحی این خاک‌ها مقدار CEC 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 تبادل کاتیونی خاک شده است (جدول ۱). در خاکرخ‌های ۱ تا ۵، مقدار مواد آلی و مقدار رس نسبت به خاکرخ‌های ۶ تا ۹ کم می‌باشد. در نتیجه، مقدار CEC در این خاکرخ‌ها نسبت به خاکرخ‌های ۶ تا ۹ کم می‌باشد. 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 داد. فرزام‌نیا و همکاران (Farzamnia *et al.*, 2015) نیز در مطالعه خود بر روی رسوبات کواترنر در دشت ارومیه، به نتایج مشابهی دست یافته‌اند. بر اساس نتایج کانی‌شناسی (شکل ۲، جدول ۲) کانی‌های ایلایت و کلرایت از جمله کانی‌های غالب در خاک‌های مورد مطالعه بودند. در نتیجه حضور مقادیر نسبتاً زیاد این کانی‌ها نیز از دیگر عوامل مقدار CEC کم در این خاک‌ها می‌باشد. عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) نیز با مطالعه خاک‌های گچی جنوب تهران، کانی‌های ایلایت و کلرایت را به عنوان کانی‌های رسی غالب گزارش کرده و حضور این کانی‌ها را از جمله عوامل ظرفیت تبادل کاتیونی کم خاک‌های مزبور بیان کرده‌اند. در مجموع، با توجه به موارد بالا، می‌توان نتیجه گرفت که مقادیر CEC خاک‌های مورد مطالعه و تغییرات آن تحت تأثیر مقدار گچ خاک‌ها، نوع و مقدار رس و مقدار کربن آلی خاک می‌باشد.

کربنات کلسیم معادل

بر اساس نتایج حاصل، (جدول ۱) کربنات کلسیم معادل خاک‌ها در حد متوسط تا زیاد بود و تغییرات زیادی در طول خاکرخ‌ها نداشت. کمترین مقدار کربنات کلسیم (۱۴ درصد) در افق Bw2 خاکرخ ۸، و بیشترین میزان آن (۲۸/۵ درصد) در افق Cy2 خاکرخ ۲ اندازه‌گیری شده است. عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) و هاشمی و همکاران (Hashemi *et al.*, 2013) نیز اظهار داشتند که تغییرات کربنات کلسیم معادل در خاک‌های مورد مطالعه آنها قابل ملاحظه نبوده است. مواد مادری خاک‌های مورد مطالعه علاوه بر گچ دارای مقادیر زیادی کربنات کلسیم بود. با توجه حلالیت کم کربنات کلسیم، در خاکرخ‌های ۱ تا ۴ با شیب نسبتاً زیاد و بارندگی موثر کم، وعدم وجود رطوبت کافی جهت انحلال و جابه‌جایی کربنات کلسیم، تجمعات آهکی مشاهده نگردیده است. ولی در خاکرخ ۸، علاوه بر بارندگی مؤثر، آبیاری باغات نیز صورت می‌گیرد. لذا رطوبت کافی جهت انحلال و جابه‌جایی کربنات کلسیم، تشکیل تجمعات آهکی در این خاکرخ را سبب شده است. علاوه بر این، پایین بودن حلالیت کربنات کلسیم نسبت به گچ و کاهش حلالیت کربنات کلسیم به دلیل وجود یون مشترک کلسیم در گچ، منجر به جابه-جایی کمتر کربنات کلسیم نسبت به گچ و تشکیل افق کلسیک در سطوح بالاتر نسبت به افق جیپسیک شده است. این نتایج با یافته‌های تومانیان و همکاران

(Toomanian *et al.*, 2001) نیز مشابهت دارد.

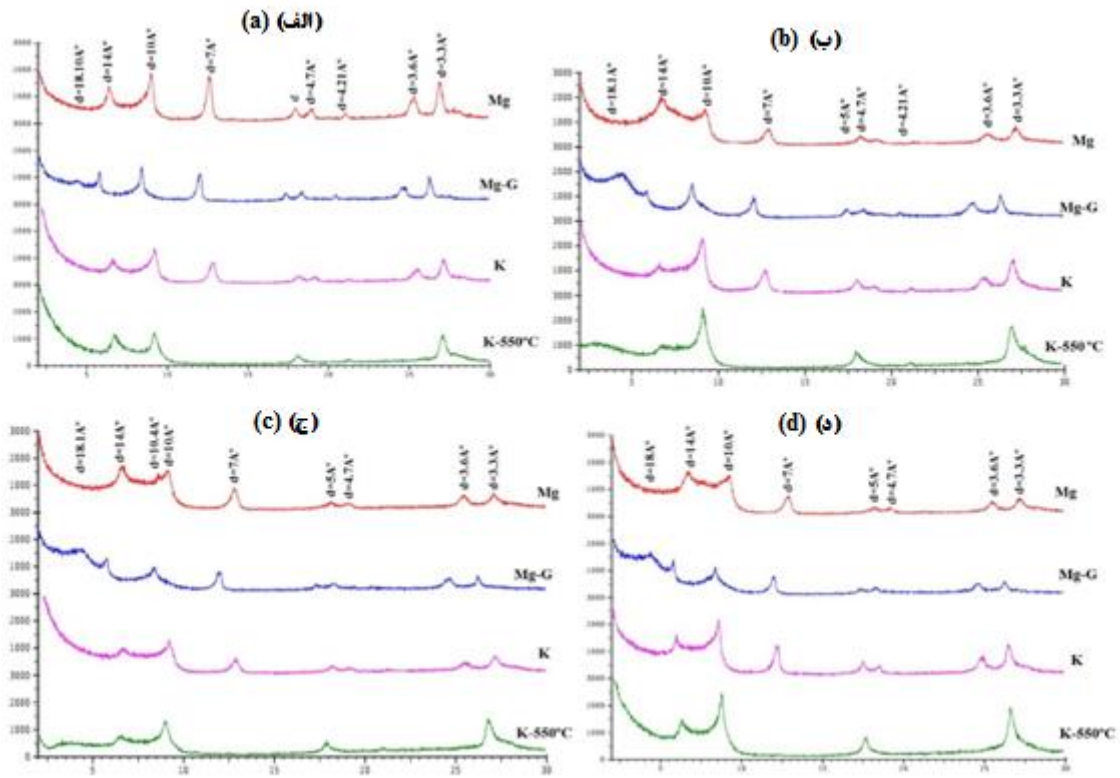
قابلیت هدایت الکتریکی (EC)

قابلیت هدایت الکتریکی (EC) خاک‌های مورد مطالعه بین ۰/۵۴ dS/m در افق A خاکرخ ۵ (جدول ۴-۱۰) تا dS/m ۳/۶۴ در افق 2Cy4 خاکرخ ۴ متغیر بود (جدول ۱). عبدالجواد (Abdeljavad, 1992) با بررسی خاک‌های گچی عراق نشان داد که به دلیل حلالیت بالای گچ، بین گچ و مقدار قابلیت هدایت الکتریکی رابطه مستقیم وجود دارد و میزان قابلیت هدایت الکتریکی در خاک‌های گچی غیر شور از ۱/۷ تا ۲/۲ دسی زیمنس بر متر در نوسان است.

بر اساس نتایج حاصل، (جدول ۱) کمیت قابلیت هدایت الکتریکی در افق‌های سطحی کم بوده و با عمق افزایش نشان داد. احتمالاً افزایش کمیت قابلیت هدایت الکتریکی با عمق از آبشویی املاح از افق‌های سطحی و انتقال آن به افق‌های زیرین ناشی شده است که با گزارش‌های رضاپور (Rezapour, 2014) و فرزامنیا و همکاران (Farzamnia *et al.*, 2015) همخوانی دارد. در خاک‌های مورد مطالعه یکی از مهمترین فاکتورهای تأثیرگذار در مقدار کمیت قابلیت هدایت الکتریکی خاک‌ها، مقدار گچ آن‌ها می‌باشد. با توجه به حلالیت نسبتاً زیاد گچ، یون‌های ناشی از انحلال گچ در اثر آبشویی از افق‌های سطحی شسته شده و در افق‌های پایین‌تر تجمع می‌یابد و به افزایش EC در افق‌های زیرین منجر می‌شود. نتایج مشابهی توسط اولیایی و همکاران (Owliaie *et al.*, 2006) نیز گزارش شده است. یکی دیگر از علل افزایش EC در اعماق خاکرخ‌ها، ممکن است ناشی از هوازدگی کانی‌های موجود در مواد مادری و آزاد شدن یون‌های موجود در آن‌ها باشد که پس از آزاد شدن از ساختار کانی‌ها، وارد محلول خاک شده و سبب افزایش قابلیت هدایت الکتریکی در اعماق خاکرخ‌ها شده است. در خاکرخ‌های ۶ تا ۹، مقدار قابلیت هدایت الکتریکی نسبت به خاکرخ‌های ۱ تا ۵، به دلیل کم بودن مقدار گچ در این خاکرخ‌ها کم می‌باشد. در خاکرخ‌های ۶ تا ۹، به دلیل آبیاری، املاح محلول از افق‌های سطحی شسته شده و در اعماق پایین‌تری نسبت به خاکرخ‌های ۱ تا ۵ تجمع یافته‌اند. روند افزایش EC با عمق خاک در منطقه مورد مطالعه با یافته‌های عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) نیز همخوانی دارد.

کانی‌شناسی رس خاک‌ها

در شکل ۲ دیفراکتوگرام‌های اشعه X و در جدول ۲ نیز مقادیر نیمه‌کمی کانی‌های رس در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه ارائه شده است. نتایج مطالعه کانی‌شناسی مواد مادری این خاک‌ها (افق‌های C، شکل ۲-الف) نشان داد که کانی‌های رسی عمده موجود در مواد مادری این خاک‌ها، عمدتاً شامل کانی‌های ایلایت، کلرایت، اسمکتایت و مقادیر کمی کائولینایت می‌باشد. لذا با توجه به حضور این کانی‌ها در مواد مادری این خاک‌ها، احتمالاً بخشی از کانی‌های مزبور 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 عمدتا شامل کانی‌های اسمکتایت، ایلایت، کلرایت، کائولینایت و مقادیر کمی ورمی‌کولایت و پالی‌گورسکایت می‌باشند. مقایسه دیفراکتوگرام‌های اشعه X افق‌های هر خاکرخ و همچنین مقایسه خاکرخ‌های مختلف نشان داد که نوع کانی‌های رسی در افق‌های هر خاکرخ و در خاکرخ‌های متفاوت کم و بیش مشابه می‌باشد ولی فراوانی نسبی آن‌ها با همدیگر متفاوت است. بر اساس نتایج حاصل مکانیسم تشکیل کانی‌های رسی در خاک‌های مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد: ایلایت و کلرایت از جمله کانی‌های رسی عمده در خاک‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشند که در تمام نمونه‌های مورد بررسی حضور دارند و فراوانی نسبی آنها تقریباً در تمامی خاکرخ‌های مورد مطالعه یکسان می‌باشد و تغییرات اندکی با عمق نشان می‌دهند (شکل ۲، جدول ۲). با توجه به حضور مقادیر نسبتاً زیاد ایلایت در مواد مادری (افق‌هایC) خاکرخ‌های مورد مطالعه و تغییرات نسبتا کم این کانی در طول خاکرخ‌ها، به نظر می‌رسد ایلایت در این خاک‌ها عمدتاً منشأ توارثی داشته و از مواد مادری خاک به ارث رسیده است. عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) با مطالعه کانی‌شناسی خاک‌های گچی جنوب تهران نیز منشأ ایلایت را موروثی گزارش کردند. هاشمی و همکاران (Hashemi *et al.*, 2013) و اولیایی و همکاران (Owliaie et al., 2006) نیز با بررسی منشأ ایلایت در خاک‌های گچی، منشأ این کانی را موروثی گزارش کردند. الدباس و همکاران (Al-Dabbas *et al.*, 2010) در مطالعات خود بر روی خاک‌های گچی سامرا و کربلا، توزیع یکنواخت کانی-های رسی ایلایت، کلرایت و کائولینایت در خاک‌های مورد مطالعه خود را دلیل توارث این کانی‌ها از سنگ مادر گزارش کرده‌اند.



شکل ۲- دیفراکتوگرام‌های اشعه X در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه. الف) افق C1 خاکرخ ۵، ب) افق A خاکرخ ۱، ج) افق Byy خاکرخ ۱ و د) افق Bky خاکرخ ۹

Figure 2- X-ray diffractograms of some of studied soils. a) C1 horizon of profile 5, b) A horizon of profile 1, c) Byy horizon of profile 1, and d) Bky horizon of profile 9

جدول ۲- مقادیر نیمه‌کمی کانی‌های رسی در تعدادی از خاک‌های مورد مطالعه

Table 2- Semi quantitative values of clay minerals in some of studied soils

خاکرخ Profile	افق Horizon	کانی‌های رسی Clay minerals					
		ایلایت Illite	اسمکتایت Smectite	کائولینایت Kaolinite	کلرایت Chlorite	ورمی‌کولایت Vermiculite	پالی‌گورسکایت Palygorskite
	Ap	++	+++	++	++	+	-
1	Byy	++	++	++	+	-	+
	Cyy	+++	++++	++	+	-	+
	A	+++	++	++	++	-	+
5	Bky2	+++	+++	++	++	+	-
	C1	++++	+++	++	++	-	-
6	Ap	+++	++	++	++	-	-
	Ap	+++	+	++	++	+	-
7	Bky	+++	++	++	++	+	-
	Cy	++	+++++	++	+	-	-
	Ap	+++	+	++	++	-	-
9	Bk	++	++	++	++	+	-
	Bky	+++	++++	++	+	+	-

- < 1 % , - 1 % , + < 10% , ++ 10 -20 % , +++ 20-30% , ++++ 30-40% , +++++ > 50%

(Wilson, 1999)

همچنین با توجه به حضور کلرایت در افق‌های C خاکرخ-های مورد مطالعه، می‌توان اظهار داشت که کلرایت موجود در این خاک‌ها نیز منشأ توارثی دارد. مقدار کلرایت در خاک‌های مورد مطالعه تغییرات محسوسی با عمق نشان نداد که این امر حاکی از آن است که کلرایت در این خاک‌ها منشأ لیتوژنیک داشته و در خاک تشکیل نشده است و همچنین مقدار کلرایت در مقایسه با ایلایت کمترین میزان تغییر و تبدیل را متحمل شده است. بارنهیسل و برتسچ (Barnhisel & Bertsch, 1989) عقیده دارند در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک، منشأ کلرایت موروثی است. خرمالی و ابطحی (Khormali & Abtahi, 2003 & 2006)، و خادمی و مرموت (Khademi & Mermut, 1998) حضور کانی‌های کلرایت، میکا، کائولینایت و کوارتز در خاک‌های مرکزی ایران را به وجود آن در سنگ مادر و پایداری آن در شرایط تشکیل در محیط خاک نسبت داده‌اند. عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011)، هاشمی و همکاران (Hashemi *et al.*, 2013) و اولیایی و همکاران (Owliaie *et al.*, 2006) نیز منشأ کلرایت را در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک موروثی گزارش کرده‌اند. رضاپور و همکاران (Rezapour *et al.*, 2009 & 2013)، فرپور و همکارن (Farpoor *et al.*, 2002) و معاذالهی و همکاران (Moazeallahi *et al* ., 2012) نیز منشأء توارث را برای این کانی در خاک‌های مختلف ایران گزارش کردند.

بررسی دیفراکتوگرامهای اشعه X (شکل ۲) نشان داد که کائولینایت نیز همانند کلرایت در تمام خاکرخ‌های مورد مطالعه وجود دارد و در طول تمامی افق‌ها و خاکرخ‌های مورد مطالعه، فراوانی نسبی آن تقریباً ثابت می‌باشد. با توجه به حضور مقادیر بالای کائولینایت در مواد مادری خاکرخ‌های مورد مطالعه و اینکه تغییرات آن در طول خاکرخ‌ها کم می‌باشد (شکل ۲، جدول ۲)، می‌توان اظهار داشت که احتمالاً کائولینایت موجود در خاک‌های منطقه مورد مطالعه منشأ موروثی دارد. پژوهشگران وجود کائولینایت در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران را مانند بسیاری از خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان ناشی از توارث از مواد مادری می‌دانند (Khormali *et al.*, 2001 & 2003 & 2005; Hashemi *et al.*, 2013; Azizi *et al.*, 2011; Owliaei *et al.*, 2006; Abtahi & Solhi, 1992). از طرفی شرایط منطقه برای تشکیل پدوژنیک کائولینایت مهیا نیست. چرا که کائولینایت معمولاً تحت شرایط گرم و مرطوب و دامنه هوادیدگی شدید تشکیل می‌شود و امکان تشکیل کانی کائولینایت در اقلیم‌های خشک وجود ندارد (Joliceour *et al.*, 2000; Khormali *et al.*, 2003; Khademi & Mermut, 1998; Farpoor *et al.*, 2002; Azizi *et al.*, 2011; Hashemi *et al.*, 2013). همچنین شرایط منطقه مورد مطالعه شامل اقلیم خشک، هوازدگی و آبشویی کم و غلظت بالای کاتیون‌های بازی موجود در این خاک‌ها می‌باشد که بر خلاف شرایط لازم برای تشکیل پدوژنیک این کانی است. بنابراین باتوجه به این موارد، کائولینایت موجود در خاک‌های منطقه مورد مطالعه در این پژوهش منشأ موروثی دارد. بر اساس نتایج مطالعات کانی‌شناسی (شکل ۲، جدول ۲) اسمکتایت یکی از غالب‌ترین کانی‌های رسی در خاک‌های مورد مطالعه می‌باشد. سه منشأ عمده برای حضور اسمکتایت‌ها در خاک‌ها ارائه شده است که عبارتند از الف) منشأ توارثی ب) نوتشکیلی از محلول خاک ج) تغییر شکل کانی‌های رسی دیگر (Milot & Camez, 1963; Manafi, 2010; Hashemi *et al.*, 2013). با توجه به اینکه مواد مادری (افق‌های C) خاکرخ‌های مورد مطالعه (شکل ۲-الف، جدول ۲) حاوی مقادیری اسمکتایت می‌باشند، از این رو می‌توان یک منشأ توارثی برای بخشی از اسمکتایت موجود در خاک‌های مورد مطالعه در نظر گرفت. عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) با مطالعه خاک‌های گچی جنوب تهران، منشأ اسمکتایت را توارث از سنگ مادر گزارش کرده‌اند. اولیایی و همکاران (Owliaie *et al.*, 2006) نیز با مطالعه خاک‌های گچی جنوب ایران منشأ اسمکتایت را موروثی گزارش کرده‌اند. با وجود این با توجه به حضور مقادیر زیاد اسمکتایت در خاک‌های مورد مطالعه و مقدار بسیار زیاد اسمکتایت در خاک‌ها در مقایسه با مقادیر کم آن در مواد مادری، می‌توان اظهار داشت که حضور این مقدار اسمکتایت در خاک‌ها نمی‌تواند به تنهایی از مواد مادری ناشی شده باشد. لذا بایستی سایر مکانیسم‌های تشکیل اسمکتایت از جمله تغیر شکل سایر کانی‌ها و همچنین نوتشکیلی را مد نظر قرار داد. تشکیل اسمکتایت از کانی‌های ایلایت، کلرایت و پالیگورسکایت در خاک‌های گچی مناطق خشک و نیمه‌خشک توسط پژوهش‌گران زیادی گزارش شده است (Abtahi, 1980; Mahjoory, 1975; Manafi, 1020). در اغلب نمونه‌ها افزایش اسمکتایت با کاهش جزئی ایلایت همرا بوده است که این امر را می‌توان به هوادیدگی ایلایت و تبدیل آن به

اسمکتایت نسبت داد. از طرفی در دیفراکتوگرام‌های اشعه X خاک‌های مورد مطالعه، پیک‌های ۱۰ آنگستروم متقارن نیستند و دارای شانه‌ای به طرف زوایای 2θ کوچکتر هستند که همین امر بیانگر هوازدگی ایلایت و تبدیل آن به کانی‌های ۱۴ آنگستورمی، از جمله اسمکتایت می‌باشد (Owliaei *et al.*, 2006; Manafi, 2010; Rezapour & Samadi, 2012; Hashemi *et al.*, 2013). علاوه بر این، در افق Cyy خاکرخ ۱ نسبت به افق Byy، از مقدار پالیگورسکایت کاسته شده و به مقدار اسمکتایت افزوده شده است (جدول ۲) که این فرآیند نیز بیانگر تشکیل اسمکتایت در نتیجه تغییر شکل پالیگورسکایت می‌باشد. نورمندی‌پور و همکاران (Normandypoor *et al.*, 2012) با مطالعه خاک‌های گچی منطقه کشکوئیه کرمان، تشکیل اسمکتایت در این خاک‌ها را نتیجه تغییر شکل پالی‌گورسکایت به اسمکتایت گزارش کرده‌اند. در اغلب خاکرخ‌های مورد مطالعه که حاوی مقادیر زیادی گچ می‌باشند، مقدار اسمکتایت موجود در بخش رس خاک‌ها نیز زیاد می‌باشد. با توجه به حلالیت بالای گچ، احتمالاً انحلال گچ و افزایش غلظت کاتیون‌های بازی، منجر به تشکیل اسمکتایت در این خاک‌ها شده است که این امر نشانگر این است که احتمالاً فرآیند نوتشکیلی نیز در تشکیل اسمکتایت در خاک‌های مورد مطالعه دخالت دارد. شرایط لازم برای نوتشکیلی اسمکتایت شامل pH بالا، زهکشی ضعیف، بالا بودن غلظت کاتیون‌های بازی در محلول خاک (Milot & Camez, 1963; Manafi, 2010; Hashemi *et al.*, 2013; Khormali *et al.*, 2003) می‌باشد. از آنجا که شرایط زهکشی ضعیف در منطقه مورد مطالعه ما وجود ندارد، لذا احتمالاً حضور مقدار فراوان گچ و حلالیت بالای گچ باعث نوتشکیلی اسمکتایت در خاک‌های مورد مطالعه شده است. بدین صورت که گچ در اثر آبیاری و بارندگی انحلال یافته و مقدار فراوانی کاتیون‌های بازی در اثر انحلال گچ وارد محلول خاک شده و شرایط را برای نوتشکیلی اسمکتایت فراهم آورده است. با توجه به مطالب بالا، می‌توان نتیجه‌گیری نمود که در خاک‌های مورد مطالعه، اسمکتایت احتمالاً دارای هر سه منشأ موروثی، تغییر شکل و نوتشکیلی می‌باشد. ورمی‌کولایت کانی رسی دیگری است که به مقدار کم در خاک‌های مورد مطالعه شناسایی شد و از آنجا که این کانی در مواد مادری (افق‌های C) خاکرخ‌های مورد مطالعه شناسایی نشده است (شکل ۲- الف، جدول ۲)، لذا ورمی‌کولایت در خاک‌های مورد مطالعه منشأ موروثی ندارد و در خاک تشکیل شده و دارای منشأ پدوژنیک می‌باشد. طبق اظهارات منافی (Manafi, 2010)، طی فرآیند تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت، ورمی‌کولایت نیز به عنوان یک کانی حد واسط تولید می‌شود. لذا با افزایش میزان اسمکتایت در نتیجه فرآیند تغییر شکل، مقدار ورمی‌کولایت نیز افزایش می‌یابد. در خاک‌های مورد مطالعه اغلب پیک‌های ۱۰ آنگستورمی در این خاک‌ها نامتقارن بوده و دارای شانه‌ای به طرف زوایای 2θ بالاتر هستند. این امر می‌تواند بیانگر هوازدگی ایلایت و تبدیل آن به کانی‌های دیگر از جمله اسمکتایت و ورمی‌کولایت باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در این خاک‌ها، ورمی‌کولایت در اثر تغییر شکل ایلایت و عمدتاً به عنوان یک محصول حد واسط در خلال تبدیل ایلایت به اسمکتایت تشکیل شده و دارای منشأ پدوژنیک می‌باشد. خرمالی و ابطحی (Khormali & Abtahi, 2003) و الدباس و همکاران (Al-Dabbas *et al.*, 2010) نیز تشکیل ورمی‌کولایت را نتیجه تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت گزارش کرده‌اند. بر اساس نتایج مطالعات کانی‌شناسی، کانی پالی‌گورسکایت نیز یکی از کانی‌های حاضر در خاک‌های مورد مطالعه، مخصوصاً خاک‌های حاوی مقادیر زیاد گچ می‌باشد (شکل ۲- ج، جدول ۲). با توجه به اینکه در مواد مادری (افق‌های C) خاکرخ‌های مورد مطالعه (شکل ۲- الف، جدول ۲)، پالی‌گورسکایت وجود ندارد، لذا پالی‌گورسکایت موجود در خاک‌های مورد مطالعه منشأ موروثی ندارد و دارای منشأ پدوژنیک می‌باشد. بررسی دیفراکتوگرام‌های اشعه X نشان داد که در برخی از خاکرخ‌های مورد مطالعه، تغییرات اسمکتایت و پالیگورسکایت روند معکوسی دارند. به عنوان مثال در افق A خاکرخ ۱ (شکل ۲- ب، جدول ۲) اسمکتایت غالبترین کانی رسی است و در این افق کانی پالی‌گورسکایت شناسایی نگردید. ولی در افق Byy همین خاکرخ از شدت پیک اسمکتایت کاسته شده و پیک ۱۰/۴ آنگستورمی مربوط به پالی‌گورسکایت ظاهر شده است (شکل ۲- ج، جدول ۲). لذا می‌توان اظهار داشت که در این افق احتمالاً کانی پالی‌گورسکایت در اثر تغییر شکل کانی انبساط‌پذیر اسمکتایت تشکیل شده است. یکی دیگر از مکانیسم‌های احتمالی تشکیل پالی‌گورسکایت در خاک‌های مورد مطالعه

را می‌توان به نوتشکیلی از محلول خاک نسبت داد. با توجه به اینکه در خاک‌های مورد مطالعه کانی پالی‌گورسکایت در افق‌هایی با بیشترین مقادیر گچ شناسایی شده است، می‌توان حضور گچ در این افق‌ها را به عنوان یکی از عوامل موثر در تشکیل پالی‌گورسکایت در این خاک‌ها ذکر کرد. به این ترتیب که به دلیل حلالیت نسبتاً بالای گچ، احتمالاً انحلال گچ توسط آب‌های ناشی از بارندگی در فصول مرطوب، از طریق فراهم نمودن مقادیر نسبتاً زیاد کاتیون-های بازی نظیر منیزیم، شرایط لازم برای تشکیل پدوژنیک پالی‌گورسکایت را فراهم آورده است. لذا احتمالاً یکی دیگر از مکانیسم‌های تشکیل پالی‌گورسکایت در خاک‌های مورد مطالعه را می‌توان نوتشکیلی بیان کرد. حضور پالی‌گورسکایت اغلب با حضور گچ در خاک‌ها مرتبط است. همراهی پالی‌گورسکایت و گچ نشان‌دهنده این است که بعد از رسوب اولیه گچ، نسبت منیزیم به کلسیم و به دنبال آن pH نیز بالا رفته است (Velde, 1975). مطالعات خادمی و همکاران (Khademi *et al.*, 1999) نشان داده است که پس از تبلور گچ در محیط‌های دریاچه‌ای قدیمی، نسبت منیزیم به کلسیم در آب افزایش یافته و شرایط برای تشکیل کانی پالی‌گورسکایت به‌صورت نئوژن در سواحل قدیمی (پدیمنت سنگی) مهیا گردیده است. ولی در اثر ادامه تبخیر و تبلور گچ و تشکیل پالی-گورسکایت از یک سو و پایین افتادن سطح آب دریاچه از سوی دیگر، پس از مدتی نسبت منیزیم به کلسیم کاهش یافته و بنابراین شرایط برای تشکیل خاکساز اسمکتایت در سطوح ژئومورفولوژی پایین‌تر فراهم شده است. اگر چه حلالیت کمتر آهک در مقایسه با گچ به حفظ بلورهای پالی‌گورسکایت در افق‌های کلسیک و در مجاورت بلورهای کلسایت کمک می‌کند، اما اصولاً میزان پالی‌گورسکایت در خاک‌های گچی بیش از خاک‌های آهکی است (Owliaie *et al.*, 2006). عزیزی و همکاران (Azizi *et al.*, 2011) با مطالعه خاک‌های گچی جنوب تهران منشأ پالی‌گورسکایت را تغییر شکل ایلایت و همچنین نوتشکیلی گزارش کردند. هاشمی و همکاران (Hashemi *et al.*, 2013) منشأ پالی-گورسکایت را در خاک‌های گچی استان فارس نوتشکیلی و موروثی گزارش کرده‌اند. ال‌دباس و همکاران (Al-Dabbas *et al.*, 2010) با مطالعه خاک‌های گچی سامرا و کربلا کانی پالی‌گورسکایت را به عنوان کانی رسی غالب با منشأ پدوژنیک در این خاک‌ها شناسایی کردند. بررسی دیفراکتوگرامهای اشعه X خاک‌های مورد مطالعه نشان داد که نوع کانی‌های رسی غالب در خاکرخ‌های مختلف متفاوت می‌باشد. بدین ترتیب که در خاکرخ‌های ۱ تا ۵ که دارای بیشترین مقدار گچ می‌باشند، غالبترین کانی شناسایی شده اسمکتایت می‌باشد و پالی‌گورسکایت نیز در این خاکرخ‌ها شناسایی شده است. در خاکرخ ۲، علیرغم اینکه اسمکتایت غالب‌ترین کانی است، مقدار اسمکتایت و پالی‌گورسکایت نسبت به خاکرخ ۱ کاهش یافته است. روند کاهش مقدار کانی اسمکتایت و پالی‌گورسکایت با کاهش مقدار گچ تا خاکرخ ۶ ادامه دارد که این امر نشان دهنده همبستگی مثبت بین مقدار گچ و مقدار کانی‌های پالی‌گورسکایت و اسمکتایت می‌باشد. در خاکرخ‌های ۶ تا ۹ که کمترین مقدار گچ اندازه‌گیری شده است (جدول ۱)، کانی ایلایت به عنوان غالب‌ترین کانی شناسایی شده است (جدول ۲). لذا می‌توان اظهار داشت که کانی‌شناسی رس خاک‌های مورد مطالعه تحت تأثیر مقدار گچ خاک‌ها می-باشد. به نحوی که در خاک‌های محتوی بیشترین مقدار گچ، بیشترین مقدار اسمکتایت و همچنین پالی‌گورسکایت حضور دارد و با کاهش مقدار گچ در خاک‌ها، از مقدار اسمکتایت و پالی‌گورسکایت کاسته شده است و خاک‌های محتوی کمترین مقادیر گچ محتوی اسمکتایت به مراتب کمتری هستند و علاوه بر این، در این خاک‌ها پالی-گورسکایت نیز مشاهده نگردیده است.

نتیجه‌گیری کلی

خاک‌های گچی بخش نسبتاً وسیعی را در شمال ارومیه به خود اختصاص داده‌اند و برخلاف اینکه این خاک‌ها بخشی از منابع طبیعی، اراضی زراعی و سکونتگاه مردمان منطقه را در بر گرفته‌اند، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. نتایج این پژوهش نشان داد که اغلب ویژگی‌های مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی این خاک‌ها تحت تأثیر حضور گچ قرار گرفته است. این تأثیرات شامل رنگ روشنتر، بافت سبکتر، کربن آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی کمتر، و قابلیت هدایت الکتریکی بیشتری در خاک‌های با مقادیر بیشتر گچ شده است و با کاهش مقدار گچ خاک‌ها (از خاکرخ ۱ تا ۹) کمیت پارامترهای ذکر شده تغییر می‌یابد و خاک‌های حاوی مقادیر کمتر گچ (خاکرخ‌های ۶ تا ۹) محتوی رنگ‌های تیره‌تر، بافت سنگین‌تر، کربن آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی بیشتر و قابلیت هدایت الکتریکی

کمتری هستند. ظرفیت تبادل کاتیونی کم این خاک‌ها به مواد آلی کمتر، حضور گچ و نوع کانی‌شناسی رس نسبت داده شد. بیشترین مقدار اسمکتایت در خاک‌هایی با بیشترین مقدار گچ حضور داشت و کانی پالی‌گورسکایت تنها در خاک‌های با مقادیر بالای گچ شناسایی شد. احتمالاً حضور مقدار فراوان گچ و حلالیت بالای گچ باعث نوتشکیلی اسمکتایت و مقادیر بیشتر این کانی در خاک-های مورد مطالعه شده است. همچنین نوتشکیلی پالی-گورسکایت از محلول خاک‌های مورد مطالعه نیز سبب حضور بیشتر این کانی در خاکهای با گچ زیاد شده است. در حالیکه در خاک‌هایی که محتوی گچ کمتری بودند، کانی‌های ایلایت و کلرایت غالب بودند و در این خاک‌ها پالی‌گورسکایت نیز شناسایی نشد.

References

Abdelgavad G.M., 1992. Gypsiferous soil properties and management. The Arab center for the studies of arid zones and dry lands. Damascus, Syrian Arab Republic, 68p.

Abtahi A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent materials under semiarid condition in Iran. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 329-336.

Abtahi A., and Solhi M. 1992. The effect of topography and time on the formation of soil in calcareous parent material under semiarid climate in Bajgah region. Proceedings of 3rd Iranian soil science congress. 5-8 September 1992. Karaj. Iran.

Al-Dabbas M.A., Schanz T., and Yassen M. J. 2010. Comparison of gypsiferous soils in Samara and Karbala areas, Iraq. *Iraqi Bulletin of Geology and Mining*, 6 (2): 115- 126.

Azizi P., Mahmoodi Sh., Torabi H., Masihabadi M.H., and Homaee M. 2011. Morphological, Physico-Chemical and clay mineralogy investigation on gypsiferous soils in southern of Tehran, Iran. *Middle-East Journal of Scientific Research*, 7 (2): 153-161.

Aznar J.M., Poch R.M., and Badia D. 2013. Soil catena along gypsecous woodland in the middle Ebro Basin: soil properties and micromorphology relationships. SJSS. *Spanish Journal of Soil Science*, Vol. 3, Issuel. 28-44.

Banaei M.H., Moameni A., Bybordi M., and Malakouti M.J. 2005. The Soils of Iran, Soil and Water Researcher Institute, 500p.

Barnhisel R.I., and Bertsch P.M. 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. P 729-788, In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), Minerals in Soil Environments. Second edition. *Soil Science Society of America*, SSSA Book Series, Vol. 1 Madison, WI, USA.

Baydaa H.M. 2004. Effect of soaking and leaching on collapsibility of gypseous soil. M.Sc Thesis , Building and Construction Department, University of Technology. Baghdad, Pp. 136.

Baydaa H.M., and Abd Farhan M. 2009. Decreasing permeability of gypsiferous soils by bentonite. *International Arab Science Journal*, 12: 17-23.

Biscaye P.E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of American Bulltain*, 76:803-831.

Boyadgiev T.G., and Verhey W.H. 1996. Contribution to utilitarian classification of gypsiferous soils. *Geoderma*, 74: 321-328.

Deer W.A., Howie R.A., and Zussman j. 1971. Rock forming minerals, sheet silicates. Vol. 3, Longman Publication, 270p.

Dixon J.B., and Weed S.B. 1989. Minerals in soil environments. Published by soil. Soil Science Society of America. Madison. Wis USA, pp. 1144.

Dultz S., and Ku¨hn P. 2005. Occurrence, formation, and micromorphology of gypsum in soils from the Central-German Chernozem region, *Geoderma*, 129: 230– 250.

Eswaran H., and Zi-Tong G. 1991. Properties, genesis, classification and distribution of soilwith gypsum. In Nettleton, W.D. (Ed). Occurrence, characteristic, and genesis of carbonate, gypsum and silica accumulation in soils. *Soil Science Society America*, Special Publication, 26: 89-119.

Farpoor M.H. 2002. The relationship between geomorphology and evolution of gypsiferous soils in rafsanjan region. PhD. Thesis of Soil Science. Agriculture faculty of Isfahan University of Technology. 71-92p. (In Persian)

Farzamnia P., Manafi Sh., and Momtaz H.R. 2015. Formation and evolution of soils formed on quaternary sediments in a part of Urmia plain. *Journal of soil Management and Sustainable Production*, 5 (2): 93-111. (In Persian)

Florea N., and Al-Jounmaa Kh. 1998. Genesis and classification of gypsifrous soils of the Middle Euphrates Floodpain, Syria. *Geoderma*, 87, 67-85.

Ghabour Th.K., Aziz A.M., and Rahim I.S. 2008. Anthropogenic impact of fertilization on gypsiferous soils. *American-Eurasian Journal Agricultural and Environmental Science*, 4 (4): 405-409.

Hashemi S.S., Baghernejad M., and Najafi Ghiri M. 2013. Clay Mineralogy of Gypsiferous Soils under Different Soil Moisture Regimes in Fars Province, *Journal of Agricultural Science and Technology*, 15: 1053-1068.

Herro J., and Porta J. 2000. The terminology and the concepts of gypsum-rich soils. *Geoderma*, 96:47-61.

Khademi H., and Mermut A.R. 1998. Source of palygorskite in gypsiferous Aridisols and associated sediments from central Iran. *Clay Minerals*, 33: 561-575.

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

Khormali F., and Abtahi A. 2001. Soil genesis and mineralogy of three selected regions of Fars, Bushehr and Khuzestan provinces of Iran, formed under highly calcareous conditions. *Iranian Journal of Agricultural Sciences*, 20: 67-82

Khormali F., and Abtahi A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province. *Clay Minerals*, 38: 511- 527.

Khormali F., and Abtahi A. 2005. Correlation of the clay mineral distributions in the sedimentary rocks of south and western Zagros, Iran. European Geoscinces Union. Vienna, Austria. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 00798.

Khresat S.A., and Qudah E.A. 2006. Formation and properties of aridic soils of Azraq Basin in northeastern Jordan. *Journal of Arid Environment*, 64: 116-136.

Kittrick J.A., and Hope E.W. 1971. A procedure for particle size separation of soil for X-ray diffraction. *Soil Science Society of American Journal*, 35: 621-626.

Kunze G.W., and Dixon J.B. 1996. Pretreatment for mineralogical analysis. In: Klute, A. (Ed.). Methods of soil analysis. Soil Science Society of America Book Series, Part 1. *Soil Science Society of America*. Madison, Wisconsin, USA, pp 91-100.

W.L. and Norwell, W.A. 1969. Development of a DTPA micronutrient soil test, Agronomy Abstracts. 1969: 84.

Lindsay W.L., Velk P.C.G., and Chein H.C. 1989. Phosphate minerals. In: Minerals in Soil Environments (2nd Ed.). Dixon, J.B., and S.B. Weed. Soil Science Society of America Book Series, No. 1. *Soil Science Society of America*, Madison, Wisconsin, USA, pp. 1089-1130.

Mahjoory R.A. 1975. Clay mineralogy, physical and chemical properties of some soil in arid region of Iran. *Soil Science Society of America journal*, 39:1157-1164.

Mahmoodi Sh. 1994. Properties and management of gypsiferous soils. 4th Soil Science Congress of Iran, Isfahan University of Technolog, pp: 29-31. Aug. 1994 (in Persian).

Mahmoodi Sh., and Haidari A. 1998. Classification and physiochemical properties of gypsiferous soils in southwest Gilanegharb area. *Iranian Journal of Agriculture Science*, 29(2): 299-308. (In Persian)

Manafi Sh. and Mahmoodi Sh. 2006. The effect of toposequence on physicochemical properties and classification of soils in jolbar region of Urmia-Iran. In: Yazar, A. and S. Tekin. (Eds). Keynote papers and Abstract book of international symposium on: Water and land management for sustainable irrigated agriculture. Cukurova University of Adana. Adana. Turkey, April 4-8, 2006.

Manafi Sh. 2008. Study of mineralogy and micromorphology of arid and semiarid soils and possibility of their use for paleoenvironment reconstruction in some parts of Southern alborz Qazvin). Ph.D Thesis. University of Tehran. 348p. (In Persian)

Manafi Sh., 2010. Mineralogical evidences of climate change in some semiarid soils of Southern, Urmia, Iran. *Soil Science Agrochemistry and Ecology*, 4:17-24.

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.

Milot G., and Camez T. 1963. Genesis of vermiculite and mixed-layer vermiculite in the evolution of the soils France. *Clays and Clay Minerals*, 10: 90-95.

Moazallahi M., and Farpoor M.H. 2009. Soil Micromorphology and Genesis along a Climotoposequence in Kerman Province, Central Iran. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 3(4): 4078-4084

Noormandipoor F., Farpoor M.H., and Sarcheshmehpoor M. 2012. Genesis, classification and clay mineralogy of saline and gypsiferous soils in Qashkooeiyeh- Anar region, Kerman. MSc Thesis. University of Shahid Bahonar Kerman, 280p.

Owliaie H.R., Abtahi A., and Heck R.J. 2006. Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed on gypsiferous and calcareous materials, on a transect, southwestern Iran. *Geoderma,* 134: 62-81.

Poch .R.M. 1992. Fabric and physical properties of soils with gypsic and hypergypsic horizons of the Ebro Valley, Ph.D Thesis Ghent, Belgium. 167p.

Porta J. 1996. Methodology and study thechniques of gypsum in soils. A review. Int. Symposium on Soils with gypsum. Lieida, Spain. 21-33.

Rezapour S., Taghipour. A., and Samadi A., 2013. Modifications in selected soil attributes as influenced by long-term continuous cropping in a calcareous semiarid environment. *Natural Hazards*, 69:1951-1966.

Sayegh A.H., Khan N.A., Khan P., and Ryan J. 1978. Factors affecting gypsum and cation exchange capacity determination in gypsiferous soils. *Soil Science*, 125: 294-300.

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.

Soil Survey staff. 2014. Keys to Soil Taxonomy. 12th Edition. USDA. NRCS. 360p.

Soltani Sisi G. 2005. Geological map of Iran, 1:100000 series, sheet No, 5065. Geological survey and mineral Exploration of Iran.

Tavakkoli M., Raeisi F., and Salehi M.H. 2008. The study of some indices of soil quality in almond gardens located in northern and southern slopes of Saman region, Shahrekord. *Journal of Science and Technology of agriculture and Natural Resources*, 15(3):31-44.

Toomanian N. 2011. Gypsiferous soils (properties and applications). Pelk press. 199 p.

Toomanian N., Jalalian A., and Eghbal M.K. 2001. Genesis of gypsum enriched soils in north-west Isfahan, Iran. *Geoderma*, 99: 199-224.

USDA-NRCS. 2004. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations. Report No, 42. Version 3, 693p.

Van Wambeke A.R. 2000. The Newhall simulation model for estimating soil moisture and temperature regimes. Department of crop and soil sciences. Cornell University, Ithaca, NY. USA. 9p.

Velde B. 1995. Origin and Mineralogy of Clays. Clay and the Environment: Springer Verlag, Berlin Heidelberg, Germany. 246p.

Wang D., Shi X., Wang H., Weindorf D.C., Yu. D., Sun W., Ren H., and Zhao Y. 2010. Scale effect of climate and soil texture on soil organic carbon in the uplands of northeast china, *Pedosphere*, 20:525-535.

Wilson M.J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, 34: 7-24.

Study of physico-chemical and mineralogical properties of gypsiferous soils in the north of Urmia

Leila Pashaei[1], Shahram manafi[2]*

(Received: July 2016 Accepted: Decembeer 2016)

Abstract

Gypsiferous soils comprise an important part of soil resources in arid and semiarid areas in the world and gypsum is the most common sulphate mineral in the soils of arid and semiarid areas. Accumulation of gypsum in the soils affect the most of physic-chemical, mineralogical and engineering properties of soils and in the most of cases results in serious problems for human activities. In this research, 9 soil profiles that all mostly located on the gypsiferous parent material in Nooshi Shahr region, were dug, described and sampled and their morphological, physical, chemical and mineralogical properties were determined using standard methods. Finally, soils were classified according to American soil taxonomy (2014). According to the results, gypsum content of soils varied from 62.91% in Cyy horizon of profile 1 to 2.91% in Ap horizon of profile 8 and each change in gypsum content of soils followed by variations in other properties of soils. Results showed that the soils with higher gypsum content had lighter color, lighter texture, lower values of organic Carbone and cation exchange capacity and higher values of electrical conductivity. These parameters reversely changed with decreasing of gypsum content of soils. Mineralogical studies revealed the presence of smectite, illite, chlorite, vermiculite and palygorskite as major clay minerals in these soils. The origin of illite, chlorite and kaolinite were related to the inheritance from parent material and the origin of vermiculite was related to the transformation of illite. Smectite group of clay minerals in these soils have been resulted from three origin of inheritance from parent material, transformation of other minerals (especially from illite) and neoformation. Palygorskite had pedogenic origin and has been formed in the soil via neoformation. The comparison of clay mineralogy of soils with different gypsum values revealed the presence of higher smectites in soils with higher gypsum and palygorskite was identified just in soils with higher gypsum. But, in soils with lower values of gypsum, illite and chlorite were the predominant clay minerals and palygorskite has not been identified in these group of soils. Finally, regarding to the effect of gypsum on morphological, physical, chemical and mineralogical properties of studied soils, in order to optimum use of these soils, revision in their management is necessary.

Keywords: Neoformation, Palygorskite, Smectite, Transformation

1- MSc Student, Department of Soil Science, Urmia University, Iran
2- Assistant Professor, Department of Soil Science, Urmia University, Iran
* Corresponding author Email: sh.manafi@urmia.ac.ir