تحقیقات آب و خاک ایران | دوره ۵۲ | شماره ۱۱ | بهمن ۱۴۰۰ (ص ۲۸۲۸-۲۸۱۵)

https://dx.doi.org/10.22059/ijswr.2021.331623.669088

(مقاله علمی - پژوهشی)

Mineralogy of *In Situ* Soils Developed from Basalt Weathering in an Arid-Semiarid-Semihumid Climosequence of Middle Alborz

ALIREZA RAHEB[1*], AHAMAD HEIDARI[1]

1. Department of Soil Science, College of Agriculture & Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran.

(Received: Oct. 2, 2021- Revised: Oct. 28, 2021- Accepted: Nov. 13, 2021)

ABSTRACT

Basalt is among igneous rocks that contains susceptible minerals to weathering minerals, and their weathering products are deposited as secondary minerals and different cations in the soil. Soils derived from basalt bedrock have many distinctive properties that are rarely found in other soils. Clay minerals constitute an important component of the soil system, and knowledge of their role in soil fertility is imperative for sustainable soil management and productivity. Therefore, the objective of the current study was to evaluate clay minerals formation of *in situ* soil derived from basalt in three different climate conditions. In the present study, physicochemical properties of 24 soil profiles, which formed on basalt rocks, were investigated in the arid, semi-arid, and semi-humid regions of middle Alborz and also mineralogical properties were studied in 6 profiles. X-ray diffraction analysis indicated that illite and smectite were the dominant minerals in the arid and semi-arid soils, respectively. Results revealed that the neosynthesis mechanism and deformation process of other minerals (especially illite) confirm the pedogenic formation of smectite soils in semi-arid regions. Evidence suggested that the illite in the studied soils had a pedogenic origin. Also, the vermiculite origin was to affected by the weathering of mica and chlorite within the three study areas.

Keywords: Smectite, X-ray Diffraction, Pedon, Igneous Rocks.

* Corresponding Author's Email: araheb@ut.ac.ir

کانی‌شناسی خاک‌های درجا توسعه‌یافته از هوازدگی بازالت در یک ردیف اقلیمی خشک-نیمه‌خشک-نیمه-مرطوب البرز میانی

علیرضا راهب[1*]، احمد حیدری[1]

۱. گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکدگان کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، کرج، ایران.

(تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۷/۱۰- تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۸/۶- تاریخ تصویب: ۱۴۰۰/۸/۲۲)

چکیده

بازالت‌ها از جمله سنگ‌های آذرین حاوی کانی‌های حساس به هوازدگی هستند که محصولات هوازدگی آنها به‌صورت کانی های ثانویه و مواد محلول مختلف در آمده و خصوصیات کانی‌شناسی ویژه‌ای ایجاد می‌کنند که به ندرت در سایر خاک‌ها یافت می‌شوند. کانی‌های رسی بخش مهمی از سیستم خاک را تشکیل می‌دهند و در حاصلخیزی، مدیریت و بهره وری پایدار خاک نقش دارند. هدف از این مطالعه بررسی تشکیل کانی‌های رسی در خاک‌های درجا تشکیل یافته از بازالت در سه اقلیم مختلف است. در این تحقیق ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های تشکیل شده بر روی سنگ مادر بازالت در ۲۴ خاکرخ در یک ردیف اقلیمی در سه منطقه خشک، نیمه‌خشک و نیمه مرطوب البرز میانی مورد مطالعه قرار گرفت و سپس خصوصیات کانی شناسی در شش خاکرخ مطالعه شد. تحلیل پراش‌نگاشت‌های اشعه X نشان داد که در خاک‌های مناطق خشک ایلایت و در مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب اسمکتایت کانی‌های غالب هستند. فرایندهای نوتشکیلی (رسوب از محلول) و تغییر شکل کانی‌ها (به ویژه ایلایت) در تشکیل اسمکتایت خاک‌ساخت در مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب نقش دارند. در خصوص ایلایت نیز، شواهد گویای منشا پدوژنیک آن در خاک‌های مورد مطالعه می‌باشد. منشا ورمی‌کولایت در سه منطقه مورد مطالعه نیز تحت تاثیر هوادیدگی میکا و کلرایت بوده است.

واژه‌های کلیدی: اسمکتایت، پراش نگاشت اشعه ایکس، خاکرخ، سنگ‌های آذرین.

مقدمه

شدت و نوع هوازدگی تحت تاثیر ترکیب مواد مادری خاک و نوع سنگ بستر می باشد. در خاک‌های جوان و نابالغ، ترکیب شیمیایی به شدت به وسیله ماده مادری کنترل می‌شود، در حالی که در خاک‌های بالغ منعکس‌کننده اثرات محیط هوازدگی است (Thanachit *et al*, 2006). کانی‌های سازنده سنگ و خاک بسته به ترکیب شیمیایی، سختی، شرایط تبلور و محیط هوازدگی دارای شرایط پایداری و مقاومت به هوازدگی خاص خود می‌باشند. شدت هوازدگی سنگ‌ها و محصولات حاصل از آن در اقلیم‌های مختلف متفاوت است. در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک برخلاف اقالیم مرطوب‌تر که بخش گسترده‌ای از ایران، در آن واقع شده است، درجه حرارت محیط نسبتاً بالا است، ولی بارندگی کمتر از تبخیر است، لذا آب کافی جهت هوازدگی شیمیایی سنگ‌ها و رسوبات وجود ندارد. بنابراین، سنگ‌ها غالبا به صورت فیزیکی هوازده می‌شوند (Caspari *et al*, 2006) و درجه تخریب کانی‌ها پایین می‌باشد (Abbasnejad, 2005)، البته باید در نظر داشت که بسته به نوع سنگ و ترکیبات موجود در آن شرایط متفاوت خواهد بود.

بازالت یک سنگ آذرین ریزدانه و بازی است که غنی از کانی‌های مافیک (اولیوین، پیروکسن و غیره) می‌باشند و به‌سرعت هوازده شده و ضمن آزادسازی عناصر سازنده خود مقدار زیادی رس ایجاد می‌کنند. محصولات هوازدگی آنها به‌صورت کانی‌های ثانویه و کاتیون‌های مختلف در خاک انباشته می‌شوند و مصرف این محصولات طی فرآیندهای مختلف به تشدید هوازدگی و تشکیل و تکامل خاک خواهد انجامید (Buol *et al*, 2011). در اثر هوازدگی بازالت مقدار قابل توجهی از کاتیون‌های بازی مانند کلسیم، پتاسیم، منیزیم و سدیم به صورت محلول درآمده و سریعا از خاک حذف می‌شوند و در مقابل آلومینیوم (Al^{3+})، آهن (Fe^{3+}) و سیلیسیم (Si^{4+}) در قالب کانی‌های ثانویه حفظ و نگهداری می‌شوند (Chorover *et al*, 2004; Chen *et al*, 2020). از هوازدگی بازالت مقدار زیادی کاتیون‌های Ca^{2+} و Mg^{2+} و Fe^{2+} و مقدار کمتری یون‌های سدیم و پتاسیم آزاد می‌شود که این کاتیون‌ها باعث تغییرات زیادی در کانی‌شناسی خاک‌ها می‌شوند. بازالت‌ها در پی فوران مواد آتشفشانی در انواع محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل می‌شوند و تفاوت در تشکیل سنگ‌ها منجر به طیف

* نویسنده مسئول: araheb@ut.ac.ir

وسیعی از کانی‌شناسی در آن‌ها می‌شود (Lewis *et al*, 2021).

کانی‌های رسی مهم‌ترین بخش معدنی خاک هستند و به دلیل سطح ویژه و خاصیت جذب بسیار بالا، به‌طور گسترده‌ای در برنامه‌های زیست محیطی مد نظر قرار دارند. به دلیل آب‌دوست بودن سایت‌های تبادلی کانی‌های رسی، سطح رویه رس ماهیت آب‌دوست دارد که باعث می‌شود تا رس‌های طبیعی، جاذب‌های با کارایی کم برای جذب ترکیبات آلی باشند (Gitipour *et al*, 2015). شناسایی کمی، کیفی و ترکیب ساختمانی کانی‌های رسی یکی از مهم‌ترین روش‌های تعیین توانایی ذاتی خاک است و اطلاعات ارزشمندی از وضعیت جذب، تثبیت رهاسازی کاتیون‌ها و آنیون‌ها در اختیار قرار می‌دهد (Torabi Gelsefidi *et* al, 2001) و (Hassannezhad *et al*, 2007). از طرف دیگر دانش کانی شناسی خاک در کنار مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی دیگر قادر است بسیاری از مشکلات پیچیده مدیریتی خاک‌ها و تشکیل و طبقه‌بندی خاک را پاسخگو باشد. با شناخت نوع کانی‌های خاک، تفسیر فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی و پایدار نگاه داشتن پتانسیل تولید خاک و اراضی ممکن می‌گردد (Churchman and Lowe, 2012). لذا شناخت انواع کانی‌های رسی و درک نحوه شکل‌گیری آن‌ها جهت بررسی مرحله هوادیدگی خاک و بسیاری از خصوصیات خاک که در رشد و نمو گیاه موثرند و همچنین در سایر کاربردهای اراضی تأثیر دارند، حائز اهمیت است (Kiani *et al*, 2007).

مطالعه کانی‌های خاک رس در محیط هوازدگی هنگام تشکیل خاک یکی از چالش برانگیزترین فعالیت‌هایی است که توسط کانی شناسان خاک دنبال می‌شود (Omdi *et al*, 2018). نوع کانی تشکیل شده در خاک تحت تأثیر دو عامل اقلیم و مواد مادری است. اقلیم در شدت هوادیدگی نقش اساسی دارد. به همین دلیل وجود ایلایت در خاک‌های مناطق خشک و سرد، اسمکتایت‌ها در خاک‌های معتدل آب و هوایی، کائولینایت در خاک‌های آب و هوایی نیمه حاره تا حاره و سرانجام اکسیدها در شرایط هوازدگی شدید حاره مرطوب غالب هستند (He *et al*, 2008). کانی‌های رسی تحت تأثیر عوامل هوادیدگی فیزیکی، شیمیایی و زیستی در خاک تشکیل می‌شوند (Shakeri and Abtahi, 2019). بر این اساس کانی‌های رسی به سه گروه کانی‌های رسی موروثی (منتقل شدن به خاک از مواد مادری بدون تغییر ساختاری)، کانی‌های رسی تغییر شکل یافته (تغییر شکل یافته در اثر هوادیدگی ملایم و دگرگونی) و کانی‌های رسی نوتشکیل (تشکیل یافته از محصولات هوازدگی کانی‌های اولیه) تقسیم می‌گردند (Najafinia *et al*, 2018) و به دلیل منشا مختلف کانی‌ها، خصوصیات و تفسیر کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و محیطی خاک یک کار پیچیده می‌باشد (Wang *et al*, 2021).

مطالعات کانی‌شناسی در خاک‌های مناطق خشک و نیمه-خشک حاکی از این است که علیرغم رطوبت کم و هوادیدگی جزئی خاک‌های این مناطق، کانی‌های رسی موجود در آن‌ها دارای تنوع کمی و کیفی می‌باشند. Baghernezhad (2000) گزارش داد که مهم‌ترین مکانیسم تشکیل کانی‌های رسی در خاک‌های مناطق خشک به ارث رسیدن آن‌ها از مواد مادری و در مناطق نیمه‌خشک به ارث رسیدن و تبدیل کانی‌های اولیه به ثانویه می-باشد. کانی‌های رسی به عنوان یکی از اجزای بنیادی خاک، نقش مهمی در چرخه‌های بیوشیمیایی ایفا نموده و با ایجاد واکنش با محیط بر فرآیندهای خاکسازی نظیر هوادیدگی و تشکیل خاک ها تاثیر بسزایی دارند. بنابراین، تهیه اطلاعات دقیق از کانی‌های رسی خاک در شرایط مختلف برای استفاده حداکثری از پتانسیل ویژه کانی‌ها در حاصلخیزی خاک و مدیریت دقیق مزرعه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (Khayamim *et al*, 2018).

در سال‌های گذشته مطالعاتی در سطح جهان در ارتباط با هوازدگی بازالت و خصوصیات کانی شناسی خاک صورت پذیرفته است، که از جمله این تحقیقات می‌توان به مطالعات انجام شده توسط Vingiani *et al*, (2004)، Mirabella *et al*, (2005)، He *et al*, (2008)، Vingiani *et al*, (2010)، Rasmussen *et al*, (2010)، Caner *et al*, (2014)، Waroszewski *et a*l, (2019)، Van Ranst *et al*, (2020)، Lewis *et al*, (2021)، Suarez *et al*, (2021) و Oyebanjo *et al*, (2021) اشاره کرد. اما به طور کلی مطالعات هوازدگی خاک‌های تشکیل شده بر روی بازالت در ایران محدود است و می‌توان این پژوهش را در کنار مطالعات Raheb (۲۰۱۷) و Karimzadeh (۲۰۱۹) از اولین موارد مطالعاتی در این زمینه دانست. با درنظر گرفتن مطالب فوق، هدف از این پژوهش بررسی میزان هوازدگی خاک‌های توسعه یافته بر روی سنگ مادری بازالت و شناسایی کانی‌های رسی خاک در سه زیست‌اقلیم خشک، نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب در خاک‌های درجا تشکیل یافته از سنگ مادر بازالت می‌باشد.

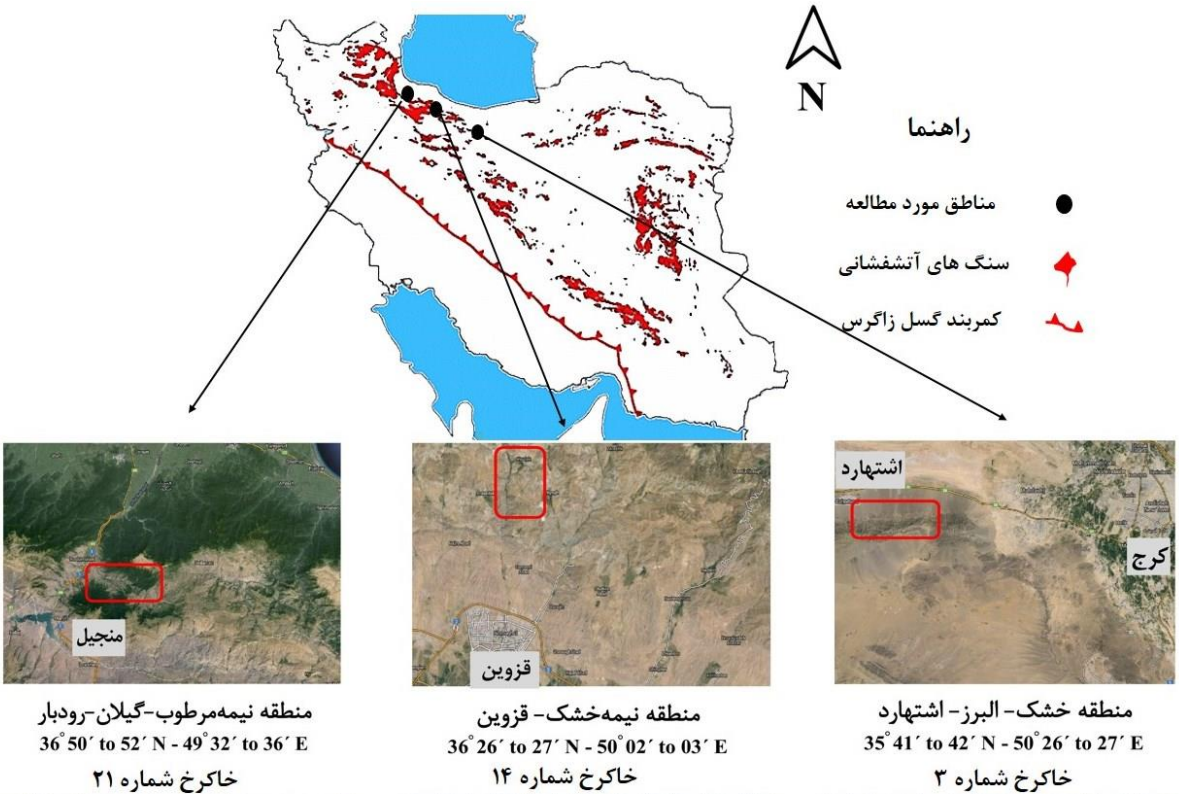
مواد و روش‌ها

این مطالعه در سه منطقه با خصوصیات ژئومورفولوژی مشابه و کاربری مرتعی از یک ردیف اقلیمی واقع در سه زیست‌اقلیم متفاوت در تشکیلات زمین‌شناسی بازالتی دوره ائوسن صورت گرفت (جدول ۱).

براساس شاخص دومارتن و شاخص خشکی محاسبه شده، منطقه خشک در شهرستان اشتهارد استان البرز، منطقه نیمه-خشک در شهرستان قزوین و منطقه نیمه‌مرطوب در شهرستان رودبار استان گیلان واقع می‌باشند (شکل ۱).

جدول ۱- موقعیت جغرافیایی، خصوصیات اقلیمی و رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک در منطقه مورد مطالعه

منطقه: اقلیم	رژیم رطوبتی	رژیم حرارتی	ارتفاع (m a.s.l)	میانگین بارندگی (mm)	میانگین دما (°C)	تبخیر و تعرق (mm)
اشتهارد: خشک	اریدیک تیپیک	ترمیک	۱۲۹۷-۱۳۳۰	۱۳۷/۷	۱۵/۶	۹۰۳/۲
قزوین: نیمه‌خشک	زریک خشک	ترمیک	۲۰۸۰-۲۲۰۰	۳۱۱/۲	۱۳/۹	۸۱۰/۱
رودبار: نیمه‌مرطوب	زریک تیپیک	مزیک	۲۲۰-۵۴۶	۳۹۰/۷	۱۱/۷	۶۵۰/۱



شکل ۱- موقعیت مناطق مورد مطالعه بر روی نقشه پراکنش سنگ‌های آتشفشانی ایران (Agard *et al*, 2011)

تمام خاکرخ‌های مورد مطالعه دارای زمین‌شناسی یکسان با سنگ مادر بازالت متعلق به دوره زمین‌شناسی ائوسن (منطقه خشک: تراکی‌بازالت مگاپورفیری، منطقه نیمه‌خشک: بازالت خاکستری تیره، تراکی‌بازالت و آندزی‌بازالت و منطقه نیمه‌مرطوب: گدازه‌های بازالتی) بودند (Sahandi and Soheili, 2005) و به‌صورت درجا تشکیل شده‌اند. پس از تعیین محدوده و بررسی نقشه‌های شیب، جهت شیب، ارتفاع و زمین‌شناسی منطقه، تعداد ۲۴ خاکرخ (۸ خاکرخ در هرمنطقه) انتخاب، حفر، تشریح و نمونه‌برداری گردید. تشریح خاکرخ‌ها براساس روش‌های استاندارد (USDA-NRCS, 2012) و رده‌بندی خاک‌ها نیز براساس رده‌بندی آمریکایی (Soil Survey Staff, 2014) صورت گرفت. خصوصیات فیزیکی و شیمیایی نمونه‌های دست خورده پس از هواخشک کردن و عبور دادن نمونه‌ها از الک ۲ میلی‌متری تعیین شدند. بافت به روش هیدرومتر، pHe و ECe در عصاره اشباع (Carter and Gregorich, 2008)، کربن آلی بر مبنای روش والکلی-بلاک و درصد کربنات کلسیم معادل با استفاده از روش کلسیمتری انجام گردیدند (Sparks, 1996). براساس نتایج حاصله از خصوصیات فیزیکوشیمیایی نمونه‌های مطالعه شده در ۲۴ خاکرخ و همچنین با در نظر گرفتن رده بندی خاک‌ها براساس سیستم رده بندی آمریکای و با توجه به اهداف این پژوهش، تعداد ۶ خاکرخ شاهد (۲ خاکرخ در هر منطقه) برای آنجام آزمایشات تخصصی کانی‌شناسی نمونه خاک و سنگ مادر انتخاب گردید.

برای بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی املاح محلول، آهک، کربن آلی و اکسیدهای آهن آزاد به‌ترتیب توسط آب مقطر، استات سدیم (pH=۵/۲)، آب اکسیژنه ۳۰ درصد و سیترات دی‌تیونات بی‌کربنات (CDB) (Kunze and Dixon, 1986) حذف شدند. پراش‌نگاشت‌های نمونه‌های اشباع شده با منیزیم و پتاسیم همچنین نمونه‌های اشباع از منیزیم و خیسانده شده در گلیسرول و نمونه‌های اشباع از پتاسیم و حرارت داده شده در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس با استفاده از دستگاه تفرق اشعه ایکس زیمنس

مدل D۵۰۰۰ با اشعه (λ =۱/۵۴۰۹ آنگستروم) CuKα در ولتاژ ۳۰ کیلو ولت و شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر تهیه شد. برای اندازه-گیری مقدار کل برخی عناصر در افق‌های خاک و سنگ بستر، مقدار ۴ گرم خاک (کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر) و یا سنگ آسیاب شده (کوچکتر از ۱۰۰ میکرومتر) با ۹/۰گرم موم (Hoescht wax) کاملاً مخلوط و تحت فشار ۱۵تن به قرص‌هایی با قطر ۳۲ میلی-متر تبدیل و با استفاده از دستگاه XRF (Spectro XEPOS) غلظت کل عناصر اندازه‌گیری گردید.

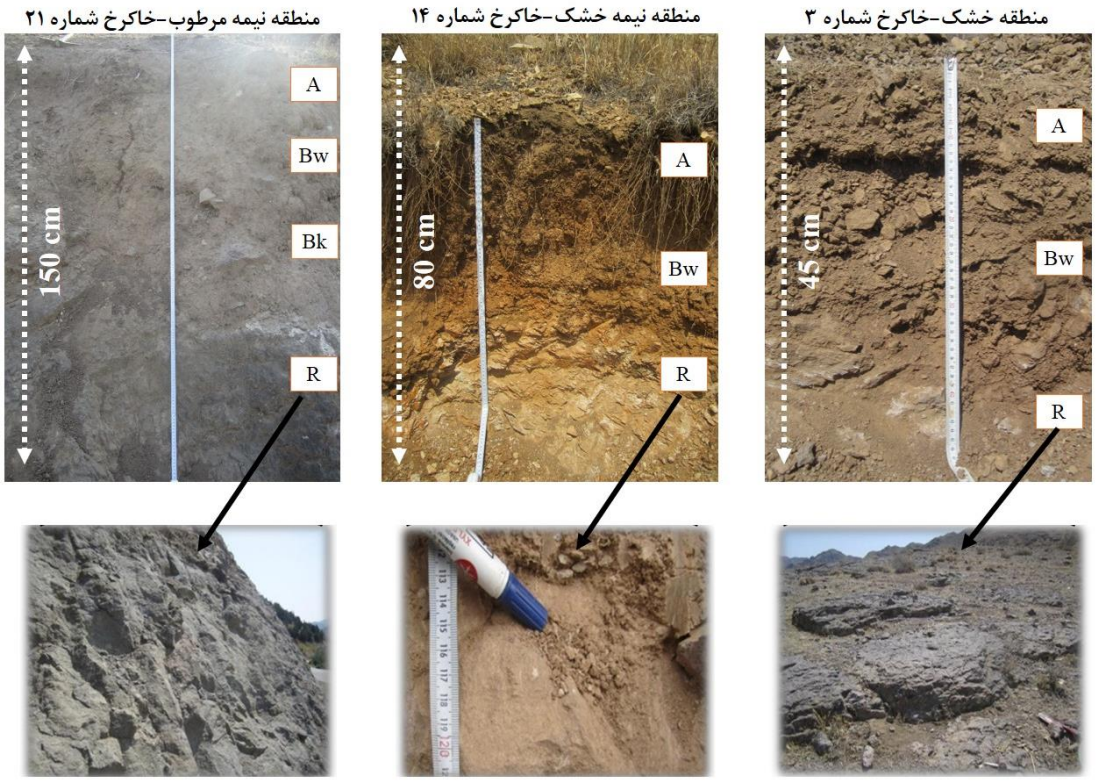
نتایج و بحث

خصوصیات فیزیکی و شیمیایی

جدول (۲) برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاکرخ‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. براساس نتایج، خاک‌های منطقه مورد مطالعه به‌ترتیب فراوانی در پنج رده اریدی‌سول، مالی‌سول، اینسپتی‌سول، انتی‌سول و آلفی‌سول رده‌بندی شدند. افق‌های مشخصهٔ شناسایی شده در این خاک‌ها شامل اپی‌پدون اکریک و مالیک در سطح‌الارض خاک‌ها و افق‌های زیر سطحی آرجیلیک، کلسیک و کمبیک می‌باشند. همانطور که ملاحظه می‌شود تفاوت بسیار زیادی در تکامل خاک‌ها در ردیف اقلیمی مطالعه شده از منطقه خشک تا نیمه‌مرطوب دیده می‌شود (شکل ۲). در منطقه خشک به لحاظ دمای بیشتر، بارندگی کمتر و وجود پوشش گیاهی با ریشه‌های ریز و خیلی ریز، و هوادیدگی کمتر خاک‌ها دارای عمق توسعه کم بوده و مقدار سنگریزه در آن‌ها بیشتر است و به عبارت دیگر خاک‌های مورد مطالعه، منطقه خشک دارای تحول و تکامل زیاد نبوده و نهایتاً دارای افق کلسیک می‌باشند. وجود صفت اسکلتال در رده‌بندی تا سطح فامیل تمام خاک‌های منطقه خشک گویای درصد سنگریزه بالا (بالاتر از ۳۵٪) می‌باشد. در حالی‌که در منطقه نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب میانگین بارندگی بالاتر و میانگین دمای سالیانه کمتر از منطقه خشک و وجود پوشش گیاهی با ریشه‌های ریز و خیلی ریز به مقدار بیشتر از منطقه خشک، خاک‌ها دارای تحول و تکامل بالاتری می‌باشند و عمق توسعه بیشتری نسبت به منطقه خشک با شاخص خشکی کمتر هستند. به طوری‌که در این مناطق با رژیم رطوبتی زریک، بارندگی بیشتر نسبت به منطقه خشک شرایط لازم جهت آبشویی و انتقال رس و تشکیل افق آرجیلیک را فراهم نموده است.

خاک‌های مورد مطالعه دارای دامنه تغییرات قابل توجهی از نظر بافت خاک بودند و از نظر فراوانی به ترتیب در کلاسهای بافت رسی> لوم رس شنی> لوم رسی > لوم شنی > لوم قرار داشتند و با تغییر اقلیم و افزایش میزان و شدت هوازدگی، رس بیشتری در اثر هوازدگی بازالت آزاد می‌شود که باعث سنگین تر شدن بافت خاک در نمونه های مورد مطالعه شده است (شکل ۳). pH اندازه‌گیری شده در عصاره اشباع در تمام نمونه‌های مورد مطالعه قلیایی بوده و مقادیر EC عصاره اشباع نیز از حداقل ۰/۲۷ dSm^{-1} تا ۳/۳۸ dSm^{-1} در منطقه نیمه‌خشک متغیر است. در اثر هوازدگی بازالت کاتیون‌های قلیایی همچون کلسیم، منیزیم و سدیم به سرعت آزاد شده و باعث افزایش pH خاک می‌شوند (Rasmussen et al, 2010; Tetsopgang, 2021)، از طرف دیگر نیز Raheb *et al*, (2016) گزارش دادند که در اثر هوازدگی بازالت و آزادسازی کاتیون‌های بازی، این ترکیبات با بی‌کربنات موجود در محلول خاک واکنش داده و کربنات‌ها را تولید می‌کنند که باعث افزایش pH خاک می‌شوند. مقدار کربن آلی در هر سه منطقه مورد مطالعه در افق‌های سطحی بیشتر از افق‌های زیرین بوده و با افزایش عمق کاهش می‌یابد و دامنه تغییرات آن در نمونه‌های مورد مطالعه بین حداقل ۰/۰۲تا ۱/۹۳ درصد است و حداکثر مقدار آن در افق سطحی خاکرخ‌های منطقه نیمه‌خشک با رده مالی‌سول و خاکرخ‌های منطقه نیمه مرطوب با رده اینسپتی سول و حداقل آن در افق‌های تحت‌الارضی خاکرخ‌های منطقه خشک با رده اریدی‌سول مشاهده شد. دمای بیشتر در منطقه خشک (میانگین سالیانه ۱۵/۶ درجه سانتیگراد) و بارندگی کمتر (میانگین سالیانه ۱۳۷/۷ میلی‌متر) پوشش گیاهی با تراکم ریشه کمتر از دو منطقه دیگر دیده شد (جدول ۱). در منطقه نیمه-مرطوب نسبت به مناطق خشک‌تر، تبخیر و تعرق کمتر، میانگین بارندگی بیشتر و پوشش گیاهی دارای تراکم متوسط تا زیاد است و در نتیجه میزان ماده آلی در ردیف اقلیمی مطالعه شده از مناطق خشک به سوی مناطق نیمه مرطوب افزایش یافت.

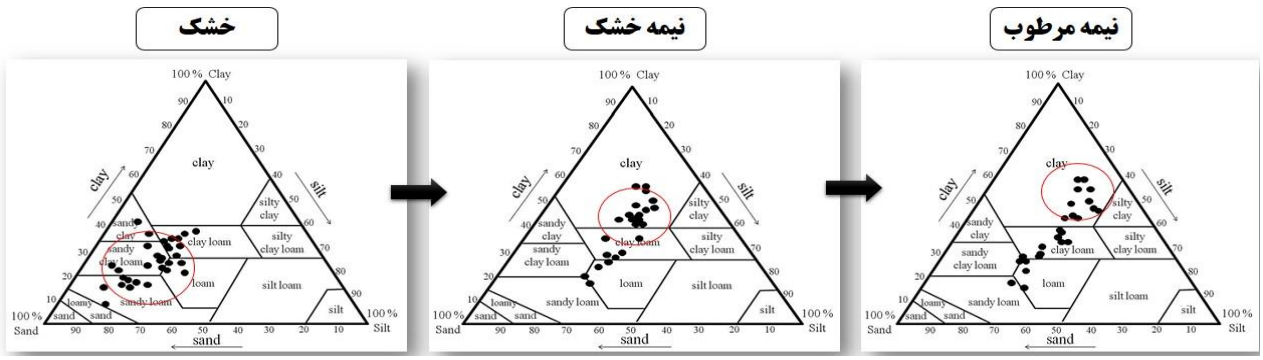
مقدار کربنات کلسیم معادل در هر سه منطقه مورد مطالعه برخلاف تغییرات کربن آلی در افق‌های سطحی کمتر از افق‌های زیرین بوده و با افزایش عمق افزایش می‌یابد و دامنه تغییرات آن در نمونه‌های مورد مطالعه بین مقادیر ناچیز (صفر) تا ۴۸ درصد متغیر است (جدول ۲). با توجه به فقدان کربنات در سنگ بستر اولیه، کل کربنات این خاک‌ها پدوژنیک هستند و اسیدی شدن محلول خاک در اثر انحلال CO_2 منجر به هوازدگی سریع‌تر بازالت و فراهمی کاتیون‌های قلیایی خاکی و در نهایت رسوب کربنات‌ها به اشکال مختلف در خاک می‌باشد (Raheb *et al*, 2017) و به-همین دلیل حداکثر آن در مناطق مرطوب‌تر مشاهده شد.



شکل ۲-تصویر خاکرخ‌های منتخب و سنگ مادر بازالتی مورد مطالعه در ردیف اقلیمی بررسی شده

جدول ۲- حداقل (Min)، حداکثر (Max) و میانگین (Mean) برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های مناطق مورد مطالعه

منطقه (غالبیت رده های خاک)		سنگریزه	جرم مخصوص ظاهری	شن	سیلت	رس	EC	pH	کربن آلی	کربنات کلسیم معادل
		%	gcm^{-3}		%		dSm^{-1}			%
خشک (اریدی‌سول> انتی‌سول)	Min	۲۹	۱/۱۲	۳۴	۸	۸	۰/۳۵	۸	۰/۰۲	ناچیز
	Max	۵۱	۱/۵۶	۷۷	۳۳	۴۲	۱/۷۹	۸/۵	۰/۵۳	۱۸/۶
	Mean	۴۰	۱/۳۲	۵۰/۵	۲۲	۲۵/۵	۰/۶۶	۸/۴	۰/۱۷	۷/۸
نیمه‌خشک (مالی‌سول> اینسپتی‌سول- آلفی‌سول)	Min	۲	۰/۹۲	۱۷	۲۲	۱۷	۰/۲۷	۸	۰/۳۳	ناچیز
	Max	۳۵	۱/۲۱	۵۴	۳۴	۵۸	۳/۳۸	۸/۶	۱/۹۳	۴۸
	Mean	۱۵	۱/۰۷	۲۸	۲۹	۴۴	۰/۵۸	۸/۳	۰/۸۲	۵/۶
نیمه مرطوب (اینسپتی‌سول > مالی‌سول> آلفی‌سول)	Min	۲	۰/۹۳	۱۱	۲۵	۱۵	۰/۲۹	۸/۲	۰/۱۸	۳
	Max	۲۲	۱/۱۹	۵۶	۳۹	۶۰	۱/۱	۸/۶	۱/۹۳	۳۸
	Mean	۹	۰/۹۹	۳۰	۳۱	۳۹	۰/۵۷	۸/۴	۰/۸	۱۶



شکل ۳- تغییرات کلاس بافتی خاک در ردیف اقلیمی مطالعه شده (اقلیم خشک تا نیمه‌مرطوب)

خصوصیات کانی شناسی

مطالعات کانی‌شناسی در خاک‌های مناطق مورد مطالعه حاکی از این است که علیرغم رطوبت کم و هوادیدگی جزئی خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک، کانی‌های رسی موجود در آن‌ها دارای تنوع کمی و کیفی می‌باشند. بر طبق نتایج کانی شناسی حاصله در برخی نمونه های مورد مطالعه و همچنین در نظرگرفتن مقادیر CEC اندازه‌گیری شده در نمونه‌های خاک و محاسبه CEC ظاهری، به طور کلی کانی اسمکتایت، کانی رسی غالب و کانی‌های مخلوط (اسمکتایت-ایلایت)، کائولینایت، ورمی‌کولایت، ایلایت و کلرایت کانی‌های مغلوب منطقه مورد مطالعه بودند (جدول ۳، شکل ۵). بر طبق نتایج به دست آمده در این تحقیق اسمکتایت فراوان‌ترین کانی رسی خاک‌های با رژیم رطوبتی زریک (به ویژه در افق سطحی) بوده و حدوداً بیش از دو برابر مقداری است که در خاک‌های با رژیم رطوبتی اریدیک تعیین شده است. برعکس در خاک‌های مناطق با رژیم رطوبتی اریدیک کانی ایلایت کانی غالب بوده و بسیار بیشتر از مقدار آن در خاک‌های با رژیم رطوبتی زریک است (شکل ۴). میزان اسمکتایت در افق‌های سطحی و زیرسطحی خاکرخ‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب حداکثر می‌باشد. در حالی‌که ایلایت در منطقه خشک در سطح خاک، بیشترین مقدار بوده و با افزایش عمق اندکی از میزان آن کاسته می‌گردد. با وجود این ایلایت در اعماق زیرین خاک سایر مناطق تغییرات کمی نشان می‌دهد و جزو کانی‌های مغلوب است. (جدول ۳). به‌طور کلی کانی‌های اسمکتایت، ایلایت، کانی‌های مخلوط (احتمالاً اسمکتایت-ایلایت)، ورمی‌کولایت، کائولینایت و کلرایت کانی‌های رسی مناطق مورد مطالعه بودند که در ادامه به منشاء احتمالی تشکیل آن‌ها پرداخته می‌شود.

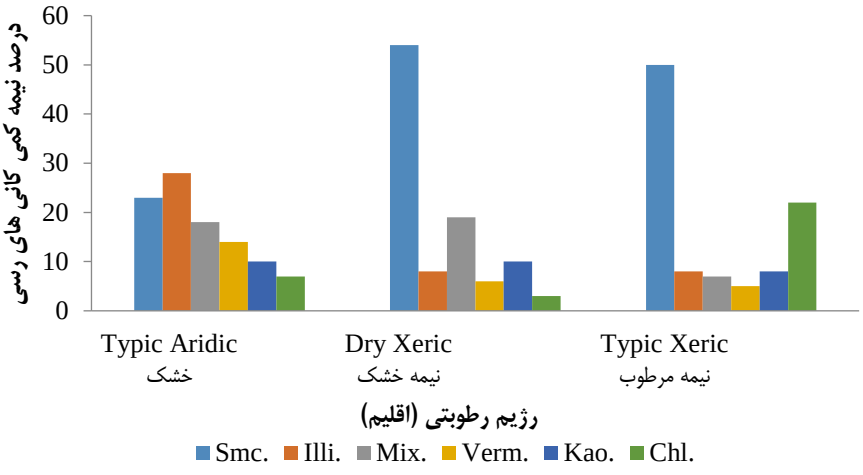
بر طبق نتایج کانی شناسی پودری در تمام نمونه‌های سنگ-های بازالت در مناطق سه‌گانه مورد مطالعه، وجود پیک بسیار قوی ۰/۳۳ نانومتر موید غالبیت کانی کوارتز می‌باشد. پیک قوی ۰/۴۲۳ و ۰/۳۰۲ نانومتر نیز اشاره به کانی میکروکلین از خانواده فلدسپار دارد. وجود پیک‌های ۰/۳۷۳ و ۰/۳۲ نانومتر در برخی نمونه‌های منطقه نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب بیانگر کانی آهن‌دار است (شکل ۵). به طور خلاصه نتایج کانی‌شناسی پودری سنگ در ۶ نمونه مورد بررسی در جدول (۳) آمده است. متفاوت بودن کانی شناسی پودری نمونه سنگ‌های متفاوت نیز به دلیل تفاوت در ترکیبات سنگ مادر بازالت در سه منطقه می‌باشد. به طوریکه در منطقه خشک ترکیبات زمین شناسی شامل تراکی‌بازالت مگاپورفیری بوده، در حالیکه در منطقه نیمه‌خشک بازالت خاکستری تیره، تراکی‌بازالت و آندزی‌بازالت و در منطقه نیمه‌مرطوب نیز ترکیبات گدازه‌های بازالتی به رنگ تیره مشاهده گردید.

جدول ۳- نتایج نیمه‌کمی کانی‌شناسی رس و سنگ مادر برخی خاکرخ‌های مطالعه شده

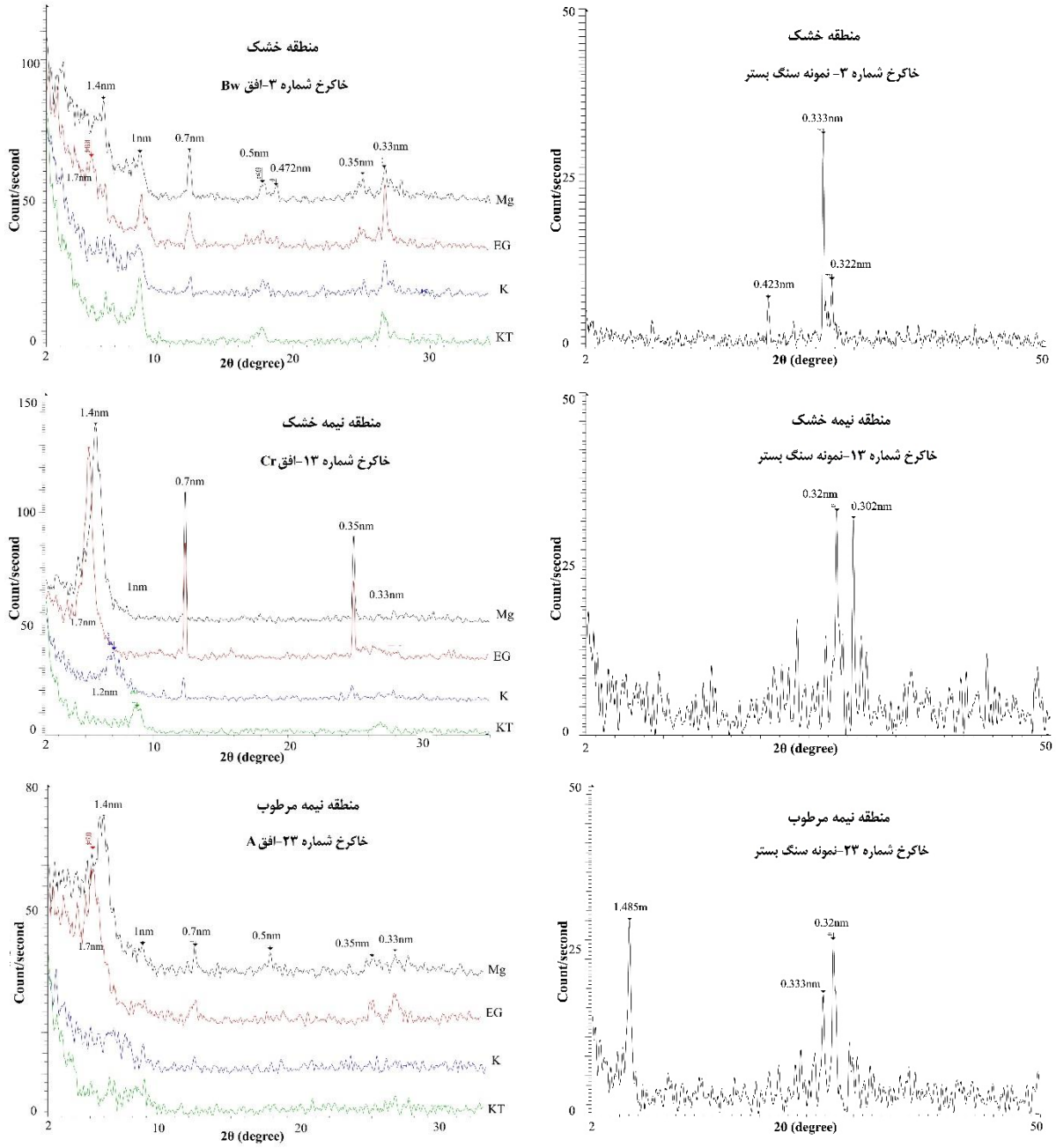
شماره خاکرخ /اقلیم	افق	کانی‌های رسی				
		اسمکتایت	ایلایت	ورمیکولایت	کلرایت	کائولینایت	مخلوط
خاکرخ ۳ خشک	A	***	**	**	*	**	-
	Bw	***	***	**	*	*	-
	R	کوارتز >> فلدسپار (میکروکلین)					
خاکرخ ۵ خشک	A	**	***	**	*	*	***
	Bk1	**	***	**	*	**	***
	Bk2	**	***	*	*	**	***
	R	کوارتز >> فلدسپار (میکروکلین)					
خاکرخ ۱۳ نیمه خشک	A	******	*	-	-	*	*
	Bk	******	*	*	-	*	*
	Cr	******	*	*	-	*	*
	R	کانی‌های آهن‌دار = فلدسپار (میکروکلین) > کوارتز					
خاکرخ ۱۷ نیمه خشک	A	***	**	-	*	**	***
	Bt	***	*	**	*	**	***
	Btk	***	*	**	*	**	***
	Bk	***	*	*	*	**	***
	R	کوارتز >> سایر کانی‌ها					
خاکرخ ۲۰ نیمه مرطوب	A	***	**	*	*	**	***
	Bk1	****	**	**	*	*	***
	Bk2	***	**	**	*	*	***
	R	کانی‌های آهن‌دار >> سایر کانی‌ها					
خاکرخ ۲۳ نیمه مرطوب	A	******	*	-	*	**	*
	Bk1	*****	*	*	*	*	***
	Bk2	*****	*	*	*	*	***
	R	کانی‌های آهن‌دار > کوارتز > سایر کانی‌ها					

Illi.: Illite, Mix.: Mixed Minerals, Smc.: Smectite, Kao.: Kaolinite, Ver.: Vermiculite, Chl.: Chlorite

*** < ۱۰ ** ۱۰-۲۰ *** ۲۰-۳۰ **** ۳۰-۵۰ ***** ۵۰-۷۰ ****** >۷۰**



شکل ۴- درصد نیمه‌کمی کانی‌های رسی در مناطق سه گانه با رژیم رطوبتی مختلف



شکل ۵- پراش‌نگاشت اشعه X برخی از نمونه های خاک و سنگ بستر مورد مطالعه در مناطق خشک، نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب

اسمکتایت

توپوگرافی پست، زهکشی ضعیف و مواد مادری بازی غنی، شرایط شیمیایی مطلوب از قبیل pH زیاد، فعالیت بالای سیلیس و فراوانی کاتیون‌های بازی را که از فاکتورهای مؤثر بر تشکیل و توزیع اسمکتایت در خاک‌ها هستند، را فراهم می‌آورد (Khormali and Abtahi, 2003). از طرف دیگر سنگ مادر بازالت دارای کاتیون-های بازی فراوان بوده و در نتیجه آن خاک‌های تشکیل شده بر روی آن دارای pH زیاد هستند که شرایط را برای تشکیل خاک-ساخت اسمکتایت فراهم و مساعد می‌نماید. تشکیل خاک‌ساخت کانی اسمکتایت و کانی‌های مخلوط اسمکتایت-کائولینایت در خاک‌های مشتق شده از سنگ مادر بازالت در اقلیم‌های مختلف (به ویژه نیمه‌خشک و حاره‌ای) توسط محققان بسیاری گزارش شده است (Vingiani *et al*., 2004). علاوه بر این Suarez *et al*, (2021) وجود اسمکتایت‌ها در برخی خاک‌ها را کلید توضیح رفتار غیر منتظره و تخریب سریع بازالت دانستند. در خاکرخ ۳ منطقه خشک اسمکتایت فراوانی زیادی دارد. این خاک‌ها علی‌رغم اینکه در رژیم رطوبتی اریدیک تحول یافته‌اند، لکن غالباً دارای شرایط لازم (pH بالا، فراوانی عنصر Mg و فراوانی نسبت عنصر Si نسبت به Al) جهت تشکیل این کانی می‌باشند (Van Ranst *et al*, 2020; Lewis *et al*, 2021; Wang *et al*, 2021). از این رو انتظار می‌رود بخشی از اسمکتایت موجود در این خاکرخ‌ها از طریق نوتشکیلی از محلول خاک حاصل آمده باشد (Rasmussen *et al*, 2010). ابطحی و خرمالی (۲۰۰۱) نیز چنین حالتی را در جنوب ایران گزارش کرده‌اند (Abtahi and Khormali, 2001). در اکثر خاکرخ‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب، با افزایش رطوبت، مقدار کانی اسمکتایت با فراوانی قابل توجه (به ویژه در خاکرخ-های ۱۳ و ۲۳) غالبیت دارد و سایر کانی‌ها به مقدار ناچیز جزو کانی‌های مغلوب می‌باشند. افزایش رطوبت قابل دسترس خاک و به دنبال آن محیطی با آبشویی نسبی بیشتر برای آزادسازی K^+ از کانی‌های میکایی، مشخصاً ایلایت، در محیط با Mg^{2+} بالا و تحرک Si بالا ممکن است شرایط مطلوبی برای تشکیل اسمکتایت از طریق تغییر شکل کانی‌های رسی را فراهم کند (Rasmussen *et al*, 2010; Nael *et al*, 2014). تشکیل اسمکتایت از این طریق توسط He *et al*, (2008) در خاک‌های توسعه یافته از بازالت در چین گزارش شده است و دلیل آن را تاثیر بسزای گیاهان در افزایش غلظت پتاسیم در رس موجود در افق‌های سطحی این خاکها بیان نمودند. از طرف دیگر نتایج مطالعات XRF نیز موید تشکیل خاکساخت کانی اسمکتایت در این خاک‌هاست. جدول (۴) تغییرات غلظت کل برخی عناصر را در خاکرخ‌های انتخابی نشان می‌دهد. تغییر کلی نسبت‌های Si/Al در خاکها در دوره‌های طولانی هوازدگی سبب تغییر در کانی شناسی رس های ۲:۱ می شود (He *et al*, 2008). میانگین Si و Al درخاک‌های مورد مطالعه دارای روند منطقه خشک> منطقه نیمه‌خشک> منطقه نیمه-مرطوب است. از آنجایی‌که این دو عنصر بسیار مقاوم به هوادیدگی هستند، بیشتر بودن مقادیر آن‌ها در مناطق خشک گویای هوادیدگی کمتر سنگ مادر بازالت نسبت به دو منطقه دیگر است. میانگین مقادیر سیلیس، آلومینیوم و پتاسیم از منطقه خشک به نیمه‌مرطوب روند کاهشی نشان می‌دهد در حالی‌که میانگین مقادیر کلسیم، منیزیم و آهن دارای روند افزایشی است. بالابودن مقادیر سیلیسیم، آلومینیوم و آهن در خاک موید هوادیدگی کم و بالعکس پایین‌بودن مقادیر کلسیم، منیزیم و سدیم به هوادیدگی بیشتر خاک‌ها اشاره دارد (Buol *et al*, 2011). سیلیسیم در خاک‌هایی که به شدت تحت اثر هوادیدگی شیمیایی قرار نگرفته-اند و یا به عبارتی در مراحل ابتدایی و یا متوسط هوادیدگی هستند (مثل منطقه خشک)، بعد از آزاد شدن از کانی‌های اولیه از خاکرخ خاک خارج نشده و در ساختار کانی‌های رسی ثانویه ذخیره می‌شود (Raheb *et al*, 2017). از طرف دیگر در منطقه خشک که هوادیدگی در مراحل اولیه قرار داشته، سیلیکات‌های بغیر از تکتوسیلیکات‌ها در حال تخلیه از سنگ مادر بازالت و تشکیل خاک هستند که سبب تخلیه بیش از حد سیلیسم شده است. در حالی‌که در مناطق مرطوب‌تر و با افزایش درصد رس، کربن آلی، اکسیدها و با پیشرفت هوادیدگی شرایط برای تشکیل خاکساخت کانی رسی اسمکتایت از طریق فرآیند نوتشکیلی از محلول خاک فراهم می‌گردد.

به هر حال علاوه بر مکانیسم نوتشکیلی، بایستی سایر مکانیسم‌های تشکیل این کانی، از جمله تشکیل از طریق تغییر شکل کانی‌های دیگر را نیز در نظر داشت. زیرا فرآیند نوتشکیلی نمی‌تواند به تنهایی افزایش مقدار این کانی بویژه با افزایش رطوبت در شرایط مرطوبتر (رژیم رطوبتی زریک در مقایسه با اریدیک) را توجیه کند. در این مطالعه در اغلب خاکرخ‌های مطالعه شده (خاکرخ‌های ۱۳، ۱۷، ۲۰ و ۲۳) شاید یکی از مکانیسم‌های اصلی تشکیل کانی‌های رسی اسمکتایت در کنار نوتشکیلی، فرآیند تغییر شکل (به‌ویژه از کانی ایلایت) به حساب آید. زیرا که در مقایسه خاکرخ‌های تشکیل شده در شرایط مرطوبتر (رژیم رطوبتی زریک در مقایسه با اریدیک) نه شرایط توپوگرافی و نه شرایط زهکشی نمی‌توانند دلیل فراوانی اسمکتایت‌ها در این خاک‌ها باشند و لذا بایستی فرآیند تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت را عامل اصلی تشکیل این کانی مد نظر قرار داد.

خاکساخت بودن اسمکتایت موجود در برخی خاکهای استان چهارمحال و بختیاری نیز توسط Fard Noruzi ,*al et* (2010) گزارش شده است. حضورکانی مختلط ایلایت-اسمکتایت در اکثر خاکرخ‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب می‌تواند نشان دهنده مرحله واسطه تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت باشد. گزارش‌های زیادی از تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت در دست است، لذا به‌نظر می‌رسد تغییر شکل فاکتور غالب برای تشکیل و توزیع اسمکتایت در خاک‌های با زهکشی خوب مناطق خشک و نیمه‌خشک باشد. اقلیم یا رطوبت قابل دسترس خاک تاثیر بسیاری بر توزیع و تشکیل اسمکتایت در بخش‌های مختلف خاک دارد (Khormali and Abtahi, 2003). یکی دیگر از عوامل غالبیت اسمکتایت در مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب، افزایش تکامل خاک‌های این دو منطقه تحت تاثیر سرعت هوادیدگی سنگ مادر بازالت است. مطالعات Srivastava *et al,* (1998) نشان می‌دهد با افزایش سن خاک میزان کانی‌های رسی مثل اسمکتایت افزایش می‌یابد که ناشی از تشکیل در خاک است.

جدول ۴- غلظت کل برخی عناصر در خاکرخ‌های منتخب مناطق مورد مطالعه

افق	Si	Al	Fe	K	Mg	Ca	Na	Mn	Ti	P
	٪									
خاکرخ شماره ۳										
A	۲۶/۱۰	۷/۹۲	۳/۹۴	۲/۴۴	۲/۱۷	۲/۷۲	۰/۸۲	۰/۱۳	۰/۵۰	۰/۱۳
Bw	۲۶/۳۴	۹/۱۲	۴/۴۹	۲/۸۳	۲/۲۸	۱/۴۲	۰/۶۳	۰/۱۴	۰/۵۰	۰/۰۹
R	۳۴/۶۱	۷/۸۹	۰/۸۹	۵/۲۸	۰/۱۳	۰/۷۲	۱/۰۱	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۳
خاکرخ شماره ۵										
A	۲۶/۱۰	۸/۱۷	۴/۰۳	۲/۶۵	۲/۲۶	۲/۳۲	۰/۷۱	۰/۱۲	۰/۵۱	۰/۱۶
Bk1	۱۹/۳۱	۷/۲۳	۳/۷۴	۲/۳۸	۲/۱۱	۸/۴۲	۰/۳۵	۰/۰۹	۰/۳۶	۰/۰۹
BCk	۱۷/۴۵	۶/۴۷	۳/۰۷	۲/۱۰	۱/۸۸	۱۱/۵	۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۳۱	۰/۰۸
R	۳۱/۵۹	۸/۲۴	۰/۸۷	۵/۵۸	۰/۱۸	۲/۱۱	۰/۳۸	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۳
میانگین افق‌های خاک و سنگ منطقه خشک- اشتهارد										
خاک	۲۳/۰۶	۷/۷۸	۳/۸۵	۲/۴۸	۲/۱۴	۵/۲۸	۰/۵۶	۰/۱۱	۰/۴۴	۰/۱۱
سنگ	۳۳/۱۰	۸/۰۷	۰/۸۸	۵/۴۳	۰/۱۶	۱/۴۲	۰/۷۰	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۳
خاکرخ شماره ۱۳										
A	۲۳/۳۲	۸/۳۶	۵/۱۰	۲/۲۲	۲/۱۶	۲/۵۰	۰/۶۷	۰/۱۱	۰/۵۱	۰/۱۴
Bk1	۲۲/۹۱	۸/۵۳	۴/۰۲	۲/۰۵	۱/۲۱	۴/۲۱	۰/۵۶	۰/۰۸	۰/۴۹	۰/۱۰
Bk2	۱۸/۲۱	۷/۰۷	۲/۷۸	۱/۵۸	۰/۶۹	۱۰/۹۰	۰/۵۴	۰/۰۲	۰/۳۹	۰/۰۸
R	۱۹/۶۶	۷/۵۱	۴/۴۱	۱/۹۱	۰/۹۰	۱۱/۲۸	۱/۶۷	۰/۱۰	۰/۵۷	۰/۱۴
خاکرخ شماره ۱۷										
A	۲۶/۷۰	۷/۹۶	۴/۰۶	۲/۲۳	۱/۵۷	۱/۰۹	۰/۵۲	۰/۱۳	۰/۵۳	۰/۱۰
Bt	۲۳/۱۴	۸/۰۴	۴/۴۷	۱/۹۰	۲	۳/۳۹	۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۴۵	۰/۰۷
Btk	۱۸/۸۷	۶/۲۲	۳/۶۴	۱/۴۷	۱/۷۲	۱۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۰۷	۰/۳۸	۰/۰۸
Bk	۱۶/۸۴	۵/۴۷	۳/۲۵	۱/۳۰	۱/۵۷	۱۳/۶۴	۰/۳۹	۰/۰۷	۰/۳۵	۰/۰۸
R	۲۶/۱۳	۹/۳۶	۱/۳۳	۳/۱۵	۰/۲۲	۵/۶۵	۰/۳۲	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۰۸
میانگین افق‌های خاک و سنگ منطقه نیمه خشک- قزوین										
خاک	۲۱/۴۳	۷/۳۸	۳/۹۰	۱/۸۲	۱/۵۶	۶/۵۹	۰/۴۸	۰/۰۸	۰/۴۴	۰/۰۹
سنگ	۲۲/۹۰	۸/۴۴	۲/۸۷	۲/۵۳	۰/۵۶	۸/۴۷	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۳۸	۰/۱۱
خاکرخ شماره ۲۰										
A	۲۰/۶۰	۶/۵۰	۴/۰۵	۱/۵۷	۱/۷۹	۷/۸۵	۰/۳۹	۰/۱۰	۰/۴۹	۰/۰۸
Bk1	۲۰/۳۴	۶/۴۴	۴/۰۱	۱/۵۷	۱/۷۶	۸/۷۲	۰/۴۱	۰/۱۰	۰/۴۹	۰/۰۷
Bk2	۱۶/۹۳	۵/۳۵	۳/۴۶	۱/۲۵	۱/۵۵	۱۲/۴۷	۰/۳۹	۰/۰۶	۰/۴۰	۰/۰۶
R	۲۴/۷۴	۹/۲۳	۶/۰۴	۱/۲۸	۲/۴۷	۵/۷۷	۲/۰۶	۰/۱۱	۰/۵۶	۰/۲۱
خاکرخ شماره ۲۳										
A	۲۰/۱۴	۶/۸۸	۴/۶۴	۱/۳۱	۲/۰۷	۷/۲۰	۰/۵۵	۰/۰۹	۰/۵۳	۰/۰۹
Bk1	۲۰/۴۳	۶/۹۲	۴/۴۵	۱/۴۰	۲/۰۲	۶/۸۸	۰/۴۹	۰/۰۹	۰/۵۰	۰/۰۸
Bk2	۱۹/۶۹	۶/۶۶	۴/۳۰	۱/۳۴	۱/۸۰	۸/۵۲	۰/۴۳	۰/۰۸	۰/۵۰	۰/۰۸
R	۲۳/۲۷	۷/۹۲	۶/۲۲	۱/۲۷	۲/۹۹	۵/۴۲	۱/۷۲	۰/۰۹	۰/۶۳	۰/۱۴
میانگین افق‌های خاک و سنگ منطقه نیمه مرطوب- رودبار										
خاک	۱۹/۶۹	۶/۴۶	۴/۱۵	۱/۴۱	۱/۸۳	۸/۶۱	۰/۴۴	۰/۰۹	۰/۴۹	۰/۰۸
سنگ	۲۴/۰۱	۸/۵۸	۶/۱۳	۱/۲۸	۲/۷۳	۵/۶۰	۱/۸۹	۰/۱۰	۰/۶۰	۰/۱۸

ایلایت عموماً اعتقاد بر این است که ایلایت از سنگ‌های مادری به ارث

می‌رسند (Khormali and Abtahi, 2003)، که در آغاز تحت شرایط فشار و حرارت متفاوت نسبت به سطح زمین تشکیل شده‌اند. هرچند شواهدی وجود دارد مبنی بر اینکه میکا ممکن است به‌صورت خاک‌ساخت تشکیل شود، ولی این امر تنها تحت شرایط خاص و در صورتی که میکاهای رسی در افق‌های سطحی محیط‌های خشک یافت شوند، دارای منشأ پدوژنیک هستند (Mahjoori, 1975). بررسی کانی‌های رسی غالب در ۵۰ نمونه خاک از نقاط مختلف ایران، نشان داد که منشاء کانی‌های رسی خاک‌های ایران به ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک بیشتر تابع مواد مادری خاک‌ها و عمدتا شامل کانی‌های ایلایت و کلرایت می‌باشد (Abtahi and Khormali, 2001). از طرف دیگر Nael *et al*, (2014) گزارش نمودند چون کانی رسی ایلایت در بیشتر خاک‌ها به‌طور اساسی از مواد مادری بـه ارث می‌رسند، می‌توان در کانی‌شناسی خاک‌های جوان مانند انتی‌سول، اینسپتی‌سول، مالی‌سول، اریدی‌سول و آلفی‌سول این کانی را مشاهده کرد.

نتایج کانی‌شناسی سنگ مادر در تمام نمونه‌های مورد مطالعه عدم وجود کانی‌های میکایی را نشان داد (جدول ۳، شکل ۵). در نتیجه موروثی بودن میکا در خاک‌های مناطق مورد مطالعه مطرح نبوده و به احتمال زیاد دارای منشا خاک‌ساخت هستند. عدم مشاهده میکا در نمونه سنگ را می‌توان به این صورت توجیه کرد که مقدار میکا در بخش رس نمونه سنگ موجود نبوده یا بسیار ناچیز وجود داشته و توسط روش پرتو ایکس قابل شناسایی نبوده است. نتایج نیمه‌کمی کانی‌شناسی خاکرخ‌های مورد مطالعه موید غالبیت کانی‌های ایلایت در خاک‌های منطقه خشک می‌باشد. در مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب از فراوانی آن کاسته شده و جزو کانی‌های مغلوب می‌باشد. احتمالاً دلیل این امر هوادیدگی کمتر ایلایت در سطح خاک‌های مناطق با رژیم رطوبتی اریدیک می‌باشد. در حالی‌که در خاک‌های واقع در رژیم رطوبتی زریک (به واسطه شرایط رطوبتی مطلوب‌تر در مقایسه با منطقه اریدیک) ایلایت به کانی اسمکتایت تبدیل شده است و در نتیجه مقدار آن در خاک‌های مناطق زریک در مقایسه با خاک‌های منطقه اریدیک کمتر می‌باشد. یک احتمال برای تشکیل میکا در خاک‌های مورد مطالعه تثبیت K توسط رس‌های ۲:۱ انبساط پذیر است. نتایج Noruzi Fard *et al*, (2010) در بررسی کانی‌شناسی خاک و سنگ بازالت در استان چهارمحال و بختیاری نشان دهنده وجود کانی‌های کلریت، اسمکتایت، کائولینایت و کوارتز است. کانی میکا در افق سطحی این خاک وجود نداشته و احتمالاً تبدیل به اسمکتایت شده است، اما در خاک عمقی میکا به مقدار کم دیده می‌شود. میزان کم کانی میکا در این خاک ممکن است به دلیل کم بودن این کانی در ساختار سنگ بازالت باشد. He *et al*. (2008) بیان نمودند که تشکیل ایلایت در افق A برخی از خاک‌های مطالعه شده در اثر هوازدگی بازالت (که بعداً در خاک‌های قدیمی به کانی‌های ایلایت-اسمکتایت تبدیل شد) غیر منتظره بود. بعبارت دیگر غالبیت این کانی، نقش قوی گیاهان (فرآیندهای ثانویه مانند جابه‌جایی عناصر قلیایی توسط فعالیتهای گیاهی) را در غلظت پتاسیم در رسهای افق‌های سطحی خاک‌های توسعه یافته بر بازالت را منعکس می‌کند.

ورمی کولایت

ورمی‌کولایت‌ها در درجات حرارت مختلف از قطب تا نواحی حاره‌ای، در بیابان‌ها و در نواحی با بارندگی زیاد یافت می‌شوند. ورمی‌کولایت‌ها در تمام رده‌های خاک گزارش شده‌اند. اگرچه آن‌ها در خاک‌های اقالیم معتدله و نیمه‌حاره‌ای متداول‌تر از خاک‌های نواحی حاره‌ای هستند. بررسی‌های Dauglas (1989) در ارتباط با منشأ و نحوه تشکیل کانی‌های ورمی‌کولایت در خاک‌ها حاکی از این است که یک توافق کلی وجود دارد مبنی بر اینکه بیشتر ورمی‌کولایت‌ها از هوادیدگی میکا به ویژه کانی بیوتیت حاصل می‌شوند. در خاک‌های مورد مطالعه در هر سه منطقه ورمی‌کولایت جزو کانی‌های مغلوب بوده و فراوانی کمی دارد. از طرف دیگر وجود و پایداری ورمی‌کولایت در خاک‌های غنی از سیلیکات (سنگ‌های آذرین مانند بازالت) چندان قابل قبول نیست (Khormali and Abtahi, 2003). در منطقه خشک فراوانی ورمی‌کولایت به طور نسبی بیشتر از دو منطقه دیگر می‌باشد که با توجه به فراوانی بیشتر میکا در خاک‌های منطقه خشک نسبت به دو منطقه دیگر می‌تواند به احتمال زیاد تحت تاثیر هوادیدگی میکا و کلرایت باشد. البته لازم به ذکر است که یکی دیگر از منابع تشکیل ورمی‌کولایت در خاک‌ها، هوادیدگی کلرایت گزارش شده است (Bortoluzzi *et al*, 2008)، که با در نظر گرفتن مقادیر پایین این کانی در تمام خاکرخ‌های مورد بررسی می‌توان تشکیل ورمی‌کولایت در اثر هوادیدگی کلرایت را هم محتمل دانست.

کائولینایت

کائولینایت یکی از متداول‌ترین کانی‌های رسی در خاک‌ها به ویژه در خاک‌های اقالیم گرم و مرطوب است که در این شرایط می‌تواند در اثر فرآیند خاک‌سازی (پدوژنز) تشکیل شود. رسوب کانی‌های گروه کائولن از محلول خاک به شرایط اسیدی، فعالیت نسبتاً کم سیلیس، فعالیت بالای آلومینیوم و مقادیر کم کاتیون‌های بازی نیازمند است (Oyebanjo *et al*, 2021). از محتمل‌ترین دلایل وجود کائولینایت در خاک‌های مورد مطالعه می‌توان به تخریب کانی‌های گروه میکا اشاره نمود که در مناطق مورد مطالعه سبب ایجاد کانی کائولینایت می‌گردد. کائولینایت می‌تواند از طریق

تبدیل مستقیم میکا در اثر هوازدگی، یا در اثر تغییر هیدروکسی آلومینیوم بین لایه‌ای ورمی‌کولایت یا اسمکتایت، و یا از طریق هوازدگی اسمکتایت در فاز کائولینایت-اسمکتایت حاصل آید. کائولینایت یک کانی ثانویه است که به اعتقاد برخی از محققین شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک، شرایط اقلیمی برای تغییر و تحول و تشکیل این کانی مساعد نیست. البته لازم به ذکر است که در مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران، وجود کائولینایت موروثی توسط Abtahi and Khormali (2001)، Khormali and Abtahi (2003)، Manafi (2009) و Shahrokh *et al*, (2019) نیز گزارش شده است. Abdoli and Jafari (2018) در بررسی کانی‌های رسی شرق استان خوزستان در یک اقلیم نیمه‌خشک مقادیر نسبتاً یکسانی از کائولینایت را از سطح به عمق خاک گزارش دادند و بیان نمودند که منشأ آن را می‌توان موروثی دانست. طبق اظهارات Khademi and Mermut (1998) کائولینایت از اجزای اصلی رس در خاک‌های آلتی‌سول، آلفی‌سول و اکسی‌سول‌ها هستند و حضور این کانی‌ها در خاک‌های نواحی خشک و نیمه-خشک احتمالاً ناشی از توارث از سنگ‌های مادری می‌باشد. Oyebanjo *et al*,(2021) در بررسی خصوصیات کانی شناسی و ژئوشیمی خاک‌های مشتق شده از بازالت در آفریقای جنوبی گزارش دادند که کانی رس غالب در بخش‌های خاک کائولینایت بود و برهم کنش بین تأثیر مواد مادری، آب و هوا و شدت هوازدگی نقش مهمی در توضیح تغییرات کانی شناسی و ژئوشیمی بخش‌های رسی خاک‌های منطقه مورد مطالعه دارد.

نتیجه‌گیری

خاک‌های تشکیل شده تحت تاثیر سنگ‌های آتشفشانی دارای خصوصیات متمایز بسیاری هستند که به‌ندرت در خاک‌های حاصل از سایر مواد اصلی یافت می‌شوند. تفاوت‌های اساسی مشاهده شده در خصوصیات خاکساخت خاکرخ‌های مطالعه شده می‌تواند مرتبط با طول دوره در معرض قرار گرفتن فرآیندهای تشکیل خاک، شرایط اقلیمی و در برخی موارد فرسایش احتمالی باشد.

خاک‌سازی در مناطق خشک مورد مطالعه از منطقه نیمه-خشک و نیمه‌مرطوب متفاوت نیست، ولی شدت و حدت نسبی بعضی از این عوامل سبب بروز مشخصات معینی درخاک‌های مناطق خشک شده که آن را ازخاک‌های دو منطقه دیگر متمایز ساخته است. به‌طور کلی مهمترین فرآیندهای خاک‌سازی در مناطق خشک مورد مطالعه تحت تاثیر اقلیم قرار داشته و عامل اصلی تخریب و متلاشی شدن سنگ‌ها، تغیرات روزانه و فصلی درجه حرارت و تا حدی رطوبت است و آنچه که تولید می‌شود اگر در معرض فرسایش قرار نگیرد، به علت کمبود آب، در همان قشر سطحی خاک باقی مانده و از تکامل خاک جلوگیری کرده و خاک‌ها فاقد تکامل تا دارای تکامل و عمق ناچیز می‌باشند. براساس اطلاعات اقلیمی مناطق مورد مطالعه چون باران مناطق خشک و نیمه‌خشک سیلاب و اغلب به صورت رگباراست، لذا سطحی بودن خاک نیز مزید بر علت گشته و آبشوئی املاح کلسیم، سدیم و منیزیم نیز اکثراً در جهت کاملا عمودی صورت نمی‌گیرد و بیشتر به صورت جانبی است. یکی دیگر از مصادیق تاثیر رطوبت در تکامل خاک‌های مورد مطالعه در ردیف اقلیمی خشک-نیمه‌مرطوب، فرآیند شستشو و تجمع رس در مناطق نیمه‌خشک و به ویژه نیمه‌مرطوب می‌باشد. بر طبق نتایج به دست آمده در این تحقیق به طور کلی کانی‌های اسمکتایت، ایلایت، کانی‌های مخلوط (احتمالاً اسمکتایت-ایلایت)، ورمی‌کولایت، کائولینایت و کلرایت کانی‌های رسی غالب مناطق مورد مطالعه بودند. اسمکتایت فراوان‌ترین کانی رسی خاک‌های با رژیم رطوبتی زریک (نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب) بوده و حدوداً بیش از دو برابر مقداری است که در خاک‌های با رژیم رطوبتی اریدیک تعیین شده است. برعکس در خاک‌های مناطق با رژیم رطوبتی اریدیک کانی ایلایت کانی غالب بوده و بسیار بیشتر از مقدار آن در خاک‌های با رژیم رطوبتی زریک است. به احتمال زیاد مکانیسم نوتشکیلی در اثر وجود pH بالا، فراوانی عنصر Mg و فراوانی نسبت عنصر Si نسبت به Al شرایط را برای تشکیل خاک‌ساخت اسمکتایت فراهم و مساعد می‌نماید. علاوه بر این مکانیسم، تشکیل اسمکتایت از طریق تغییر شکل کانی‌های دیگر به ویژه ایلایت در این مطالعه بسیار مهم است. زیرا فرآیند نوتشکیلی نمی‌تواند به تنهایی افزایش مقدار این کانی بویژه با افزایش رطوبت در شرایط مرطوبتر (رژیم رطوبتی زریک در مقایسه با اریدیک) را توجیه کند. حضورکانی مختلط ایلایت-اسمکتایت در اکثر خاکرخ‌های مناطق نیمه‌خشک و نیمه‌مرطوب می‌تواند نشان دهنده مرحله واسطه تغییر شکل ایلایت به اسمکتایت باشد. نتایج کانی‌شناسی سنگ مادر و رس خاک نیز موید منشا خاک‌ساخت ایلایت و ورمی‌کولایت بوده در حالی‌که کائولینایت و کلرایت دارای منشا موروثی هستند.

"هیچ‌گونه تعارض منافع بین نویسندگان وجود ندارد"

REFERENCES

Abdoli, U. and Jafari, S. (2018). The Effect of Topography and Irrigation on Soil Development and Clay Mineral Diversity of Khuzestan's Gypsic Soils. *Journal of Water and Soil Science*, 22(1), 387-403

Abtahi, A. and Khormali, F. (2001). Genesis and morphological characteristics of Mollisols formed in a catena under water table influence in southern

Iran. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 32(9-10), 1643-1658.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitchurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: Asubduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692-725.

Baghernezhad, M. (2000). Variation in Soil Clay Minerals of Semiarid Regions of Fars Province, Iran, *Iran Agricultural Research*, 19(2), 165-180.

Abbasnejad, A. (2005) *Soil science for geologists*. Shahid Bahonar University publication, Kerman.

Bortoluzzi, E. C., Velde, B., Pernes, M., Dur, J. C., and Tessier, D. (2008). Vermiculite, with hydroxy-aluminium interlayer, and kaolinite formation in a subtropical sandy soil from south Brazil. *Clay Minerals*, *43*(2), 185-193.

Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C. and McDaniel, P. A. (2011) *Soil Genesis and Classification* (6th ed.). New York: Wiley.

Caner, L., Radtke, L. M., Vignol-Lelarge, M. L., Inda, A. V., Bortoluzzi, E. C. and Mexias, A. S. (2014). Basalt and rhyo-dacite weathering and soil clay formation under subtropical climate in southern Brazil. *Geoderma*. 235-236, 100-112.

Carter, M. R., and Gregorich, E. G. (2008) *Soil Sampling and Methods of Analysis* (2nd ed.). Canadian Society of Soil Science.

Caspari, T., Bäumler, R., Norbu, C., Tshering, K. and Baillie, I. (2006). Geochemical investigation of soils developed in different lithologies in Bhutan, Eastern Himalayas. *Geoderma*. 136(1-2), 436-458.

Chen, H., Liu, X. M., and Wang, K. (2020). Potassium isotope fractionation during chemical weathering of basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 539, 116192.

Chorover, J, Amistadi, M. K, and Chadwick, O. A. (2004). Surface charge evolution of mineral-organic complexes during pedogenesis in Hawaiian basalt. *Geochimical Cosmochimistry Acta*. 68(23), 4859-4876.

Churchman, G. J., and Lowe, D. J. (2012) *Alteration, formation, and occurrence of minerals in soils* (pp. 1-72). CRC press.

Dauglas, L. A. (1989) *Vermiculites*. In Dixon, J. B. and Weed, S. B. (eds.) Minerals in soil environment. Soil Science Society of America, Madison. Wisconsin.

Gitipour, S., Hosseinpour, M. A., Heidarzadeh, N., Yousefi, P., Fathollahi. A. (2015). Application of Modified Clays in Geosynthetic Clay Liners for Containment of Petroleum Contaminated Sites. *International Journal of Environmental Research*, 9(1), 317-322.

Hassannezhad, H., Pashaee, A., Khormali, F., and Mohammadian, M. (2007). The effect of soil moisture regime conditions and rice plantation on mineralogical properties of paddy soils in Amol region, Mazandaran province. *10th Iranian Soil Science congress*, Karaj. (In Farsi).

He, Y., Li, D. C., Velde, B., Yang, Y. F., Huang, C. M., Gong, Z. T., and Zhang, G. L. (2008). Clay minerals in a soil chronosequence derived from basalt on Hainan Island, China and its implication for pedogenesis. *Geoderma*, 148(2), 206-212.

Karimzadeh, B. (2019). *Basaltic and Tuff rocks weathering and relationship with soil organic and inorganic carbon storage*, MSc. Thesis, College of Agriculture & Natural Resources, University of Tehran. (In Farsi)

Kiani, F., Jalalian, A., Khademi, H., Pashaei, A. (2007). Clay Minerals In Soil-Loess Sequences In Pasang Area, Golestan Province, *Iranian Journal Of Crystallography And Mineralogy*, 14(2), 395-412. (In Farsi)

Khademi, H. and Mermut, A. (1999). Submicroscopy and stable isotope geochemistry of carbonates and associated palygorskite in Iranian Aridisols. *European Journal of Soil Science*, 50(2), 207-216.

Khayamim, F., Khademi, H. and Ayoubi, S. (2018). Capability and Limitations of Clay Minerals Estimation in Surface Soils of the Isfahan Province by Vis-NIR Spectroscopy, *Iranian Journal of Soil Research*, 32(1), 129-140.

Khormali, F., & Abtahi, A. (2003). Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay minerals*, *38*(4), 511-527.

Kunze, G.W., and Dixon, J.B. 1986. Pretreatments for Mineralogical Analysis. P91-100, In: Klute, A. (ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*. 2nd Ed. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.

Lewis, A. L., Sarkar, B., Wade, P., Kemp, S. J., Hodson, M. E., Taylor, L. L., and Beerling, D. J. (2021). Effects of mineralogy, chemistry and physical properties of basalts on carbon capture potential and plant-nutrient element release via enhanced weathering. *Applied Geochemistry*, 105023.

Mahjoory, R. A. (1975). Clay mineralogy, physical, and chemical properties of some soils in arid regions of Iran. *Soil Science Society of America Journal*, 39(6), 1157-1164.

Manafi, SH. (2009). Mineralogical and micromorphological investigation on arid and semiarid soils and possibility of use these data for reconstruction of paleoclimate in some part in Southern Alborz. Ph.D. Thesis, College of Agriculture & Natural Resources, University of Tehran. 334 pp. (In Farsi)

Mirabella, A., Egli, M., Raimondi, S., and Giaccai, D. (2005). Origin of clay minerals in soils on pyroclastic deposits in the island of Lipari (Italy). *Clays and clay minerals*. 53(4), 409-421.

Nael, M., Khademi, H., Jalalian, A., and Sotohian, F. (2014). Soil-parent material relationship in forest ecosystems of western Alborz: Clay mineralogy, *Journal of Water and Soil Conservation*, 21(3), 101-122. (In Farsi)

Najafinia, M., Khormali, F., Kiani, F., and Barani motlagh, M. (2018). Comparison of the clay mineralogy of the early Pleistocene paleosols with

modern loess-derived soils, *Agricultural Engineering (Scientific Journal of Agriculture)*, 41(1), 127-141. (In Farsi)

Noruzi Fard, F., Salehi, M. H., Khademi, H. and Davoudian Dehkordi, A. R. (2010). Genesis, Classification and Mineralogy of Soils Formed on Various Parent Materials in the North of Chaharmahal-Va-Bakhtiari Province. *Journal of Water and Soil Conservation*, 24(4), 647-658. (In Farsi)

Omdi, F. E., Daoudi, L., and Fagel, N. (2018). Origin and distribution of clay minerals of soils in semi-arid zones: Example of Ksob watershed (Western High Atlas, Morocco). *Applied Clay Science*, 163, 81-91.

Oyebanjo, O. O., Ekosse, G. E., and Odiyo, J. O. (2021). Mineralogy and geochemistry of clay fractions in soils developed from different parent rocks in Limpopo Province, South Africa. *Heliyon*, 7(7), e07664.

Raheb, A., Heidari, A., and Mahmoodi, S. (2016). Storage of Organic and Inorganic Carbon in Arid-Semihumid Soils: A Case Study of the Rangelands of Northwestern Iran. *Soil Science*, 181(11/12), 473-486.

Raheb, A., Heidari, A., and Mahmoodi, S. (2017). Bioclimatic condition and its effect on the genesis of inorganic carbon in soils developed on basalt. *Journal of Water and Soil Conservation*, 23(5), 47-65. (In Farsi)

Raheb, A. R. (2017). The effects of bioclimatological factors on soil organic and inorganic carbon contents in basaltic geological formations. Ph.D. Thesis, College of Agriculture & Natural Resources, University of Tehran. (In Farsi)

Rasmussen, C., Dahlgren, R. A., and Southard, R. J. (2010). Basalt weathering and pedogenesis across an environmental gradient in the southern Cascade Range, California, USA. *Geoderma*, 154(3-4), 473-485.

Sahandi, M. R. and Soheili, M. (2005) *Geological map of Iran: scale 1:1000000*. Geological Survey of Iran, Tehran.

Shahrokh, V., Khademi, H., and Shariatmadari, H. (2019). Changes in Different Forms of Potassium and Clay Minerals in Soils as Influenced by Different Aged Orange Trees (*Citrus sinensis*) in Darab, Fars Province, *Journal of Water and Soil Science*, 23(2), 13-26. (In Farsi)

Shakeri, S., Abtahi, S. A. (2019). Origin and Clay Minerals Characteristics and their Relationship with Potassium Forms in the Calcareous Soils of Kakan Plain in East of Kohgilouye-va-Boyerahmad Province, Water And Soil Science (Journal Of Science And Technology Of Agriculture And Natural Resources), 22(4), 173-188. (In Farsi)

Soil Survey Staff. (2014) *Keys to Soil Taxonomy* (12nd ed.). United States Department of Agriculture. NRCS.

Sparks, D. L. (1996) *Method of Soil Analysis*. Part 3. Chemical Methods. American Society of Agronomy.

Srivastava, P., Parkash, B., and Pal, D. K. (1998). Clay minerals in soils as evidence of Holocene climatic change, central Indo-Gangetic Plains, north-central India. *Quaternary Research*, 50(3), 230-239.

Suárez, M., García-Romero, E., Baz, A., and Pérez, R. (2021). Smectites: The key to the cost overruns in the construction of the third set of locks of the Panama Canal. *Engineering Geology*, 284, 106036.

Tetsopgang, S. (2021). Increasing Yields and Soil Chemical Properties through the Application of Rock Fines in Tropical Soils in the Western Part of Cameroon, Africa. In Soil Contamination-Threats and Sustainable Solutions. IntechOpen.

Thanachit, S., Suddhiprakarn, A., Kheoruenromne, I. and Gilkes, R. J. (2006). The geochemistry of soils on a catena on basalt at Khon Buri, northeast Thailand. *Geoderma*. 135: 81-96.

Torabi Gelsefidi, H., Karimian Eghbal, M., Givi, M. J., and Khademi, H. (2001). Clay mineralogy of paddy soils developed on different landforms in the east of Guilan province, Northern Iran. *Water Soil Science Journal*. 15:1.122-139. (In Farsi).

Van Ranst, E., Kips, P., Mbogoni, J., Mees, F., Dumon, M., and Delvaux, B. (2020). Halloysite-smectite mixed-layered clay in fluvio-volcanic soils at the southern foot of Mount Kilimanjaro, Tanzania. *Geoderma*, 375, 114527.

Vingiani, S., Righi, O., Petit, S., and Terribile, F. (2004). Mixed-layer kaolinite-smectite minerals in a red-black soil sequence from basalt in Sardinia (Italy). *Clays and Clay Minerals*, *52*(4), 473-483.

Vingiani, S., Terribile, F., Meunier, A. and Petit, S. (2010). Weathering of basaltic pebbles in a red soil from Sardinia: A microsite approach for the identification of secondary mineral phases. *Catena*. 83, 96-106.

USDA-NRCS. (2012) *Field Book for Describing and Sampling Soils*. Version 3.0, National Soil Survey Center.

Wang, C., Zhao, C., Hong, H., Algeo, T. J., Yin, K., Ji, K., and Christidis, G. E. (2021). Origin of dioctahedral smectites in Lower Eocene Lulehe Formation paleosols (Qaidam Basin, China). *Applied Clay Science*, 203, 106026.

Waroszewski, J., Sprafke, T., Kabała, C., Kobierski, M., Kierczak, J., Musztyfaga, E., and Łabaz, B. (2019). Tracking textural, mineralogical and geochemical signatures in soils developed from basalt-derived materials covered with loess sediments (SW Poland). *Geoderma*, 337, 983-997.