

منشأ و ویژگی‌های کانی‌های رسی و ارتباط آنها با شکل‌های مختلف پتاسیم در خاک‌های آهکی دشت کاکان، شرق استان کهگیلویه و بویراحمد

سیروس شاکری^{۱*} و سید علی ابطحی^۲

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۱۹؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۱/۴)

چکیده

هدف از انجام این پژوهش، بررسی منشأ، ویژگی‌های کانی‌های رسی و ارتباط آنها با شکل‌های مختلف پتاسیم در خاک‌های آهکی دشت کاکان استان کهگیلویه و بویراحمد، با شرایط اقلیمی مرطوب بود. برای انجام این مطالعه، ابتدا بر اساس اطلاعات به‌دست آمده از عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی، اقدام به تفکیک واحدهای فیزیوگرافی شد و در هر واحد، یک خاک‌رخ حفر و از افق‌های مختلف نمونه‌برداری شد. نتایج نشان داد که کانی‌های اسمکتایت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی موجود در خاک‌های منطقه است. در خاک‌های بخش‌های با زهکشی مناسب، تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتایت و همچنین تبدیل میکا به اسمکتایت از دلایل اصلی فراوانی کانی‌های اسمکتایت است. بررسی شکل‌های مختلف پتاسیم نشان داد که پتاسیم تبادل در افق‌های سطحی بیشتر از افق‌های زیرین است. دلیل بیشتر بودن پتاسیم تبدلی در سطح نسبت به عمق، بیشتر بودن اسمکتایت و مواد آلی در سطح خاک است. برخلاف شکل‌های تبدلی و غیرتبدلی، به دلیل شرایط رطوبتی و حرارتی سطح خاک، مقدار نسبی پتاسیم ساختمانی در سطح خاک کمتر از لایه‌های پایینی بود. همچنین به دلیل اثر رقت، با افزایش مقدار کربنات کلسیم خاک‌ها، مقدار پتاسیم تبدلی، غیرتبدلی و ساختمانی خاک‌ها کاهش یافت.

واژه‌های کلیدی: کانی‌های رسی، شکل‌های مختلف پتاسیم، کربنات کلسیم، کاکان

۱. گروه کشاورزی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲. گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: shakeri@pnu.ac.ir

مقدمه

ذرات رس فعال‌ترین فاز جامد معدنی خاک به‌شمار می‌روند. کانی‌های رس خاک، به‌علت دارا بودن سطح ویژه بالا و بار منفی، نقش تعیین‌کننده‌ای در جذب عناصر غذایی مورد نیاز گیاه دارند. شناسایی کمی و کیفی و ترکیب ساختمانی آنها اطلاعات مفیدی از جذب، تثبیت و رهاسازی کاتیون‌ها در اختیار می‌گذارد (۱۲). نوع کانی تشکیل شده در خاک تحت تأثیر سه عامل اقلیم، شرایط محیطی و مواد مادری است. کانی‌های رسی تحت تأثیر عوامل هواپدیدی فیزیکی، شیمیایی و زیستی در خاک تشکیل می‌شوند. بر این اساس، کانی‌های رسی را به سه گروه می‌توان تقسیم کرد: گروه اول کانی‌های رسی موروثی که این گروه از کانی‌ها به‌طور مستقیم به‌صورت دست‌نخورده و بدون هیچ‌گونه تغییر ساختاری از مواد مادری به خاک اضافه می‌شوند. بیشتر کائولینیت مشاهده شده در خاک‌های ایران منشأ ارثی دارند (۲۱). گروه دوم کانی‌های رسی تغییر یافته که این گروه با شرایط محیطی خود در تعادل نیست و در اثر هواپدیدی ملایم و دگرگونی به کانی‌های دیگر تبدیل می‌شوند. به‌طور مثال اسمکتایت در نواحی مرطوب‌تر شمال غرب استان فارس از تغییر شکل میکا به‌وجود آمده است. نهایتاً کانی‌های رسی نوساخته که کانی‌ها در اثر سنتز مواد تخریب شده از کانی‌های اولیه مختلف تشکیل می‌شود. به‌عنوان مثال، اسمکتایت می‌تواند در محلول غنی از سیلیسیم، آلومینیوم و منیزیم تشکیل شود (۱۷).

پتاسیم به چهار شکل در خاک وجود دارد که شامل پتاسیم ساختمانی، پتاسیم تثبیت شده و غیرقابل تبادل، پتاسیم تبادلی و پتاسیم محلول است (۳۹). مقدار پتاسیم در هر یک از این شکل‌ها به‌وسیله مقدار رس، پتاسیم خارج شده توسط گیاه، کاربرد کودهای پتاسیمی، تلفات توسط آبشویی و گیاه و تأثیر نسبی فرایندهای تثبیت و آزادسازی پتاسیم، که در خاک اتفاق می‌افتد، کنترل می‌شود (۲۳). پتاسیم کانی، که به پتاسیم ساختمانی مشهور است، حدود ۹۸ درصد پتاسیم خاک را تشکیل می‌دهد و مقدار آن بستگی به ترکیب سنگ مادر و مرحله تکامل خاک دارد (۴۰). پتاسیم ساختمانی در ساختار کریستالی کانی‌های غنی از

پتاسیم مانند میکاها، فلدسپارها و شیشه‌های آتشفشانی پیوند شده است (۲۳). هواپدیدی کانی‌های اولیه، که حاوی مقدار زیادی پتاسیم هستند، برای قابل استفاده شدن پتاسیم خاک‌ها لازم است. هواپدیدی میکاها ناشی از جایگزینی کاتیون‌هایی مانند کلسیم، منیزیم و آلومینیم با پتاسیم بین‌لایه‌ای است که باعث تشکیل کانی‌های ایلیت، ورمی‌کولیت و اسمکتایت می‌شود (۲۲). پتاسیم غیرتبادلی متفاوت از پتاسیم ساختمانی است. این شکل پتاسیم، برخلاف پتاسیم ساختمانی، با ساختمان کریستالی کانی‌های رسی پیوندی ندارد. در عوض، پتاسیم غیرتبادلی بین لایه‌های چهار وجهی نزدیک به هم میکاها، ورمی‌کولیت‌های دی‌اکتاهدرال و تری‌اکتاهدرال و دیگر کانی‌هایی که پتاسیم را تثبیت می‌کنند محبوس است (۳۹). مقدار پتاسیم تثبیت شده بستگی به عوامل گوناگونی مثل توزیع اندازه ذرات، نوع و مقدار کانی رسی و افزایش یا برداشته شدن پتاسیم از کانی دارد. اضافه کردن پتاسیم به خاک‌های حاوی کانی‌های رسی ۲:۱ مثل اسمکتایت و ورمی‌کولایت باعث جذب قوی یا تثبیت پتاسیم می‌شود؛ درحالی‌که کاهش پتاسیم از طریق آبشویی یا جذب توسط گیاه باعث آزادسازی پتاسیم از جایگاه‌های تثبیت شده یا غیرقابل تبادل می‌شود (۳۴). پتاسیم تبادلی به‌صورت الکتروستاتیکی با سطوح خارجی رس‌ها پیوند دارد و قابلیت تبادل سریع با سایر کاتیون‌ها داشته و برای گیاه به راحتی و به سرعت قابل استفاده است. توزیع پتاسیم بین جایگاه‌های بارهای منفی روی سطح رس‌ها تابعی از نوع و مقدار کاتیون‌های مکمل، غلظت آنیون‌ها و ویژگی‌های کاتیون‌های تبادلی خاک است (۳۹). بانسل و همکاران (۴)، نشان دادند که بالاترین مقدار پتاسیم تبادلی، در خاک‌های با رس غالب اسمکتایت وجود دارد. پتاسیم تبادلی از طریق پیوند الکتروستاتیکی روی رس‌ها و همچنین مواد آلی نگهداری می‌شود (۱۱). پتاسیم محلول به سرعت برای گیاه و ریزجانداران خاک قابل استفاده است. سطح پتاسیم محلول خاک پایین است و وابسته به تخلیه (جذب توسط گیاه یا آبشویی) و همچنین جایگزینی شکل‌های تبادلی و غیرتبادلی خاک است. همچنین مقدار پتاسیم محلول وابسته به قدرت بافری کانی‌های

رسی دارد (۲۳). میکاها و ورمی‌کولیت دارای ظرفیت بافیری بالایی بوده و سطح پتاسیم محلول را ثابت نگه می‌دارند؛ درحالی‌که رس‌های آلودان ظرفیت بافیری پایینی برای پتاسیم دارد و نمی‌تواند به‌سرعت کمبود پتاسیم خاک را جبران کند (۳۸). ترکیب غالب خاک، در مناطق خشک و نیمه‌خشک، کربنات کلسیم است. در بعضی از این خاک‌ها به‌ویژه در انواع آهکی بیش از ۲۰ درصد و گاهی افزون بر ۸۰ درصد وزن خاک را کربنات کلسیم تشکیل می‌دهد. مقدار کربنات کلسیم در خاک‌ها معرف نوع، بود یا نبود افق کلسیک و وضعیت عناصر غذایی در آنهاست. به‌طورکلی میزان کربنات کلسیم در خاک، شدیداً از اقلیم و مواد مادری تبعیت می‌کند. در مطالعات مختلف، عوامل متعددی به‌عنوان منابع کربنات کلسیم در خاک‌ها معرفی شده‌اند. مواد مادری خاک، معدنی شدن بقایای گیاهی، رواناب، آب آبیاری، هوازدگی، کانی‌های اولیه، حل شدن بعضی از کانی‌های محلول مانند گچ یا آنورتیت و گرد و غبار اتمسفری از این جمله هستند (۴۱). مطالعات انجام شده توسط محققان مختلف نشان داده است که کربنات کلسیم در خاک با جلوگیری و یا کاهش سرعت عملیات خاک‌سازی مانند جلوگیری و یا کاهش شستشوی بازها، کندکردن انتقال رس و کاهش سرعت تکاملی افق‌های تحت الارضی به‌عنوان یک عامل بازدارنده در تکامل خاک محسوب می‌شود (۱۵).

رسی دارد (۲۳). میکاها و ورمی‌کولیت دارای ظرفیت بافیری بالایی بوده و سطح پتاسیم محلول را ثابت نگه می‌دارند؛ درحالی‌که رس‌های آلودان ظرفیت بافیری پایینی برای پتاسیم دارد و نمی‌تواند به‌سرعت کمبود پتاسیم خاک را جبران کند (۳۸). ترکیب غالب خاک، در مناطق خشک و نیمه‌خشک، کربنات کلسیم است. در بعضی از این خاک‌ها به‌ویژه در انواع آهکی بیش از ۲۰ درصد و گاهی افزون بر ۸۰ درصد وزن خاک را کربنات کلسیم تشکیل می‌دهد. مقدار کربنات کلسیم در خاک‌ها معرف نوع، بود یا نبود افق کلسیک و وضعیت عناصر غذایی در آنهاست. به‌طورکلی میزان کربنات کلسیم در خاک، شدیداً از اقلیم و مواد مادری تبعیت می‌کند. در مطالعات مختلف، عوامل متعددی به‌عنوان منابع کربنات کلسیم در خاک‌ها معرفی شده‌اند. مواد مادری خاک، معدنی شدن بقایای گیاهی، رواناب، آب آبیاری، هوازدگی، کانی‌های اولیه، حل شدن بعضی از کانی‌های محلول مانند گچ یا آنورتیت و گرد و غبار اتمسفری از این جمله هستند (۴۱). مطالعات انجام شده توسط محققان مختلف نشان داده است که کربنات کلسیم در خاک با جلوگیری و یا کاهش سرعت عملیات خاک‌سازی مانند جلوگیری و یا کاهش شستشوی بازها، کندکردن انتقال رس و کاهش سرعت تکاملی افق‌های تحت الارضی به‌عنوان یک عامل بازدارنده در تکامل خاک محسوب می‌شود (۱۵).

روش انجام مطالعه

برای انجام این مطالعه، ابتدا بر اساس اطلاعات به‌دست آمده از عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی، واحدهای فیزیوگرافی تفکیک شد و روی هر واحد، یک خاکرخ حفر و از افق‌های مختلف نمونه‌برداری شد. نمونه‌ها پس از خشک شدن در هوای آزاد از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. تعدادی از آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی شامل pH در خمیر اشباع، قابلیت هدایت الکتریکی خاک در عصاره اشباع و استفاده از هدایت‌سنج الکتریکی، بافت خاک به روش هیدرومتر (۸)، کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون برگشتی (۲۶)، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش جانشین کاتیون‌ها با استات سدیم (۹)، کربن آلی به روش سوزاندن تر با بی‌کرومات پتاسیم در مجاورت

خاک‌های دشت کاکان در شرق شهرستان یاسوج، با وجود اقلیم مرطوب، دارای کربنات کلسیم زیاد هستند. هدف از انجام این پژوهش، بررسی منشأ، ویژگی‌های کانی‌های رسی و ارتباط آنها با شکل‌های مختلف پتاسیم در خاک‌های آهکی دشت کاکان استان کهگیلویه و بویراحمد بود.

مواد و روش‌ها

موقعیت و ویژگی‌های اقلیمی منطقه

دشت کاکان به وسعت حدود ۲۸۰۰ هکتار و به فاصله تقریبی ۳۵ کیلومتر از شرق شهرستان یاسوج و در محدوده جغرافیایی $31^{\circ} 47' 51''$ تا $51^{\circ} 45' 50''$ طول شرقی و $31^{\circ} 33' 30''$ تا



شکل ۱. موقعیت منطقه مطالعه شده در استان و کشور

در حمام بخار خارج شدند. برای حذف ماده آلی، آب اکسیژنه ۳۰ درصد مورد استفاده قرار گرفت. طی این مرحله دی اکسید منگنز نیز حذف می شود. سپس با استفاده از بافر سیترات و محلول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیز خارج شد. پس از جداسازی رس (۷۵۰ دور در دقیقه سانتریفیوژ به مدت پنج دقیقه و سی ثانیه)، نمونه ها با منیزیم و پتاسیم اشباع و این نمونه ها به ترتیب با اتیلن گلیکول و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار شده و جداگانه با پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفتند.

نتایج و بحث

خاک

در منطقه مطالعه شده، به دلیل اینکه کوه های اطراف آهکی است و همراه بارندگی و سیلاب ها و همچنین وزش باد، میزان

اسید سولفوریک غلیظ و تیتراسیون بی کرومات پتاسیم باقیمانده با فرو آمونیوم سولفات (۳۰)، روی نمونه ها انجام شد. پتاسیم محلول در عصاره اشباع، به روش شعله سنجی، پتاسیم تبدالی از طریق عصاره گیری با استات آمونیم یک مولار در pH ۷ (۲۷)، پتاسیم غیر تبدالی با اسید نیتریک جوشان یک مولار (۳۲) و پتاسیم کل با هضم نمونه ها توسط اسید فلوئوریدریک و تیزاب سلطانی (۷) انجام شد. پتاسیم ساختمانی با کم کردن پتاسیم کل از پتاسیم عصاره گیری شده با اسید نیتریک جوشان به دست آمد.

برای آماده سازی نمونه ها برای تجزیه کانی های رسی، روش های مهرا و جکسون (۲۸)، کیتریک و هوپ (۲۴) و جکسون (۱۹) برای از بین بردن عوامل شیمیایی سیمانی کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر مبنای عمل قرار گرفت. ابتدا کربنات های خاک با استفاده از محلول نرمال استات سدیم (pH=5) در دمای ۸۰ درجه سلسیوس

جدول ۱. ویژگی‌های فیزیکی شیمیایی خاک‌های منطقه کاکان

شماره خاکرخ	شماره نمونه	افق	رس (%)	شن (%)	pH	هدایت الکتریکی (dSm ⁻¹)	کربنات کلسیم معادل (%)	کربن الی (%)	ظرفیت تبادل کاتیونی (cmol kg ⁻¹)
۱	۱	Ap	۴۴	۲۵	۷/۱	۰/۶	۴۸	۱/۶۸	۳۰
	۲	Bk ₁	۳۷/۴	۲۹	۷/۲	۰/۴	۵۹	۱/۳۸	۲۲
	۳	Bk ₂	۴۸/۷	۲۵	۷/۳	۰/۳	۶۵	۱/۲	۲۷
	۴	Bk ₃	۴۴/۷	۱۱	۷/۴	۰/۳	۷۳	۰/۷۵	۲۵
۲	۵	Ap	۵۲/۷	۱۷	۶/۵	۱/۳	۲۴	۱/۲۶	۳۹
	۶	Bw	۳۹/۵	۲۳	۷/۲	۰/۸	۳۶	۰/۸۱	۲۵
	۷	Btk ₁	۴۴/۷	۲۱	۷/۱	۰/۷	۴۰	۰/۷۵	۳۱
	۸	Btk ₂	۵۴	۲۴	۷/۲	۰/۶	۴۲	۰/۶۳	۳۲
۳	۹	Ap	۴۶/۴	۱۶	۷/۲	۰/۴	۵۲	۱/۵۳	۳۵
	۱۰	Bt ₁	۵۷/۴	۱۳	۷/۱	۰/۴	۵۷	۰/۶	۳۷
	۱۱	Bt ₂	۵۳/۴	۱۵	۷/۲	۰/۳	۵۶	۰/۹۳	۳۳
	۱۲	BC	۴۲/۸	۱۸	۷/۴	۰/۴	۷۴	۱/۰۴	۳۲
۴	۱۳	Ap	۵۵/۴	۷	۷/۶	۰/۶	۵۲	۱/۵۳	۳۵
	۱۴	Btkg ₁	۶۸/۷	۴	۷/۸	۰/۴	۵۷	۰/۶	۳۷
	۱۵	Btkg ₂	۵۸/۷	۱۱	۷/۸	۰/۷	۵۷	۰/۹۳	۳۳
	۱۶	Btkg ₃	۵۲/۷	۱۱	۷/۸	۰/۵	۷۴	۱/۰۳	۳۲
۵	۱۷	Ap	۵۰/۷	۱۵	۷/۵	۰/۸	۳۷	۱/۱۶	۴۷
	۱۸	Bw ₁	۴۴/۷	۱۸	۷/۳	۰/۳	۴۵	۰/۸۸	۳۴
	۱۹	Bw ₂	۴۵/۴	۱۴	۷/۴	۰/۳	۳۶	۰/۷۸	۳۵
	۲۰	Bw ₃	۴۸/۷	۸	۷/۴	۰/۲	۴۵	۰/۵۴	۴۰
۶	۲۱	Ap	۴۴/۷	۲۵	۶/۹	۰/۶	۲۲	۱/۴۳	۳۲
	۲۲	Bt ₁	۵۲/۷	۱۳	۷/۳	۰/۴	۲۵	۰/۷۸	۴۲
	۲۳	Bt ₂	۵۱/۴	۱۱	۷/۶	۰/۳	۲۸	۰/۴۱	۴۶

زمستان‌های مرطوب و خیلی سرد و یخبندان و تابستان‌های خشک و معتدل با رژیم‌های رطوبتی زیریک و حرارتی مزیک و سایر عوامل خاک‌سازی قرار گرفته و بسته به جنس و مقاومت مواد مادری در مقابل هوادیدگی خاک‌های متنوعی تشکیل شده است. با توجه به آمارهای هواشناسی، میزان ریزش‌های جوی به اندازه‌ای است که می‌تواند در شست‌وشوی املاح محلول و انتقال کربنات‌ها، سولفات‌ها و رس‌های ریز و تجمع مواد آلی و در نتیجه در تکامل خاک‌ها مؤثر باشد. البته با وجود ریزش‌های جوی قابل توجه، میزان آن به اندازه‌ای نیست که بتواند خاک‌ها را اسیدی و کربنات‌ها را از خاکرخ خارج کند. لذا خصوصیات خاک‌ها تا حدی از ترکیبات مواد مادری تبعیت می‌کند. به نظر می‌رسد میزان زیاد کربنات کلسیم مانع تکامل و اسیدی شدن

پایان‌ناپذیری کربنات کلسیم به منطقه وارد می‌شود، خاک‌های منطقه دارای میزان بالایی کربنات کلسیم هستند. همان‌گونه که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، در همه خاکرخ‌ها، با افزایش عمق، میزان کربنات کلسیم افزایش می‌یابد که دلیل آن میزان بالای نزولات جوی است که کربنات کلسیم را از افق‌های سطحی شسته و به عمق‌های پایین‌تر می‌برد. به‌طورکلی، خاک‌های منطقه در دو فیزیوگرافی شامل دشت مرتفع (Platue) و دشت دامنه‌ای (Piedmont plain) قرار دارند. خاک‌های اراضی دشت کاکان با مواد مادری شدیداً آهکی و از تجزیه و هوادیدگی سنگ‌های اولیه آهکی در تاقدیس‌های سلسله‌کوه‌های زاگرس به‌وجود آمده‌اند و تحت تأثیر نیروی آب و ثقل به دشت منتقل شده و رسوب کرده‌اند. این رسوبات تحت تأثیر آب و هوای مدیترانه‌ای با

جدول ۲. طبقه‌بندی خاک‌های منطقه طبق سیستم جامع طبقه‌بندی وزارت کشاورزی آمریکا (USDA)

شماره خاکرخ	فیزیوگرافی	USDA (2014)
۱	دشت مرتفع	Fine, carbonatic, mesic, Typic Calcixerpts
۲	دشت مرتفع	Fine, smectitic(Calcareous), mesic, Calcic Haploxeralfs
۳	دشت دامنه‌ای	Fine, carbonatic, mesic, Typic Haploxeralfs
۴	دشت دامنه‌ای	Fine, carbonatic, mesic, Aquic Haploxeralfs
۵	دشت دامنه‌ای	Fine, smectitic(calcareous), mesic, Typic Haploxerolls
۶	دشت دامنه‌ای	Fine, smectitic(calcareous), mesic, Typic Argixerolls

جدول ۳. فراوانی نسبی (درصد) کانی‌های رسی در خاک‌های منطقه کاکان

خاکرخ	افق	کانولینیت	ایلیت	کلریت	اسمکتایت	ورمی‌کولایت	کوارتز
۱	Ap	+	+	++	+++	+	+
۱	Bk1	+	+	++	++++	+	+
۲	Ap	+	+	++	+++	+	+
۲	Bw	+	+	++	++++	+	+
۴	Ap	+	+	++	+++	+	+
۴	Btkgl	-	+	++	++++	+	+

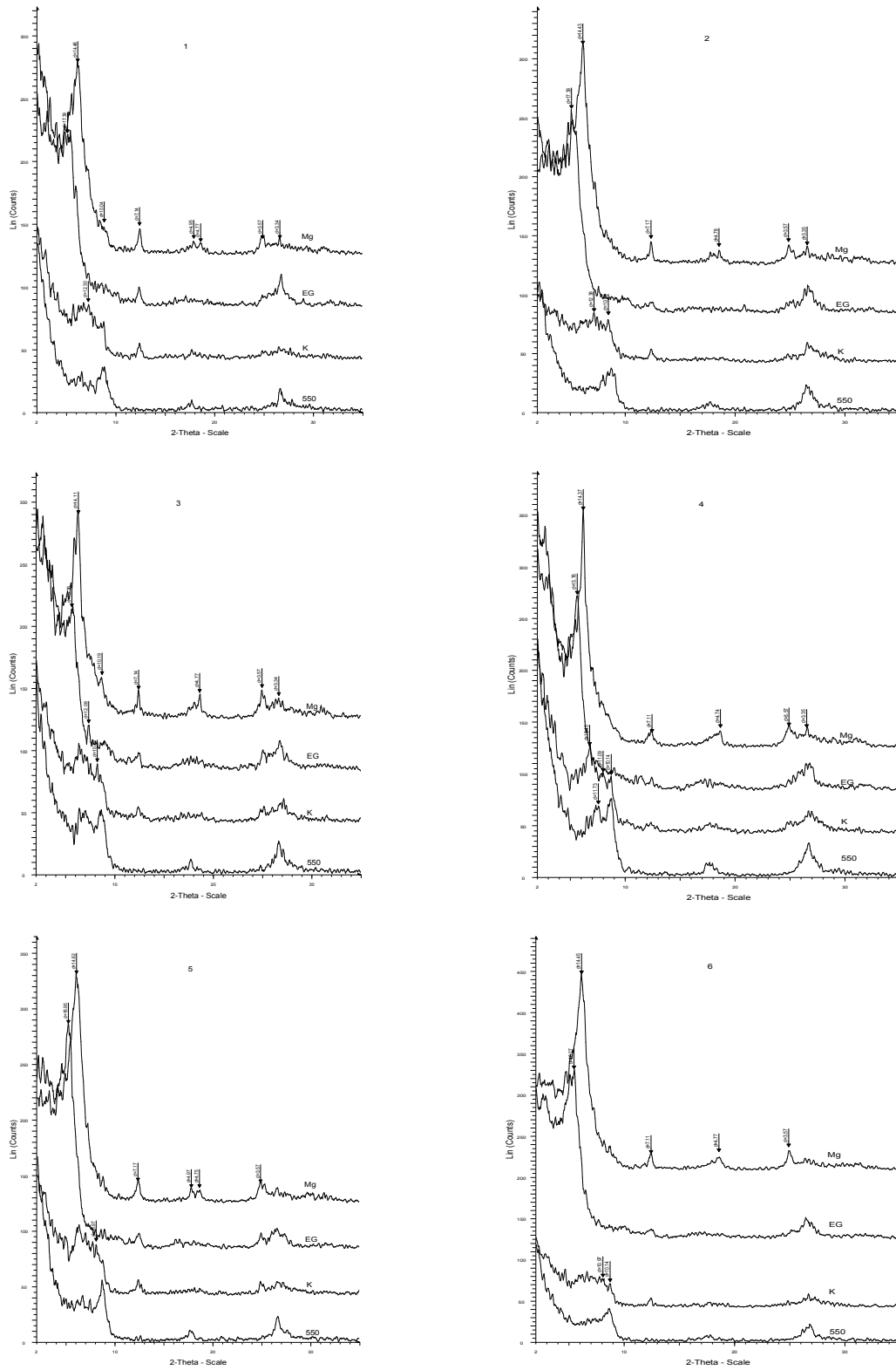
-: جزئی یا وجود ندارد، +: کمتر از ۱۰ درصد، ++: ۱۰-۳۰ درصد، +++: ۳۰-۶۰ درصد و ++++: بیشتر از ۶۰ درصد

می‌تواند دارای سه منشأ باشد. (۱) نوتشکیلی از محلول خاک (۲)، منشأ تخریبی یا توارثی و (۳) تبدیل سایر کانی‌ها به اسمکتایت (۲۱). در بیشتر نمونه‌های مطالعه شده، اسمکتایت‌های با بار لایه‌ای متفاوت مشاهده شد (شکل ۲). اسمکتایت‌های با بار لایه‌ای کم، بیشتر منبسط شده و پیک‌های قوی بیشتر از ۱۷ آنگستروم دارند؛ درحالی‌که اسمکتایت‌های دارای بار لایه‌ای زیاد قابلیت انبساط کمتری دارند (۱۳). منطقه مورد مطالعه دارای بارندگی زیاد بوده و شرایط برای تغییرات کانی‌های اولیه و تبدیل آنها به کانی‌هایی مانند اسمکتایت کافی به نظر می‌رسد. خاکرخ‌های واقع در بخش‌های پست منطقه دارای بافت ریز و شرایط زهکشی نامناسب هستند. بنابراین می‌توان منشأ نوتشکیلی را با توجه به شرایط زهکشی و همچنین pH بالا و فعالیت بالای یون سیلیس در این شرایط یکی از مهم‌ترین دلایل فراوانی اسمکتایت در این خاکرخ‌ها بیان کرد. نوسازی این کانی در خاک‌ها نیازمند شرایط خاص مانند وضعیت زهکشی ضعیف، PH بالا، فعالیت بالای یون سیلیسیم در محلول خاک و

خاک‌ها شده است. در تشکیل خاک‌های این منطقه، عامل اقلیم بیش از سایر عوامل تشکیل دهنده خاک مؤثر بوده و عامل توپوگرافی تا اندازه‌ای در اندازه ذرات، نوع و توزیع مواد آلی، نوع افق‌های مشخصه و درجه تکامل خاکرخی مؤثر بوده است. در واقع، نسبت به سایر مناطق مدیترانه‌ای جنوب ایران، عامل توپوگرافی اهمیت کمتری داشته است. به‌طورکلی، خاک‌های منطقه با توجه به افق‌های مشخصه سطحی و عمقی و همچنین رژیم‌های رطوبتی و حرارتی منطقه، طبق سیستم جامع رده‌بندی آمریکایی در سه راسته آلفی سول‌ها، اینسپتی سول‌ها و مالی سول‌ها قرار دارند (جدول ۲).

کانی‌شناسی

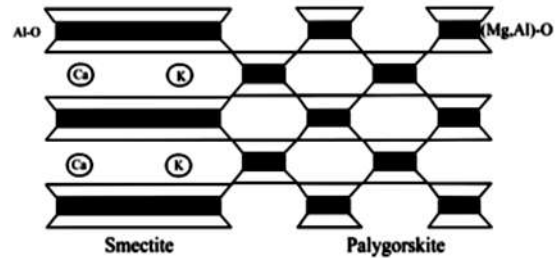
فراوانی نسبی کانی‌های رسی در خاک‌های منطقه کاکان در جدول ۳ آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، کانی اسمکتایت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی موجود در خاک‌های منطقه است. اسمکتایت مانند سایر کانی‌های رسی سیلیکاتی



شکل ۲. ديفرکتوگرام‌های پرتو پراش ایکس تعدادی از نمونه‌های خاک‌های منطقه

دادند، گزارش کردند که کانی‌های هر سه منطقه به لحاظ نوع تقریباً مشابه ولی مقدار نسبی آنها تحت شرایط زهکشی و پستی و بلندی متفاوت بوده است، به گونه‌ای که در اراضی پست‌تر، به دلیل افزایش شرایط هوادیدگی، بر مقدار کانی‌های اسمکتیت افزوده می‌شود. آنها عوامل ایجاد اسمکتیت را در مناطق بدون مشکل زهکشی، تغییر و تبدیل کانی‌ها به یکدیگر و در مناطق با زهکشی ضعیف، تشکیل مجدد دانسته‌اند. تقریباً در همه خاک‌های مطالعه شده، میزان اسمکتایت از سطح به عمق افزایش یافته است. یکی از علت‌های بیشتر بودن این کانی در عمق را می‌توان انتقال این کانی از سطح به عمق به دلیل آب و هوای مرطوب منطقه عنوان کرد. در سطح خاک شرایط برای تبدیل کانی‌های دیگر مانند ایلیت و پالیگورسکیت به اسمکتایت مهیاتر است ولی بارندگی منطقه و ریز بودن این کانی باعث انتقال آن به بخش‌های پایین‌تر خاک‌ها شده است. همچنین دلیل دیگر افزایش این کانی از سطح به عمق می‌تواند اثری بودن بخشی از کانی اسمکتایت مشاهده شده باشد. عزیزی و همکاران (۳)، با بررسی خاک‌های منطقه جنوب تهران، اعلام کردند دلیل افزایش اسمکتایت با افزایش عمق می‌تواند به دلایل موروثی بودن، تبدیل ایلیت به اسمکتایت و تشکیل مجدد آن از پالیگورسکیت است. سنکایی و همکاران (۳۵) گزارش کردند که کانی اسمکتایت مشاهده شده در اعماق خاک‌های آلفی‌سول در ایالت تگزاس آمریکا منشأ موروثی دارد.

ورمیکولیت دارای پیک ۱۴ آنگسترومی در تیمار منیزیم بود که تحت تأثیر تیمار اتیلن گلیکول انبساط جزئی دارد. همچنین در اثر اشباع با پتاسیم به دلیل تکمیل شبکه آن و تبدیل به میکا، به ۱۰ آنگستروم تغییر می‌یابد. مقدار این کانی در خاک‌های منطقه کمتر از پنج درصد است و اختلاف معنی‌داری در میزان این کانی بین افق‌های سطحی و عمقی وجود ندارد. دلیل کم بودن میزان ورمیکولایت در خاک‌های منطقه را می‌توان ناپایداری آن در شرایط با منیزیم زیاد و pH قلیایی خاک دانست که باعث ناپایداری این کانی در شرایط تشکیل از میکا شده و باعث می‌شود که این کانی به سرعت به اسمکتایت تبدیل شود. خرمالی



شکل ۳. دیاگرام ساده شده تبدیل اسمکتایت به پالیگورسکیت.

(برگرفته از ژو و همکاران (۴۳))

فراوانی کاتیون‌های بازی است (۶). منشأ دیگری که برای درصد بالای این کانی در اراضی پست منطقه عنوان کرد، تبدیل کانی پالیگورسکایت به اسمکتایت است که در مناطق با بارندگی بالا این کانی تبدیل به اسمکتایت می‌شود. در این منطقه نیز در هیچ کدام از خاک‌ها کانی پالیگورسکیت مشاهده نشد. اولیایی و همکاران (۳۱)، در بررسی خاک‌های استان کهگیلویه و بویراحمد، زیادی اسمکتیت در خاک‌های مناطق با بارندگی کم تا متوسط را مواد مادری و سنگ مادر و در مناطق با بارندگی بیشتر، نوتشکلی و تجزیه و تخریب سایر کانی‌ها و همچنین تبدیل پالیگورسکیت به مونت‌موریلونایت دانسته‌اند.

در خاک‌های بخش‌های با زهکشی مناسب، تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتایت و همچنین تبدیل میکا به اسمکتایت از دلایل اصلی فراوانی کانی اسمکتایت است. ارتباط اسمکتایت و پالیگورسکیت در بسیاری از خاک‌ها مشاهده شد و درباره تبدیل آنها به یکدیگر بحث شده است (۳۶). بیگهام و همکاران (۵) کاهش پالیگورسکیت را با افزایش اسمکتایت هماهنگ می‌دانند. طبق نظر گولدن و همکاران (۱۶)، تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتایت توسط شکسته شدن پیوندهای Si-O-Si بین واحدهای سیلیکات‌های لایه‌ای ۱:۲ و یا انحلال کامل و رسوب مجدد امکان‌پذیر است (شکل ۳). ابطحی (۲) در مطالعه‌ای در جنوب ایران گزارش کرد که با کاهش اسمکتایت بر مقدار پالیگورسکیت افزوده می‌شود.

خرمالی و ابطحی (۲۰) نیز در تحقیقی که در سه منطقه با خاک‌های آهکی و با اقلیم‌های متفاوت در جنوب ایران انجام

و ابطحی (۲۱) اظهار می‌دارند ورمیکولیت در pH حدود ۵ تا ۶ و به سبب افزایش فعالیت آلومینیوم می‌تواند در خاک پایدار بماند. وجود مقدار کم ورمیکولیت در خاک‌ها، به دلیل شرایط pH بالا، حلالیت کم Al، حلالیت زیاد Si و وجود یون‌های Ca^{2+} و Mg^{2+} در خاک‌های آهکی بود که در این شرایط، این کانی بسیار ناپایدار است و شرایط برای تشکیل اسمکتیت مساعدتر است.

کانی کلرایت یک کانی اولیه است که در خاک‌های آهکی شرایط پایداری داشته و کمتر به سایر کانی‌ها تبدیل می‌شود. برای تبدیل این کانی به اسمکتایت باید یون‌های هیدروکسید بین لایه‌ای آن خارج شود که در شرایط تجزیه و تخریب شدید و حالت اسیدی خاک این شرایط مهیا می‌شود. در منطقه مورد مطالعه، خاک‌ها آهکی بوده و pH خاک نیز خثی تا قلیایی بود و شرایط برای تبدیل این کانی به سایر کانی‌ها وجود ندارد. منشأ کلرایت این خاک‌ها نیز ارثی است. کلریت به‌طور طبیعی در سنگ‌های رسوبی و خاک‌های حاصلخیز مشتق از آن دیده می‌شود. خرمالی و ابطحی (۲۱) معتقدند فراوانی کلریت در خاک‌ها به مقدار زیادی مربوط به حضور آن در سنگ مادر است. کانی کائولینیت به مقدار جزئی در خاک‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. تشکیل پدورژنیک کائولینیت در این خاک‌ها امکان ندارد. زیرا شرایط مورد نیاز برای تشکیل پدورژنیک این کانی، که شامل شرایط اسیدی همراه با فعالیت متوسط سیلیس و کم بودن مقادیر کاتیون‌های بازی است، در این خاک‌ها میسر نیست. کائولینیت در محیط‌های اسیدی، که یون‌های Fe، Mg و Ca آبشویی می‌شوند، تشکیل می‌شود. این کانی اغلب از فلدسپارها در ضمن آبشویی املاح در محیط‌های اسیدی حاصل می‌شود. بنابراین باید آب و هوای منطقه مرطوب باشد و زهکش خاک مانعی برای آبشویی و انتقال یون‌های فوق‌الذکر نباشد تا این کانی به‌وجود آید (۱۲). به هر حال، مقدار جزئی این کانی در بعضی خاک‌ها موروثی بوده و از سنگ‌های مادر به خاک به ارث رسیده است. منشأ آواری نیز می‌تواند دلیل وجود این کانی در خاک‌های منطقه باشد. همچنین، تفاوت معنی‌داری بین میزان این کانی در سطح و عمق خاک‌های منطقه مشاهده

نمی‌شود.

برخلاف بسیاری از خاک‌های جنوب ایران، که مقادیر فراوانی کانی ایلیت دارند، میزان این کانی در منطقه بسیار کم است. همان‌گونه که در مبحث مربوط به کانی‌های اسمکتایت اشاره شد، یکی از منابع مهم تشکیل اسمکتایت، تغییر و تحول کانی ایلیت است. با توجه به آب و هوای مرطوب منطقه، همان‌گونه که انتظار می‌رود، میزان این کانی به دلیل تبدیل آن به سایر کانی‌ها مخصوصاً اسمکتایت بسیار کم است. همچنین کشت‌های مداوم اراضی منطقه نیز عامل خروج پتاسیم بین لایه‌ای و تشکیل اسمکتایت است که این عوامل در مجموع باعث کاهش میزان این کانی شده است.

مقایسه شکل‌های مختلف پتاسیم با تعدادی از ویژگی‌های

فیزیکوشیمیایی و کانی‌های رسی

شکل‌های مختلف پتاسیم و مقدار نسبی آنها در خاک‌رخ‌های مطالعه شده منطقه در جدول ۴ نشان داده شده است. میانگین پتاسیم محلول ۲/۴ میلی‌گرم در کیلوگرم، میانگین پتاسیم تبادل ۱۶۳ میلی‌گرم در کیلوگرم، میانگین پتاسیم غیرتبادلی (تفاوت بین پتاسیم استخراج شده با اسید نیتریک و پتاسیم تبادل و محلول) ۲۳۸ میلی‌گرم در کیلوگرم، و میانگین پتاسیم ساختمانی (تفاوت بین پتاسیم کل و پتاسیم استخراج شده با اسید نیتریک) خاک‌رخ‌های مطالعه شده ۲۵۶۸ میلی‌گرم در کیلوگرم است.

جدول‌های ۵ و ۶، همبستگی بین شکل‌های مختلف پتاسیم و تعدادی از ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی در افق‌های مختلف و همچنین تعدادی از کانی‌های رسی سیلیکاتی را نشان می‌دهند. این نتایج نشان می‌دهد که مقدار پتاسیم محلول در خاک‌رخ‌ها و افق‌ها متفاوت است. همچنین این شکل پتاسیم ارتباط مثبت و معنی‌داری با CEC ($0/611^*$) و پتاسیم غیرتبادلی ($0/64^*$) و ارتباط مثبتی با پتاسیم تبادل ($0/487$) و پتاسیم ساختمانی ($0/528$) نشان داد. درحالی‌که این ارتباط با کربنات کلسیم منفی و معنی‌دار ($0/576^*$) بود. مقدار پتاسیم محلول متأثر از افزودن کودهای پتاسیمی، جذب توسط گیاه، جایگزین شدن توسط دیگر

جدول ۴. شکل‌های مختلف پتاسیم و مقدار نسبی آنها در خاک‌های منطقه کاکان

شماره خاکرخ	افق	شماره نمونه	شکل‌های مختلف پتاسیم (mg kg ⁻¹) و درصد							
			محلول	تبادلی	درصد	غیرتبادلی	درصد	ساختمانی		
۱	Ap	۱	۴/۸	۲۵۱	۱۰	۳۴۰	۱۳/۶	۱۹۱۸	۷۶/۴	۲۵۱۰
	Bk ₁	۲	۱	۹۱	۶/۲	۱۱۶	۷/۸	۱۲۷۳	۸۶	۱۴۸۱
	Bk ₂	۳	۱/۱	۵۵	۸/۳	۵۶	۸/۳	۵۶۳	۸۳/۵	۶۷۴
	Bk ₃	۴	۰/۲	۱۰۳	۸/۹	۹۲	۷/۹	۹۶۶	۸۳/۲	۱۱۶۱
۲	Ap	۵	۲/۷	۴۰۴	۱۰	۵۲۳	۱۲/۹	۳۱۱۸	۷۷/۱	۴۰۴۶
	Btk ₁	۷	۰/۶	۱۰۴	۵/۷	۱۴۱	۷/۸	۱۵۶۷	۸۶/۵	۱۸۱۲
۳	Bt ₁	۱۰	۵/۴	۲۲۲	۵/۵	۳۸۸	۹/۶	۳۴۳۵	۸۴/۹	۴۰۴۷
۴	Ap	۱۳	۲/۳	۱۸۱	۵/۸	۲۳۷	۷/۶	۲۶۸۴	۸۶/۵	۳۱۰۲
	Btkg ₁	۱۴	۱/۱	۱۱۶	۳/۹	۱۸۱	۶/۱	۲۶۵۳	۸۹/۹	۲۹۵۱
	Btkg ₂	۱۵	۰/۹	۱۰۵	۳/۷	۱۶۷	۶	۲۵۳۰	۹۰/۳	۲۸۰۲
	Btkg ₃	۱۶	۰/۶	۱۱۸	۳/۴	۱۸۱	۵/۳	۳۱۱۱	۹۱/۳	۳۴۰۹
۵	Bw ₁	۱۸	۱	۱۷۰	۳/۶	۲۹۵	۶/۳	۴۲۴۹	۹۰/۲	۴۷۱۲
	Bw ₃	۲۰	۳/۸	۱۷۲	۴/۱	۲۵۱	۶/۲	۳۶۲۷	۸۹/۶	۴۰۲۷
۶	Bt ₁	۲۲	۸/۷	۱۹۴	۴/۱	۳۵۶	۷/۴	۴۲۴۷	۸۸/۵	۴۷۹۸
میانگین			۲/۴	۱۶۳	۵/۵	۲۳۸	۸	۲۵۶۸	۸۶/۵	۲۹۶۸

جدول ۵. همبستگی بین تعدادی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی و شکل‌های مختلف پتاسیم در خاک‌های منطقه کاکان

پتاسیم محلول	پتاسیم تبادلی	پتاسیم غیرتبادلی	پتاسیم ساختمانی	کربنات کلسیم	CEC	کربن آلی	رس
۰/۴۸۷							
۰/۶۴۰*	۰/۹۴۸**						
۰/۵۲۸	۰/۴۶۶	۰/۶۷۸**					
۰/۵۷۶*	۰/۶۶۸**	۰/۷۱۲**	۰/۵۱۰				
۰/۶۱۱*	۰/۵۷۴*	۰/۶۹۴**	۰/۸۳۸**	۰/۶۴۴*			
۰/۰۵۴	۰/۲۴۱	۰/۰۷۸	۰/۳۴۳	۰/۰۰۹	۰/۳۹۵		
۰/۱۰۷	۰/۲۹۲	۰/۳۸۲	۰/۴۵۳	۰/۰۰۶	۰/۶۰۳*	۰/۳۶۸	
۰/۰۵۴	۰/۰۲۲	۰/۰۹۱	۰/۴۷۰	۰/۰۷۶	۰/۵۹۸*	۰/۵۲۶	۰/۷۶۷**

** معنی‌دار در سطح یک درصد و * معنی‌دار در سطح پنج درصد

می‌دهد. پتاسیم محلول به سرعت برای گیاه و ریزجانداران خاک قابل استفاده است. سطح پتاسیم محلول خاک پایین است و به تخلیه (جذب توسط گیاه یا آبشویی) و همچنین جایگزینی

شکل‌های پتاسیم و زمان نمونه‌برداری است. به‌طورکلی، این شکل پتاسیم بخش بسیار کوچکی از کل پتاسیم خاک را در افق‌های سطحی و زیرسطحی خاک‌های مطالعه شده تشکیل

جدول ۶. همبستگی بین شکل‌های مختلف پتاسیم و تعدادی از کانی‌های رسی سیلیکاتی منطقه کاکان

پتاسیم محلول	پتاسیم تبادل	پتاسیم غیرتبادلی	پتاسیم ساختمانی	ایلیت	ورمی‌کولیت
۰/۶۴۳					
۰/۶۵۹	۰/۹۹۷**				
۰/۲۴۸	۰/۶۶۱	۰/۶۸۶			
۰/۸۷۸*	۰/۷۲۱	۰/۷۴۴	۰/۶۴۷		
۰/۰۹۹	۰/۱۹۳	۰/۲۵۸	۰/۳۵۵	۰/۱۳۶	
۰/۸۹۵*	۰/۷۶۵	۰/۷۵۲	۰/۱۳۶	۰/۷۰۷-	۰/۰۹۵

** معنی‌دار در سطح یک درصد و * معنی‌دار در سطح پنج درصد

آنجایی که کانی‌شناسی انجام شده فراوانی نسبی (درصد) کانی‌های رسی را در بخش رس خاک مشخص می‌کند، در نتیجه با افزایش مقدار رس نمونه‌ها مقدار کانی نیز در آن نمونه بیشتر می‌شود. این نتایج نشان داد که پارامترهای ظرفیت تبادل کاتیونی و کربنات کلسیم ارتباط معنی‌دار و رس، کربن آلی، ایلیت، اسمکتایت و ورمی‌کولیت ارتباط مستقیم با پتاسیم تبادل دارند (به ترتیب *۰/۵۷۴، *۰/۶۶۸-، ۰/۲۹۲، ۰/۲۴۱، ۰/۷۲۱، ۰/۷۶۵ و ۰/۱۹۳). این مقایسه نشان می‌دهد که در همه نمونه‌ها پتاسیم تبادل ارتباط منفی و معنی‌داری با کربنات کلسیم دارد. در افق‌های سطحی، که ماده آلی بیشتر است، نقش آن از مقدار رس هم بیشتر است. سطح ویژه بالای مواد آلی باعث افزایش ظرفیت تبادل کاتیونی و در نتیجه افزایش قدرت نگهداری مقدار بیشتری از کاتیون‌ها مانند پتاسیم در خاک‌ها می‌شود. راهب و حیدری (۳۳) بیان می‌کنند که خاک‌های دارای اسمکتایت بیشتر، مقدار بیشتری پتاسیم تبادل در مقایسه با خاک‌های با کانی غالب ایلیت دارند. همچنین، آنها ارتباط مثبت و معنی‌داری بین پتاسیم تبادل با مواد آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی را گزارش کردند. پتاسیم تبادل پیوند الکتروستاتیکی با سطوح خارجی رس‌ها دارد و قابلیت تبادل سریع با سایر کاتیون‌ها دارد و برای گیاه به‌راحتی و به‌سرعت قابل استفاده است (۳۹).

پتاسیم غیرتبادلی متفاوت از پتاسیم ساختمانی است. این شکل پتاسیم، برخلاف پتاسیم ساختمانی، با ساختمان کریستالی

شکل‌های تبادل و غیرتبادل خاک وابسته است. همچنین، مقدار پتاسیم محلول وابسته به قدرت بافری کانی‌های رسی است (۲۳). میکاها و ورمی‌کولیت دارای ظرفیت بافری بالایی هستند و سطح پتاسیم محلول را ثابت نگه می‌دارند؛ درحالی‌که رس‌های آلفان ظرفیت بافری پایینی برای پتاسیم دارند و نمی‌توانند به سرعت کمبود پتاسیم خاک را جبران کنند (۳۸).

پتاسیم تبادل در افق‌های سطحی بیشتر از افق‌های زیرین است. بیشترین مقدار پتاسیم تبادل در افق سطحی خاکرخ ۲، که یک خاک آلفی سولز است، مشاهده شد. این افق سطحی دارای رس و ماده آلی زیاد و کربنات کلسیم کم است. کمترین مقدار پتاسیم تبادل در افق‌های پایینی خاکرخ شماره ۱ (نمونه‌های ۲ و ۳)، که افق‌های کلسیک خاک اینسپتی سولز هستند، مشاهده شد. این نمونه‌ها دارای شن زیاد، رس کم و کربنات کلسیم بالا هستند. شکل‌های مختلف پتاسیم معمولاً تحت تأثیر نوع کانی‌های رسی و بافت خاک قرار می‌گیرند (۲۹). همچنین، پتاسیم تبادل توسط رس‌های قابل انبساط مانند اسمکتایت‌ها نگهداری می‌شود (۳۷). بانسل و همکاران (۴) گزارش دادند که بالاترین مقدار پتاسیم تبادل در خاک‌های با رس غالب اسمکتایت وجود دارد. پتاسیم تبادل از طریق پیوند الکتروستاتیکی روی رس‌ها و همچنین مواد آلی نگهداری می‌شود (۱۱). دلیل بیشتر بودن پتاسیم تبادل در سطح، نسبت به عمق، بیشتر بودن اسمکتایت و مواد آلی در سطح خاک است. از

تشکیل می‌دهند. بارندگی بیشتر در این منطقه باعث شست‌وشو و خارج شدن مقدار زیادی از کربنات کلسیم این خاک‌ها در مقایسه با دیگر مناطق شده است؛ گرچه به دلیل منابع عظیم کربنات کلسیم در سازندهای اطراف، که بیش از ۹۰ درصد کربنات کلسیم دارند، کربنات کلسیم به تدریج مجدداً به این خاک‌ها اضافه می‌شود. همچنین، همبستگی منفی کربنات کلسیم با پتاسیم غیرتبادلی آزاد شده به دلیل اثر رقت است. رس بیشتر، اسمکتایت با بار لایه‌ای متفاوت و حضور ایلیت و ورمی‌کولیت به عنوان منبع پتاسیم، مهم‌ترین دلایل بیشتر بودن پتاسیم غیرتبادلی در این خاک‌هاست. این نتایج با نتایج قیری و همکاران (۱۴)، که نتیجه‌گیری کردند خاک‌های حاوی اسمکتایت به عنوان کانی غالب نسبت به خاک‌هایی که پالیگورسکیت و کلریت کانی غالب آنهاست، پتاسیم غیرتبادلی بیشتری دارند، مطابقت دارد. کمدال و همکاران (۲۵) گزارش کردند که احیای دی اکسید آهن Fe^{2+} به Fe^{3+} منجر به افزایش تثبیت پتاسیم توسط اسمکتایت‌ها می‌شود. در واقع، نیروهای بین لایه‌ای قوی که در نتیجه احیای Fe^{2+} اتفاق می‌افتد باعث تخریب لایه‌ها می‌شود و باعث محبوس شدن کاتیون‌هایی مانند پتاسیم می‌شوند. با در نظر گرفتن مقدار رس و کربنات کلسیم خاک، در شرایط یکسان، خاک‌های با رس‌های غالب ورمی‌کولایت، ایلیت و اسمکتایت با بار لایه‌ای بالا مقدار بیشتری پتاسیم غیرتبادلی نسبت به خاک‌های با کانی‌های غالب کلریت، کائولینیت و پالیگورسکیت دارند. به علاوه، نوع کانی میکایی نیز در میزان آزادسازی پتاسیم غیرتبادلی خاک‌ها تأثیر دارد. کانی‌های میکایی سه‌جایی می‌توانند نسبت به کانی‌های دو‌جایی و فلدسپارها، پتاسیم غیرتبادلی بیشتری آزاد کنند. توزیع اندازه ذرات بعضی کانی‌ها مثل میکا در خاک‌ها نیز ممکن است یکی از دلایل تفاوت آزادسازی پتاسیم خاک‌ها باشد. حسین‌پور و همکاران (۱۸) بیان کردند که خاک‌هایی با بافت سنگین (دارای رس بیشتر) و خاک‌های با کانی غالب اسمکتایت، مقدار بیشتری پتاسیم غیرتبادلی دارند.

پتاسیم کانی که به پتاسیم ساختمانی مشهور است می‌تواند تا حدود ۹۸ درصد پتاسیم خاک را تشکیل دهد و مقدار آن به

کانی‌های رسی پیوندی ندارند. در عوض، پتاسیم غیرتبادلی بین لایه‌های چهار وجهی نزدیک به هم میکاها، ورمی‌کولیت‌های دی اکسید آهن و تری اکسید آلومینا و دیگر کانی‌هایی که پتاسیم را تثبیت می‌کنند محبوس است (۳۹). پتاسیم وقتی تثبیت می‌شود که قدرت پیوند بین پتاسیم و سطح رس بیشتر از پیوند بین کاتیون‌های منفرد پتاسیم است (۱۰). نتایج نشان داد که مانند پتاسیم تبادلی، این شکل از پتاسیم نیز در سطح خاک بیشتر از اقل‌های پایینی است. پتاسیم غیرتبادلی ارتباط معنی‌داری با ظرفیت تبادل کاتیونی ($0/694^{**}$) و کربنات کلسیم ($-0/712^{**}$) و ارتباط مثبتی با رس ($0/382$)، اسمکتایت ($0/752$)، ایلیت ($0/744$) و ورمی‌کولیت ($0/258$) دارد. ارتباط مثبت مقدار رس با پتاسیم نشان‌دهنده اهمیت مقدار رس در مقدار این شکل از پتاسیم است. مقدار پتاسیم غیرتبادلی آزاد شده بستگی به نوع و اندازه کانی‌های حاوی پتاسیم دارد. مقدار پتاسیم تثبیت شده بستگی به عوامل گوناگونی مثل توزیع اندازه ذرات، نوع و مقدار کانی رسی و افزایش یا برداشته شدن پتاسیم از کانی دارد. اضافه کردن پتاسیم به خاک‌های حاوی کانی‌های رسی ۲:۱ مثل اسمکتایت و ورمی‌کولایت باعث جذب قوی یا تثبیت پتاسیم می‌شود؛ درحالی‌که کاهش پتاسیم از طریق آبشویی یا جذب توسط گیاه باعث آزادسازی پتاسیم از جایگاه‌های تثبیت شده یا غیر قابل تبادل می‌شود (۳۴). کانی‌های ۲:۱ شامل ایلیت، اسمکتایت و ورمی‌کولیت به عنوان منابع پتاسیم ارتباط مثبتی با پتاسیم غیرتبادلی نشان دادند. راهب و حیدری (۳۳) دریافتند که، به دلیل شرایط حرارتی و رطوبتی که برای هوادیدگی کانی‌های اولیه مناسب‌تر است، مقدار پتاسیم تبادلی و غیرتبادلی در سطح خاک، نسبت به عمق، بیشتر است. همان‌گونه که مشاهده شد، آلفی‌سول‌ها پتاسیم غیرتبادلی بیشتری در سطح و عمق نسبت به سایر خاک‌ها داشتند. آلفی‌سول‌ها در مناطق نیمه‌خشک تکامل یافته‌ترین خاک‌ها محسوب می‌شوند که تا اندازه‌ای در آنها شست‌وشو انجام شده است. در اراضی مطالعه شده، به دلیل بارش‌های بیشتر در دوران کنونی و در زمان‌های گذشته، آلفی‌سول‌ها در کنار مالی‌سول‌ها خاک‌های غالب را در این مناطق

مقدار رس نشان می‌دهد که کمتر شدن کربنات کلسیم باعث بیشتر شدن مقدار واقعی رس در خاک‌های دارای کربنات کلسیم کمتر و در نتیجه، افزایش مقدار نسبی کانی‌ها می‌شود. در نتیجه، در خاک‌های دارای رس بیشتر و کربنات کلسیم کمتر، پتاسیم ساختمانی و همچنین سایر شکل‌های پتاسیم بیشتر است.

نتیجه‌گیری

نتایج نشان داد که کانی اسمکتایت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی خاک‌های منطقه است. منطقه مورد مطالعه دارای بارندگی زیاد است و شرایط برای تغییرات کانی‌های اولیه و تبدیل آنها به کانی‌هایی مانند اسمکتایت کافی به نظر می‌رسد. همچنین نتایج نشان داد پتاسیم تبدالی و غیرتبدالی در افق‌های سطحی بیشتر از افق‌های زیرین است و خاک‌های آلفی سولز نیز بیشترین مقدار این دو شکل پتاسیم را دارند. دلیل بیشتر بودن پتاسیم تبدالی در سطح، نسبت به عمق، بیشتر بودن اسمکتایت و مواد آلی در سطح خاک است. رس بیشتر، اسمکتایت با بار لایه‌ای متفاوت و حضور ایلیت و ورمی‌کولیت به‌عنوان منبع پتاسیم مهم‌ترین دلایل بیشتر بودن پتاسیم غیرتبدالی در این خاک‌هاست. همچنین، درصد پتاسیم ساختمانی در افق‌های سطحی کمتر از افق‌های پایینی است. شرایط محیطی سطح خاک (اختلاف دمای فصلی و شب و روز، رطوبت بیشتر در سطح به دلیل بارندگی و آبیاری و همچنین فعالیت ریزجانداران) باعث ناپایداری و هوادیدگی بیشتر کانی‌ها در سطح خاک شده و در نتیجه، پتاسیم بیشتری از کانی‌های اولیه و ثانویه خارج شده است. این شرایط باعث شده است که تبدیل شکل ساختمانی پتاسیم به شکل‌های غیرتبدالی و تبدالی در افق‌های سطحی بیشتر شود. همچنین، به دلیل اثر رقت، با افزایش مقدار کربنات کلسیم خاک‌ها، مقدار پتاسیم تبدالی، غیرتبدالی و ساختمانی خاک‌ها کاهش یافته است. با توجه به اینکه پتاسیم مورد نیاز گیاهان از بخش‌های محلول، تبدالی و همچنین قسمتی از پتاسیم تثبیت شده تأمین می‌شود و همچنین به دلیل اینکه گیاهان مختلف نیازهای

ترکیب سنگ مادر و مرحله تکامل خاک وابسته است (۴۰). پتاسیم ساختمانی در ساختار کریستالی کانی‌های غنی از پتاسیم مانند میکاها، فلدسپارها و شیشه‌های آتشفشانی پیوند شده است (۲۳). بسیاری از کانی‌ها در بخش درشت‌تر خاک‌ها وجود دارند و در مراحل تکامل خاک‌ها تغییری در آنها به وجود نیامده است. میانگین مقدار نسبی پتاسیم ساختمانی در خاک‌های منطقه ۸۶/۵ درصد است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، مقدار نسبی (درصد) پتاسیم ساختمانی در افق‌های سطحی کمتر از افق‌های پایینی است. شرایط محیطی سطح خاک (اختلاف دمای فصلی و شب و روز، رطوبت بیشتر در سطح به دلیل بارندگی و آبیاری و همچنین فعالیت ریزجانداران) باعث ناپایداری و هوادیدگی بیشتر کانی‌ها در سطح خاک می‌شود. در نتیجه، پتاسیم بیشتری از کانی‌های اولیه و ثانویه خارج شده است. این شرایط باعث شده است که تبدیل شکل ساختمانی پتاسیم به شکل‌های غیرتبدالی و تبدالی در افق‌های سطحی بیشتر شود. پتاسیم ساختمانی ارتباط معنی‌داری با پتاسیم غیرتبدالی (**۰/۶۷۸) و ظرفیت تبادل کاتیونی (**۰/۸۳۸) و ارتباط مستقیم و مثبتی با رس (۰/۴۵۳)، ایلیت (۰/۶۴۷)، اسمکتایت (۰/۱۳۶)، ورمی‌کولیت (۰/۳۵۵) نشان داد. همچنین، باکربنات کلسیم (۰/۵۱۰-) و شن (۰/۴۷۰-) ارتباط مستقیم و منفی نشان داد. این نتایج نشان می‌دهد که اسمکتایت با بار لایه‌ای بالا، ورمی‌کولیت و ایلیت نقش مهمی در میزان پتاسیم ساختمانی در خاک‌های مورد مطالعه دارند. شاکری و همکاران (۱) در تحقیقی در استان کهگیلویه و بویراحمد گزارش دادند در مناطق خشک‌تر استان، به دلیل اینکه کانی‌های همراه ایلیت، بیشتر، کائولینیت و پالیگورسکیت است که ظرفیت ذخیره پتاسیم را ندارند و در مناطق مرطوب‌تر برعکس، اسمکتایت و ورمی‌کولیت به‌عنوان کانی‌های همراه ایلیت وجود دارد که محتوی پتاسیم زیادی هستند، در مناطق خشک‌تر ایلیت و در مناطق مرطوب‌تر اسمکتایت و ورمی‌کولیت نقش مهم‌تری در مقدار پتاسیم ساختمانی خاک دارد. ارتباط منفی این شکل از پتاسیم با مقدار کربنات کلسیم و همچنین ارتباط مثبت آن با

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از طرح تحقیقاتی در قالب پژوهانه (قرارداد پژوهانه شماره ۱/۲۳۶۷۱/۲۴۵/د) بود که هزینه آن توسط دانشگاه پیام نور تأمین شده است و بدین وسیله تشکر و قدردانی می‌شود.

پتانسیمی متفاوتی دارند، برای بررسی ارتباط شکل‌های مختلف پتاسیم و نیاز گیاه می‌توان با کشت گیاهان مختلف و اعمال تیمارهای مناسب به نتایج مورد نظر دست یافت. نتایج این مطالعه می‌تواند اطلاعات پایه و ضروری را در اختیار محققان قرار دهد.

منابع مورد استفاده

۱. شاکری، س.، س. ع. ابطی، ن. کریمیان، م. باقرنژاد و ح. ر. اولیایی. ۱۳۹۴. سینتیک آزادسازی پتاسیم غیرتبادلی در افق‌های سطحی و زیرسطحی سری‌های غالب خاک‌های استان کهگیلویه و بویراحمد. *مجله علوم آب و خاک* ۱۹ (۷۳): ۳۱۹-۳۰۱.
۲. Abtahi, A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent materials under semiarid conditions in Iran. *Soil Science Society of America Journal* 44(2): 329-336.
۳. Azizi, P., S. Mahmoodi, H. Torabi, M. H. Masihabadi and M. Homaei. 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.
۴. Bhonsle, N. S., S. K. Pal and G. S. Sekhon, 1992. Relationship of K forms and release characteristics with clay mineralogy. *Geoderma* 54(1): 285-293.
۵. Bigham, J. M.; W. F. Jayens and B. L. Allen. 1980. Pedogenic degradation of sepiolite and palygorskite of the Texas high plains. *Soil Science Society of America Journal* 44:159-167.
۶. Borchardt, C. 1989. Smectites. PP: 675-728. In: J. B. Dixon and S. B. Weed (Ed.). *Minerals in Soil Environments*. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin.
۷. Buckley, D. E. and R. E. Cranston. 1971. Atomic absorption analyses of 18 elements from a single decomposition of aluminosilicate. *Chemical Geology* 7(4): 273-284.
۸. Buoyoucos, G. J. 1962. Hydrometer method for marking particle size analysis of soil. *Agronomy Journal* 54: 4661-4665.
۹. Chapman, H. D. 1965. Cation-Exchange Capacity. *Methods of Soil Analysis*. Part 2. Chemical and Microbiological Properties, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America.
۱۰. Claassen, N., H. E. L. Dessougi and S. P. Trehan. 2001. Crop growth and potassium uptake as related to plant and soil properties. In: *Proceeding of the International Symposium on importance of Potassium in Nutrient Management on Sustainable Crop Production in India*.
۱۱. Conyers, E. S. and E. O. McLean. 1969. Plant uptake and chemical extractions for evaluating potassium release characteristics of soils. *Soil Science Society of America Journal* 33(2): 226-230.
۱۲. Dixon, J. B. and S. B. Weed. 1992. *Minerals in soil environments*. 2nd ed. SSSA. Madison, Wisconsin, U.S.A.
۱۳. Fanning, D. S., V. Z. Keramidas and M. A. El-Desokey. 1992. Micas. PP. 552-634. In: Dixon, J. B., Weed, S. B. (Eds.) *Minerals in Soil Environments*, SSSA Book Ser 1. SSSA, Madison, WI.
۱۴. Ghiri, M. N., A. Abtahi and F. Jaberian. 2011. Factors affecting potassium release in calcareous soils of southern Iran. *Soil Research* 49(6): 529-537.
۱۵. Gile, L. H. and J. W. Hawley. 1972. The prediction of soil occurrence in certain desert regions of the southwestern United States. *Soil Science Society of America Journal* 36(1): 119-124.
۱۶. Golden, D. C., J. B. Dixon, H. Shadfan and L. A. Kippenberger. 1985. Palygorskite and sepiolite alteration to smectite under alkaline conditions. *Clays and Clay Minerals* 33(1): 44-50.
۱۷. Gunal, H. and M. D. Ransom. 2006. Genesis and micromorphology of loess-derived soils from central Kansas. *Catena* 65(3): 222-236.
۱۸. Hosseinpour, A. R., T. Raisi, S. Kiani and H. R. Motaghian. 2014. Potassium-release characteristics and their correlation with bean (*Phaseolus vulgaris*) plant indices in some calcareous soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 45(6): 726-740.
۱۹. Jackson, M. L. 1975. *Soil Chemical Analysis Advanced Course*. Department of Soils, College of Agriculture, University of Wisconsin, Madison, WI.
۲۰. Khormali, F. and A. Abtahi. 2001. Soil genesis and mineralogy of three selected regions in Fars, Bushehr and Khuzestan Provinces of Iran, formed under highly calcareous conditions. *Iran Agricultural Research* 20: 67-82.
۲۱. Khormali, F. and A. Abtahi, 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.
22. Kirkman, J. H. 1981. Morphology and structure of halloysite in New Zealand tephros. *Clays and Clay Minerals* 29(1): 1-9.
23. Kirkman, J. H., A. Basker, A. Surapaneni and A. N. MacGregor. 1994. Potassium in the soils of New Zealand—a review. *New Zealand Journal of Agricultural Research* 37(2): 207-227.
24. Kittrick, J. A. and E. W. Hope. 1963. A procedure for the particle-size separation of soils for X-Ray diffraction analysis. *Soil Science* 96(5): 319-325.
25. Komadel, P., J. Madejová and J. W. Stucki. 2006. Structural Fe (III) reduction in smectites. *Applied Clay Science* 34(1): 88-94.
26. Loeppert, R. H. and D. L. Suarez. 1996. Carbonate and gypsum, PP: 437-474. In: Sparks D. L. (Ed.) *Methods of Soil Analysis*, SSSA Book Series, Part 3, Madison, WI.
27. Mc Lean, E. O., and M. E. Watson. 1985. Soil measurements of plant-available potassium. *Potassium in Agriculture, (Potassiuminagri)* 277-308.
28. Mehra, O. P. and M. L. Jackson. 1958. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: *Proceeding of the National Conference on Clays and Clays Minerals* 7: 317-327.
29. Nabiollahy, K., F. Khormali, K. Bazargan and S. Ayoubi. 2006. Forms of K as a function of clay mineralogy and soil development. *Clay Minerals* 41(3): 739-749.
30. Nelson, D. W. and L. Sommers. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. *Methods of soil analysis. Part 2. Chemical and microbiological properties*, American Society of Agronomy.
31. Owliaie, H. R., A. Abtahi and R. J. Heck. 2006. Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed on gypsiferous and calcareous materials, on a transect, southwestern Iran. *Geoderma* 134(1): 62-81.
32. Pratt, P. F. 1965. Potassium. PP. 1022-1030. In: C. A. Black. *Methods of Soil Analysis, Part 2*. American Society of Agronomy, Madison, WI.
33. Raheb, A. and A. Heidari. 2012. Effects of clay mineralogy and physico-chemical properties on potassium availability under soil aquic conditions. *Soil Science and Plant Nutrition* 12(4): 747-761.
34. Rich, C. I. 1964. Effect of cation size and pH on potassium exchange in Nason soil. *Soil Science* 98(2): 100-106.
35. Senkayi, A. L., J. B. Dixon and L. R. Hossner. 1981. Transformation of chlorite to smectite through regularly interstratified intermediates. *Soil Science Society of America Journal* 45(3): 650-656.
36. Shadfan, H. and A. S. Mashhady. 1985. Distribution of palygorskite in sediments and soils of eastern Saudi Arabia. *Soil Science Society of America Journal* 49: 243-250.
37. Shakeri, S., S. A. Abtahi, N. A. Karimian, M. Baghernejad and H. Owliaie. 2015. Kinetics of Nonexchangeable Potassium Release in Surface and Subsurface Horizons of Predominant Soil Series in Kohgilouye-va-Boyerahmad Province. *Journal of Water and Soil Science* 19(73): 301-319. (In Farsi).
38. Sharpely, A. N. 1989. Relationship between soil potassium forms and mineralogy. *Soil Science Society of America Journal* 53(4): 1023-1028.
39. Sparks, D. L. 1987. *Potassium Dynamics in Soils*. In *Advances in Soil Science*. Springer, New York.
40. Sparks, D. L. 2000. Bioavailability of Soil Potassium. *Handbook of Soil Science*. CRC Press, Boca Raton.
41. Sparks, D. L. and P. M. Huang. 1985. Physical chemistry of soil potassium. *Potassium in Agriculture* 16: 238-249.
42. Walia, C. S. and G. S. Chamuah. 1988. Influence of topography on catenary soils in old flood plains of Assam. *Journal Indian Society of Soil Science* 36: 825-827.
43. Xie, Q., T. Chen, H. Zhou, X. Xu, H. Xu, J. Ji and W. Balsam. 2013. Mechanism of palygorskite formation in the Red Clay Formation on the Chinese Loess Plateau, northwest China. *Geoderma* 192: 39-49.

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

S. Shakeri^{1*} and S. A. Abtahi²

(Received: March 9-2017 ; Accepted: January 24-2018)

Abstract

This research was carried out to assess the origin and clay minerals characteristics and their relationship with potassium forms in the calcareous soil of this region, with the humid climate conditions. Based on aerial photos and topographic maps, physiographic units were separated and soil sampling was done in each diagnostic horizon. The results showed that smectite was the main and dominant clay mineral in the study area. In well-drained pedons, the convincing process for smectite abundance seemed to be mainly the transformation of palygorskite and mica. According to the results, the exchangeable potassium in the surface horizon was higher than that of the subsurface horizons. The main reason for the higher level of exchangeable K in the soil surface, was more smectite and organic carbon. The results revealed that unlike exchangeable and non-exchangeable K, because of the suitable conditions like temperature and humidity in surface horizons, the relative mean of structural K in the surface soils was less than that in the subsurface. Also, since an increase in calcium carbonate resulted in a decrease in amount of clay and the amount of relative clay minerals (dilution effect), the amounts of exchangeable, non- exchangeable and structural K were decreased.

Keywords: Clay minerals, Potassium forms, Calcium carbonate, Kakan

1. Department of Agriculture, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran.

2. Department of Soil Science, College of Agriculture, Shiraz University, Shiraz, Iran.

*: Corresponding Author, Email: shakeri@pnu.ac.ir