

مطالعه اثر تراز آب زیر زمینی و نوع کاربری بر منشاء و توزیع کانی‌های رسی در خاک‌های لسی جنوب غرب استان گلستان

شادی قرقره‌چی^۱ و * فرهاد خرمالی^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان،

^۲ دانشیار گروه خاکشناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

تاریخ دریافت: ۸۶/۲/۱۷؛ تاریخ پذیرش: ۸۶/۷/۲۳

چکیده

کانی‌های رسی منشاء ارثی، تغییر یافتگی و یا نوساختگی داشته اما عواملی نظیر توپوگرافی، نوع مواد مادری، تراز آب زیر زمینی، اقلیم و کاربری، مقدار نسبی و الگوی توزیع آنها را تغییر می‌دهد. این تحقیق در اراضی جنوب غربی استان گلستان و در سه تراز آب زیر زمینی متفاوت و کاربری‌های جنگلی، کشت دیم و غرقابی صورت گرفته است. رژیم‌های رطوبتی - حرارتی حاکم، زریک - ترمیک و یودیک - مزیک بوده و مواد مادری نیز لس می‌باشد. براساس نتایج به دست آمده، کانی‌های ایلیت، اسمکتیت و کائولینیت در تمامی خاک‌های مورد مطالعه دیده شده است. کانی کلریت در سری خاک‌های جنگلی با زهکشی مطلوب، آبشویی مناسب و pH اسیدی دیده نشده است. در اراضی غرقابی با تراز آب زیر زمینی بالا، زهکشی ضعیف، مقدار کانی اسمکتیت حداکثر بوده و منشاء آن بیشتر نوتشکیلی می‌باشد. در خاک‌های تحت کشت دیم، تراز آب زیر زمینی عمیق، شرایط زهکشی مطلوب و فرآیند آبشویی، شرایط را برای رهاسازی K^+ و تبدیل ایلیت به اسمکتیت فراهم نموده است. در این اراضی کاهش مقدار ایلیت نسبت به عمق را می‌توان به فرآیند تبدیل ایلیت به اسمکتیت و در اراضی با زهکشی ضعیف و تراز آب زیر زمینی بالا به محدودیت فرآیند انتقال رس و هوادیدگی فیزیکی ناشی از نوسانات فصلی دما و رطوبت، نسبت داد. حضور و پایداری ورمی کولیت در اراضی جنگلی به علت فرآیند آبشویی بالا، افزایش فعالیت Al و pH نسبتاً اسیدی خاک می‌باشد. کائولینیت منشاء ارثی داشته و رابطه مشخصی بین مقدار آن و تراز آب زیر زمینی و کاربری دیده نشده است. به طور کلی در این مطالعه می‌توان گفت، تراز آب زیر زمینی و کاربری تأثیرگذارترین پارامتر بر الگوی توزیع و مقدار نسبی کانی‌های اسمکتیت و ایلیت بوده ولی الگوی توزیع کانی ورمی کولیت بیشتر تحت تأثیر اقلیم است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌های رسی، تراز آب زیر زمینی، کاربری

مقدمه

به هر نوع کانی نظیر کانی فیلوسیلیکات لایه‌ای که بتواند به رس ویژگی شکل‌پذیری دهد و در شرایط خشکی سخت گردد، کانی رسی اطلاق می‌شود. کانی‌های

رسی موجود در خاک تأثیر کنترلی بر تمامی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک دارند (یو و همکاران، ۱۹۷۱). کانی‌های رسی، در حدود ۵۰ درصد حجم غالب خاک‌ها را شامل شده و به لحاظ توانایی جذب یون نقش بسزایی در تأمین و در دسترس قرار دادن

است (میلر و همکاران، ۱۹۹۳). شرایط متنوع محیطی و تغییرات محسوس پارامترهای اقلیمی در استان گلستان باعث بوجود آمدن رژیم‌های حرارتی اریدیک در شمال، زریک در منطقه میانی و یودیک در ارتفاعات جنوبی شده است. کانی‌های رسی نیز تحت این شرایط دارای منشاء الگوی توزیع متفاوتی خواهند بود. در این تحقیق با تکیه بر کانی شناسی جزء رس، منشاء و توزیع کانی‌های رسی در رطوبت‌های قابل دسترس متفاوت و اثر نوسانات تراز آب زیر زمینی و کاربری بر منشاء و توزیع کانی‌ها مطالعه شده است.

مواد و روش‌ها

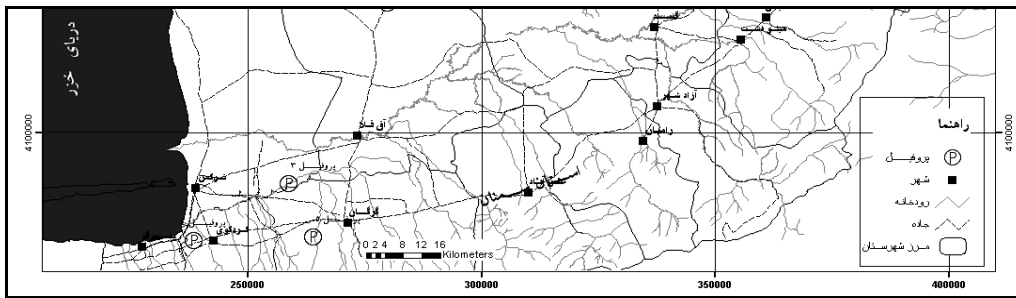
منطقه مورد مطالعه: محدوده مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات جنوب گرگان تا اراضی غربی شهرستان کردکوی را شامل شده است (شکل ۱). پروفیل‌ها مواد مادری یکسان، کاربری‌های متفاوت، نواسانات آب زیر زمینی و شرایط محیطی مختلفی را در بر گرفته‌اند (جدول ۱). برش عرضی در شکل ۲ موقعیت نسبی تراز آب زیر زمینی، تغییرات ارتفاع، پوشش گیاهی و واحدهای اراضی را نشان می‌دهد. تغییرات ارتفاع در محدوده بین ۷۹ تا ۱۴۵۰ متر از سطح دریای آزاد متغیر است. شیب در پروفیل‌های ۱ و ۲ کمتر از ۱ درصد و در پروفیل ۳ حدود ۲۰ درصد می‌باشد. مواد مادری در کلیه پروفیل‌ها لس است.

عناصر یونی مورد نیاز گیاه و نیز حاصلخیزی خاک دارند (لیندسی، ۱۹۹۲). ایلیت، اسمکتیت، کلریت، کائولینیت، ورمی کولیت و پالی گورسکیت از کانی‌های غالب در مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شوند (ویلسون، ۱۹۹۹). چهار منشاء مادری، بادرقتی، توالی هوادیدگی کانی‌ها و منشاء نوتشکیلی می‌تواند حضور کانی‌های رسی را در خاک تشریح نماید (گونال و رانسون، ۲۰۰۶). حضور غالب کانی ایلیت با منشاء مادری در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک مکررا گزارش شده است (سینگر، ۱۹۸۹؛ خرمالی و همکاران، ۲۰۰۶). کانی اسمکتیت در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک ایران، عراق، آمریکا و عربستان مشاهده شده است (کاراتانازیس، ۱۹۸۷؛ ابطحی، ۱۹۸۰؛ خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). وجود این کانی با منشاء نوتشکیلی از محلول خاک در شرایط شور و قلیایی با غلظت بالای Si ، Mg^{2+} و A^I در منطقه جنوب استان فارس تأیید شده است (گیوی و ابطحی، ۱۹۸۵). کائولینیت کانی رسی متداول مناطق گرم و مرطوب بوده و حاصل هوادیدگی است (دیکسون، ۱۹۸۹). کائولینیت می‌تواند از اسمکتیت و تحت شرایط اسیدی و خارج شدن سیلیکا نیز بوجود آید (دیکسون، ۱۹۸۹). کانی مونت موریلونیت در اقلیم با دوره‌های تر و خشک متوالی، تحت شرایط اسیدی، مواد آلی کم، هوادیدگی شدید و وجود یون‌های آلومینیوم، می‌تواند به کائولینیت تبدیل گردد. تشکیل این کانی از هوادیدگی میکا، کلریت و فلدسپار غنی از آهن نیز گزارش شده

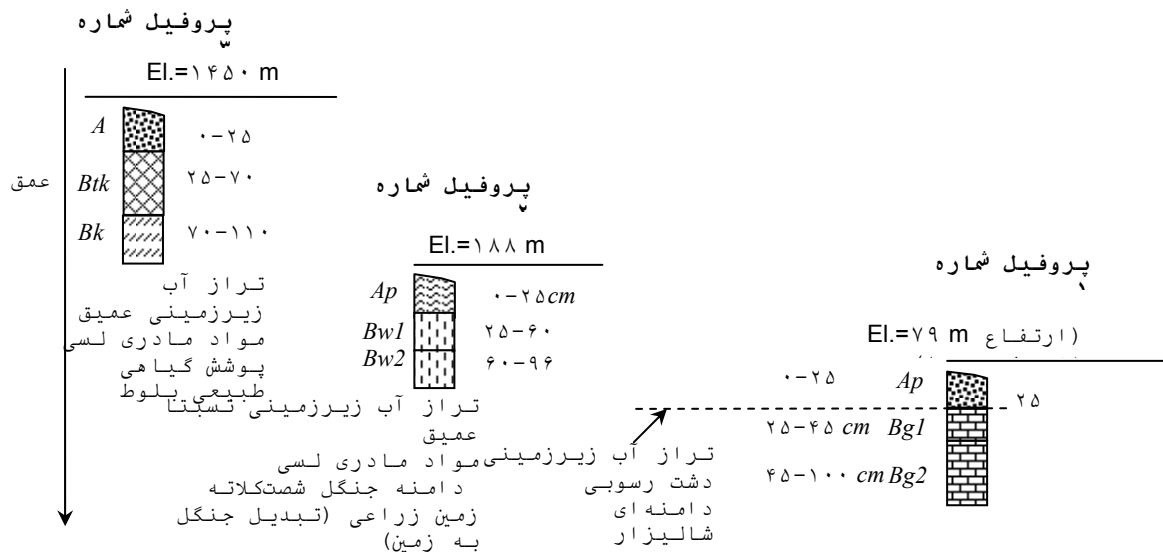
جدول ۱- مشخصات اقلیمی پروفیل‌های مورد مطالعه.

موقعیت	بارش P* (میلی متر)	درجه حرارت خاک‌ها* (سانتی گراد)	P/ET ^o	طبقه بندی	رژیم رطوبتی-حرارتی
کردکوی-۱	۵۷۰	۱۶	۰/۶	Typic Endoaquepts	زریک- ترمیک
زمین زراعی، گرگان-۲	۷۱۱	۱۶	۰/۶	Typic Haploxerolls	زریک- ترمیک
جنگل توسکستان-۳	>۸۰۰	۱۴	۰/۷۵	Typic Hapludalfs	یودیک- مزیک

*: متوسط سالانه می‌باشد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و پروفیل‌های حفر شده.



شکل ۲- موقعیت تراز آب زیر زمینی، ارتفاع سطح زمین و کاربری در پروفیل‌های منتخب.

تشریح و رده‌بندی خاکها با استفاده از راهنمای تشریح استاندارد پروفیل خاک (۲۰۰۶) انجام شد. جهت بررسی اثر تراز آب زیر زمینی و کاربری، سه ناحیه به ترتیب اراضی زراعی تحت کشت غرقابی با سطح تراز آب زیر زمینی بالا (پروفیل ۱)، اراضی دیم با تراز آب زیر زمینی نسبتاً عمیق (منطقه شصت کلاته، پروفیل ۲) و اراضی با کاربری جنگلی و تراز آب زیر زمینی عمیق (پروفیل ۳) انتخاب شده است.

آماده سازی نمونه‌ها

آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی: هر یک از نمونه‌های اخذ شده ابتدا در هوا خشک و سپس کوبیده شدند. ذرات کوچکتر از ۲ میلی‌متر با استفاده از الک نمره ۲۰۰ جدا شدند. توزیع اندازه ذرات پس از انحلال CaCO_3 بوسیله 2N HCl و تجزیه مواد آلی با آب اکسیژنه ۳۰ درصد

اقلیم: منطقه مورد مطالعه به لحاظ تقسیم‌بندی اقلیمی دومارتن نواحی مرطوب تا مدیترانه‌ای را در بر می‌گیرد. متوسط بارندگی سالانه در محدوده بین ۵۷۰ تا ۸۰۰ میلی‌متر متغیر است. نسبت بارش متوسط سالانه به تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه به‌عنوان شاخص اقلیمی، بین ۰/۶ الی ۰/۷۵ تغییر می‌کند. این شاخص جهت بررسی تکامل خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک و تبدیل و هوادیدگی کانی‌ها استفاده شده است (خرم‌آلی و ابطحی، ۲۰۰۳). درجه حرارت متوسط سالانه خاک بین ۱۴ الی ۱۶ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و نشان‌دهنده رژیم حرارتی مزیک و ترمیک است. رژیم رطوبتی حاکم زریک و یودیک می‌باشد.

انتخاب نمونه‌ها و نمونه‌برداری: با توجه به اهداف مطالعه، نخست تعداد ۶ پروفیل انتخاب گردیده سپس

سانتی گراد حرارت، تیمار می‌گردد. شدت پیک‌ها به‌عنوان شاخصی جهت نمایش مقدار تقریبی انواع رس بکار گرفته شده است.

نتایج و بحث

مشخصه‌های مورفولوژیکی و فیزیکوشیمیایی: رنگ خاک بازتابی از شرایط محیطی حاکم می‌باشد. در پروفیل‌های مورد مطالعه رنگ خاک بین 10YR تا 2.5Y تغییر می‌کند (جدول ۲). تغییر رنگ محسوس در افق Btk از پروفیل ۳ (7.5YR → 5YR) بیان‌کننده فرآیند شستشو و انتقال ذرات ریز رس از افق سطحی است (جدول ۳). تغییر رنگ افق بواسطه وجود مقادیر آهک زیاد در افق‌های زیر سطحی پروفیل ۱ و ۳ دیده می‌شود. بافت غالب خاک در پروفیل ۱ و ۲ لوم رسی سیلت دار و در پروفیل ۳ (جنگلی) رس است. مطابق جدول ۲ پایداری در حالت مرطوب نرم و خیلی نرم بوده و تغییراتی در پایداری نسبت به عمق مشاهده نشده است. ساختمان خاک در کلیه پروفیل‌ها مکعبی زاویه دار با درجه وضوح متوسط تا خوب است. در پروفیل ۱ که تحت تراز آب زیر زمینی بالا و فعالیت‌های زراعی شدید قرار دارد، ساختمان خاک مکعبی زاویه دار با درجه وضوح ضعیف می‌باشد که در عمق تغییر ننموده است. آهک ثانویه در پروفیل‌های ۱ و ۳ دیده شده که بیشترین آن متعلق به افق Btk از پروفیل ۳ است. حضور کربنات کلسیم در افق‌های زیرین می‌تواند نشان‌دهنده شرایط آبشویی همراه با دوره‌های خیسی و خشکی و فعالیت بیولوژیکی گیاهان باشد (مستداق و همکاران، ۱۹۹۹). برخی از پارامترهای فیزیکوشیمیایی پروفیل‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. مطابق جدول ۴ مقدار pH بین ۶/۸۲ تا ۸/۰۶ متغیر است. زهکشی ضعیف، بالا بودن تراز آب زیر زمینی و فعالیت‌های کشاورزی باعث افزایش مقدار pH در پروفیل ۱ و ۲ شده است. مقدار pH در افق سطحی منطقه جنگلی اسیدی بوده و بیشترین تغییرات را نسبت به عمق دارا می‌باشد. مطابق (شکل ۳-الف) روند افزایشی pH در پروفیل ۳ نسبت به عمق مشهود است.

به‌دست آمد. نمک‌ها با چندین بار شستشو حذف شده و سپس نمونه‌ها با استفاده از سدیم هگزا فسفات جهت تعیین مقدار شن و سیلت پراکنده شدند. مقدار ذرات رس بوسیله روش روش هیدرومتری تعیین گردید (بویوکوس، ۱۹۶۲). اکسیداسیون کربن آلی توسط دی کرومات پتاسیم در مجاورت اسید سولفوریک غلیظ انجام گرفته و توسط آمونیوم فروسولفات نیم نرمال در مجاورت معرف فنانتروлін با روش تیتراسیون، مقدار کربن آلی اندازه‌گیری شد (نلسون، ۱۹۸۲).

آهک به روش خنثی کردن مواد خنثی شونده با اسید کلریدریک و تیتراسیون اسید اضافی با سود صورت پذیرفت (پیچ و همکاران، ۱۹۸۷). pH با استفاده از دستگاه pH متر الکتروود شیشه‌ای اندازه‌گیری شده است. مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی^۱ (CEC) با استفاده از محلول استات سدیم (NaOAc) با اسیدیته ۸/۲ تعیین گردید.

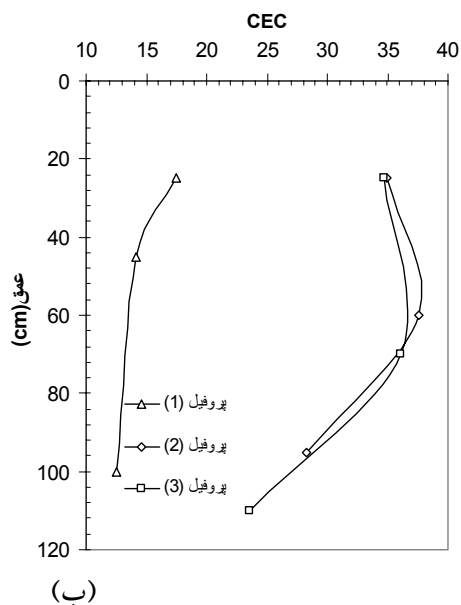
آزمایش‌های کانی‌شناسی: از هر یک از افق‌های انتخاب شده ۲۰ گرم خاک تهیه شده و با استفاده از روش ارائه شده توسط جکسون (۱۹۷۵) کربنات‌ها (با استات سدیم دارای pH برابر ۵، دمای ۸۰ درجه سانتی‌گراد حمام بخار و سانتریفوژ کردن) از نمونه‌ها خارج شد. حذف مواد آلی با اضافه کردن تدریجی آب اکسیژنه ۳۵ درصد در درجه حرارت ۸۰ درجه سانتی‌گراد دستگاه بن ماری صورت گرفته و اکسیدهای آهن آزاد خاک با استفاده از سیترات بی کربنات سدیم و دی تیونات سدیم حذف شدند. جزء رس نمونه‌های خاک با بهره‌گیری از دستگاه سانتریفوژ به مدت ۵/۳ دقیقه و ۷۵۰ دور جدا و سپس توسط کلرور منیزیم و کلرور پتاسیم اشباع شد. به منظور شناسایی نوع کانی‌ها در نمونه‌های اشباع شده، از دستگاه تفرق اشعه ایکس^۲ (XRD) استفاده گردید. لازم به ذکر است که نمونه‌های اشباع از منیزیم با گلیسرول تیمار می‌شود و نمونه‌های اشباع از پتاسیم پس از آنالیز توسط ۵۵۰ درجه

1- Cation Exchange Capacity
2- X Radiation Differentiation

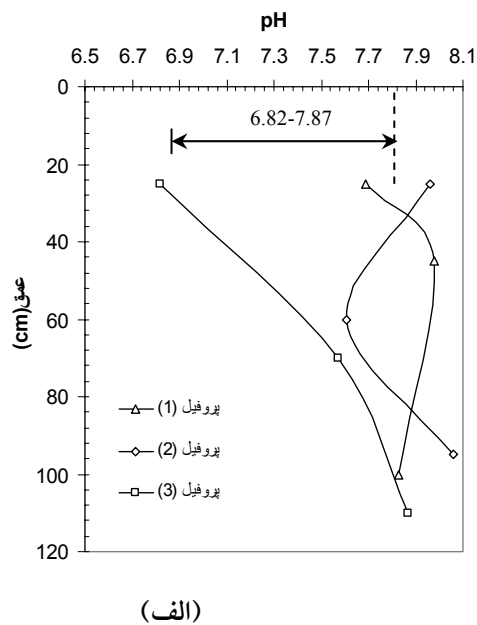
جدول ۲- مشخصات مورفولوژیکی خاک‌های مورد مطالعه

ملاحظات	ساختمان خاک	پایداری (مرطوب)	بافت خاک	رنگ (مرطوب)	عمق (سانتی‌متر)	افق
	Fine, smectitic, calcareous, thermic, Typic Endoaquepts					پروفیل (۱):
دارای ساختمان ضعیف بوده و آثار پوسته‌های صدف	f1abk	vfr	sic1	2.5Y4/4	۰-۲۵	AP
نیز دیده شده است. افق‌های زیر سطحی در شرایط	f1abk	vfr	sic1	2.5Y6/4	۲۵-۴۵	Bg1
گلی قرار داشته و آهک به مقدار نسبتاً زیاد دیده شده است.	f1abk	vfr	sic1	5Y6/4	۴۵-۱۰۰	Bg2
	Fine, mixed, calcareous, active, thermic, Typic Haploxerolls					پروفیل (۲):
منافذ خیلی ریز و آهک به مقدار زیاد دیده شده است.	m1abk	fr	sic1	10YR2/2	۰-۲۵	AP
منافذ خیلی ریز و آهک به مقدار زیاد دیده شده است.	c2abk	fr	c	10YR3/4	۲۵-۶۰	Bw1
منافذ خیلی ریز و آهک به مقدار زیاد دیده شده است.	c3abk	fr	sic	10YR3/4	۶۰-۹۸	Bw2
	Fine, vermiculitic, nonacid, mesic, Typic Hapludalfs					پروفیل (۳):
آثار ریشه و لکه‌های رنگی دیده شده است.	c3abk	fr	c	7.5YR3/4	۰-۲۵	A
ریشه، لکه‌های رنگی و آهک نسبتاً زیاد است.	m2abk	fr	c	5YR4/4	۲۵-۷۰	Btk
باقیمانده ریشه و آهک به مقدار زیاد دیده شده است.	f1abk	fr	c	7.5YR4/6	۷۰-۱۱۰	Bk

vfr= very ساختمان خاک= ۱= ضعیف ۲= متوسط ۳= قوی f= ریز m= متوسط c= درشت abk= مکعبی گوشه‌دار، پایداری خاک (vfr= very friable) خیلی نرم fr= friable بافت خاک c=clay، l=loam، si=silty



(ب)



(الف)

شکل ۳- الف: تغییرات pH نسبت به عمق خاک در پروفیل‌های سه گانه، ب: تغییرات ظرفیت تبادل کاتیونی CEC بر حسب عمق.

آبشویی، در پروفیل منطقه جنگلی (پروفیل ۳) مشهود است (جدول ۳).

مقدار آهک بین ۴ درصد در افق A تا ۱۵ درصد در افق Bk در پروفیل ۳ متغیر است. تجمع آهک در افق سطحی پروفیل ۱ و روند افزایشی آن ناشی از فرآیند

منشاء و توزیع کانی‌های رسی

ایلیت: مواد مادری در منطقه مورد مطالعه غنی از این نوع کانی است اما نتایج تفرق اشعه ایکس در خاک‌ها نشان داده است که در شرایط زهکشی ضعیف و سطح آب زیر زمینی بالا مقدار این کانی کاهش یافته است. در اراضی جنگلی شرایطی نظیر رطوبت قابل دسترس بالا، آبشویی شدید و سطح آب زیر زمینی عمیق باعث رهاسازی K^+ و تبدیل بخشی از ایلیت و کلریت به اسمکتیت و به تبع آن کاهش ایلیت در افق‌های زیر سطحی شده است (جدول ۵ و شکل ۴). کاهش ایلیت در عمق را می‌توان به فرآیندهای زیر نسبت داد:

الف: ته نشینی بادرستی

ب: افزایش هوادیدگی فیزیکی بیوتیت در افق‌های سطحی ناشی از نوسانات فصلی و روزانه دما و رطوبت.

ج: محدودیت فرآیند انتقال رس^۱ (بوتینگر و سوتارد، ۱۹۹۵)

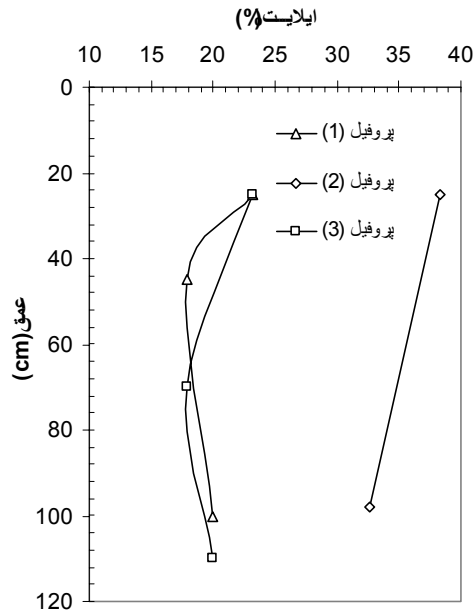
د: تبدیل ایلیت به سایر کانی‌ها که غالباً اسمکتیت است. (خرمالی و ابطیحی، ۲۰۰۳).

در محدوده مورد مطالعه بخشی از این کانی منشاء مادری داشته و تبدیل کانی ایلیت به اسمکتیت در پروفیل ۲ و ۳، که تحت آبشویی، زهکشی مطلوب و تراز آب زیر زمینی عمیق هستند عامل اصلی روند کاهش این کانی برحسب عمق محسوب می‌شود. در اراضی با زهکشی نامطلوب و تراز آب زیر زمینی بالا محدود شدن فرآیند انتقال رس (جدول ۳) و هوادیدگی فیزیکی در افق سطحی (۰-۲۵ سانتی‌متر) ناشی از نوسانات فصلی و روزانه دما و رطوبت باعث کاهش ایلیت در عمق شده است.

جدول ۳- مشخصات فیزیکوشیمیایی پروفیل‌های مورد مطالعه.

OC	CEC cmol kg ⁻¹	توزیع ذرات (درصد)			EC (ds m ⁻¹)	CCE (درصد)	pH	عمق (سانتی‌متر)	افق
		رس	سیلت	شن					
پروفیل (۱):									
۱/۹۱	۱۷/۴۹	۱۰	۵۶/۶۷	۳۳/۳۳	۱/۲	۱۱	۷/۶۹	۰-۲۵	AP
۰/۴۷	۱۴/۱۱	۱۰	۵۳/۳۴	۳۶/۶۶	۰/۸۸	۱۱	۷/۹۸	۲۵-۴۵	Bg1
۰/۴۳	۱۲/۵۸	۶/۶۶	۵۶/۶۸	۳۶/۶۶	۰/۸۳	۱۰	۷/۸۳	۴۵-۱۰۰	Bg2
پروفیل (۲):									
۱/۹۵	۳۴/۹۸	۱۳/۳۳	۵۳/۳۴	۳۳/۳۳	۱/۶۸	۱۲	۷/۹۶	۰-۲۵	AP
۰/۵۹	۳۷/۵۷	۱۶/۶۷	۴۰	۴۳/۳۳	۰/۶۴	۱۰/۵	۷/۶۱	۲۵-۶۰	Bw1
۱/۲۷	۲۸/۳۳	۹/۱۶	۴۰/۸۴	۵۰	۰/۷۲	۱۲/۵	۸/۰۶	۶۰-۹۸	Bw2
پروفیل (۳):									
۳	۳۴/۷۵	۱۰	۳۶/۶۷	۵۳/۳۳	۱/۲۱	۴	۶/۸۲	۰-۲۵	A
۰/۳۵	۳۰/۷۳	۱۶/۶۶	۲۵/۲۱	۵۸/۱۳	۲/۶۱	۹	۷/۵۷	۲۵-۷۰	Btk
۰/۱۲	۲۳/۶۱	۱۵/۸۳	۳۷/۵۱	۴۶/۶۶	۰/۸۳	۱۵	۷/۸۷	۷۰-۱۱۰	Bk

OC: مواد آلی خاک، CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی، EC: هدایت الکتریکی، CCE: کربنات کلسیم معادل



شکل ۴- تغییرات مقدار کانی ایلیت بر حسب عمق در پروفیل‌های منتخب.

جدول ۴- محدوده تغییرات خصوصیات فیزیکوشیمیایی در پروفیل‌های مورد مطالعه.

مشخصه	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	مواد آلی (درصد)	CEC (Cmol kg ⁻¹)	pH	CCE (درصد)	EC (ds m ⁻¹)
متوسط	۱۲	۴۴	۴۴	۰/۹۶	۲۶/۲۸	۷/۷۴	۱۰/۵۵	۱/۱۷
محدوده تغییرات	۱۶/۶۷-۶/۶۶	۵۶/۶۸-۳/۳۴	۵۸/۱۳-۳۳/۳۳	۳-۰/۱۲	۳۷/۵۷-۱۲/۵۸	۸/۰۶-۶/۸۲	۱۵-۴	۲/۶۱-۰/۶۴

جدول ۵- فراوانی نسبی مقدار و نوع کانی‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه.

پروفیل و افق	کانی‌های رسی						توالی کانی‌ها
	اسمکتیت (S)	ایلیت (I)	کانولینیت (K)	کلریت (Ch)	ورمی کولیت (V)	HIS	
پروفیل ۱: کردکوی							
Ap	۰-۲۵	۵۲	۲۲	۶	۹	-	۱۱ S>I>Ch>HIS>K
Bg1	۲۵-۴۵	۲۵	۲۴	۱۰	۱۶	-	۲۵ S>HIS>I>Ch>K
Bg2	۴۵-۱۰۰	۳۰	۱۹	۱۵	۱۶	-	۲۰ S>HIS>I>Ch>K
پروفیل ۲: زمین زراعی، گرگان							
AP	۰-۲۵	۲۷	۳۸	۱۴	۲۱	-	I>S>Ch>K>V
Bw2	۹۸-۶۰	۲۵	۳۳	۱۴	۲۸	-	I>Ch>S>K>V
پروفیل ۳: جنگل توسکستان							
A	۰-۲۵	۱۲	۲۳	۲۱	-	۴۴	V>I>K>S
Btk	۲۵-۷۰	۲۸	۱۸	۱۳	-	۴۱	V>S>I>K
Bk	۷۰-۱۱۰	۱۵	۲۰	۱۲	-	۵۳	V>I>S>K

HIS: اسمکتیت با هیدروکسی بین لایه‌ای

شناسایی کانی ایلیت به روش XRD: شکل ۵ نتایج تفرق اشعه X را برای نمونه خاک از افق Bg2 پروفیل ۱ را نشان می‌دهد. این کانی با نقطه فراز ۱۰ انگستروم در نگاشت‌های اشعه X (در نمونه اشباع Mg) مشاهده شده است که در تیمارهای اشباع با گلیسرول هیچ تغییری در نقاط فراز دیده نمی‌شود (شکل ۵، الف). رده های دوم و سوم به ترتیب برابر با ۴/۹۹ و ۳/۳۳ انگستروم نیز دیده شده است.

اسمکتیت: می‌توان ۳ مکانیزم را برای حضور اسمکتیت در خاک‌ها به صورت زیر بیان نمود (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳):

الف: نوتشکیلی از محلول خاک (در شرایط زهکشی ضعیف)

ب: منشاء ارثی^۱

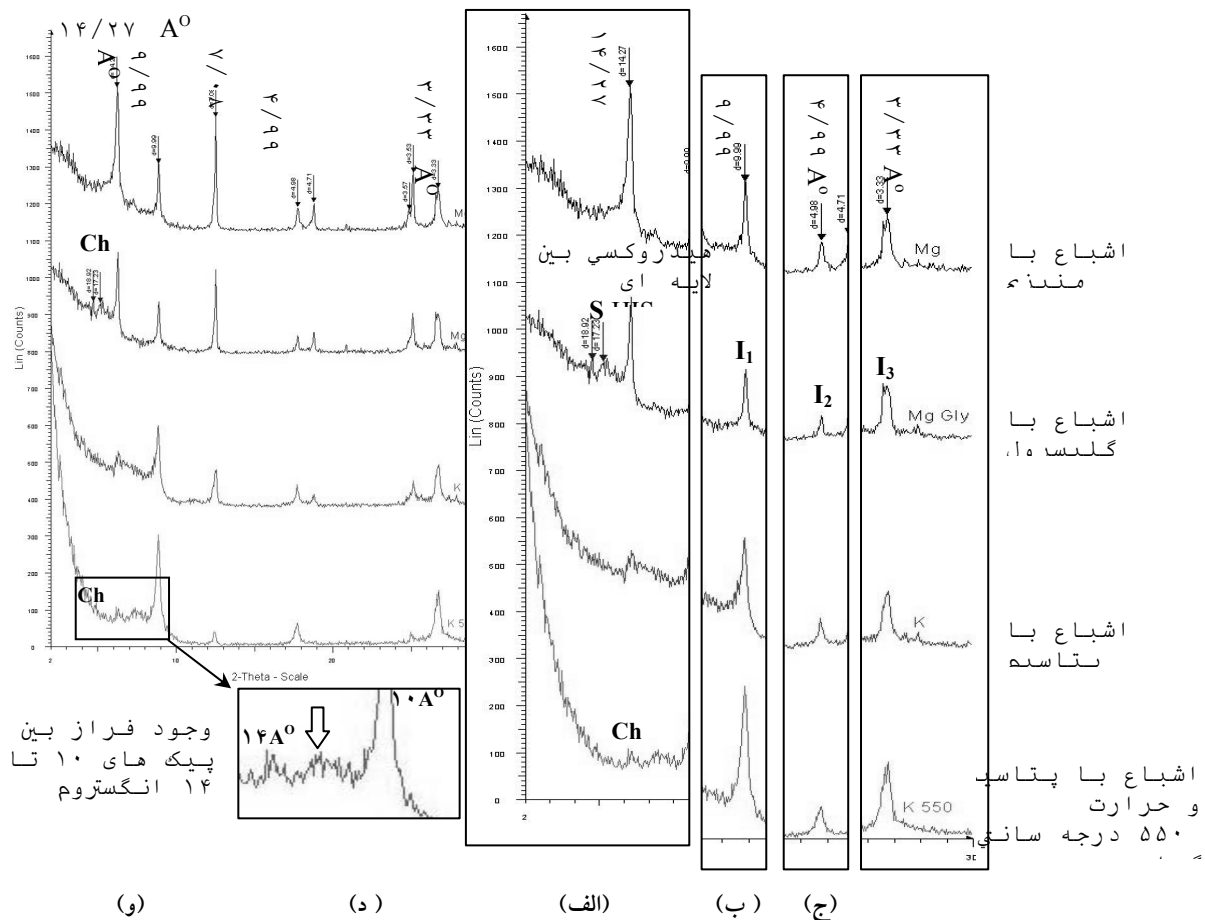
ج: تبدیل از سایر کانی‌ها (در شرایط آبشویی مناسب)

این کانی در خاک‌های با زهکشی ضعیف و محیط قلیایی و با ابقاء Si, Al و Mg²⁺ در محلول خاک، می‌تواند شکل گیرد (ویانی و همکاران، ۱۹۸۳). شرایط زهکشی ضعیف، pH بالا، نوع مواد مادری، فعالیت بالای Si و فراوانی کاتیون‌های قلیایی از جمله پارامترهای موثر در مقدار اسمکتیت با منشاء نوتشکیلی بشمار می‌روند. این کانی در خاک‌های رده آلفی سول، مالی سول و ورتی سول با منشاء نوتشکیلی مشاهده شده است (کاراتانازیس، ۱۹۸۷). میکا تحت فشار و درجه حرارت کم، غلظت کم پتاسیم و آلومینیوم، بارش زیاد و غلظت بالای Si(OH)₄ می‌تواند به اسمکتیت تبدیل گردد. شکل ۶ دیگرامی از فرآیندهای تشکیل اسمکتیت با منشاء تبدیلی را نشان می‌دهد. تشکیل اسمکتیت از کانی‌های ایلیت و کلریت و پالی گورسکیت در مناطق نیمه خشک و تحت شرایط زهکشی ضعیف و وضعیت قلیایی نیز گزارش شده است (ابطحی، ۱۹۸۰).

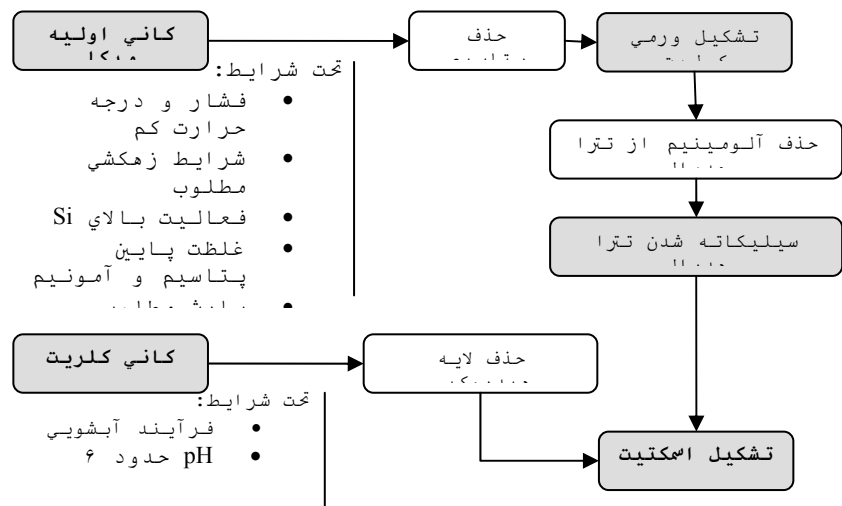
کانی اسمکتیت در تمامی پروفیل‌ها مشاهده شده و بیشترین مقدار این کانی در شرایط کشت غرقابی دیده شده است. در پروفیل ۱، pH بالا، شرایط زهکشی ضعیف و بالا بودن تراز آب زیر زمینی محیط را برای تشکیل اسمکتیت از طریق نوتشکیلی از محلول خاک فراهم نموده است. در پروفیل ۲ و ۳ با توجه به اینکه مواد مادری غنی از کلریت و ایلیت است، مقدار کم اسمکتیت مشاهده شده، منشاء تبدیلی از ایلیت دارد. شرایطی نظیر کاربری، تراز آب زیر زمینی عمیق، زهکشی مطلوب، pH اسیدی، فرآیند آبشویی و هوادیدگی شدید در پروفیل شماره (۳) محیط را برای خروج K⁺ و تبدیل کلریت و ایلیت به اسمکتیت فراهم نموده است. بعبارت دیگر حضور اسمکتیت در پروفیل‌های ۲ و ۳ ناشی از مکانیزم تبدیل از کانی ایلیت و نیز مواد مادری است و در پروفیل ۱ مکانیزم نوتشکیلی مؤثرتر بوده است.

شناسایی کانی اسمکتیت بروش XRD: این کانی در تیمار اشباع با Mg فراز ۱۴/۲ انگستروم داشته که در تیمارهای گلیسرول برابر یا به بیش از ۱۷ انگستروم افزایش می‌یابد. نبود یک فراز تیز و مشخص (پلکانی بودن پیک) در تیمار گلیسرول نشان‌دهنده وجود انواع کانی‌های رسی متعلق به گروه اسمکتیت است (شکل ۷، الف) زیرا این رس‌ها دارای بار الکتریکی متفاوتی هستند. شکل ۷ نتایج تفرق اشعه X را برای نمونه خاک افق Btk از ارتفاعات جنوب گرگان (پروفیل ۳) نشان می‌دهد.

کائولینیت: حضور کائولینیت با منشاء نوتشکیلی از محلول خاک مستلزم ایجاد شرایط اسیدی، فعالیت متوسط Si و اندک بودن کاتیون‌های قلیایی است. در پروفیل ۱ و ۲ بدلیل pH بالا، منشاء نوتشکیلی منتفی است. کائولینیت در خاک‌های مطالعه شده منشاء ارثی دارد.



شکل ۵- نتیجه تفرق اشعه X از افق Bg2 پروفیل ۱. رده‌های اول، دوم و سوم مربوط به ابلت که به ترتیب برابر با ۹/۹۹، ۴/۹۹ و ۳/۳۳ می‌باشد، مشهود است. الف: رده اول، ب: رده دوم، ج: رده سوم، د: وجود هیدروکسی‌های بین لایه‌های HIS. و: وجود فراز بینایی ۱۰ تا ۱۴ انگستروم تحت حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد در تیمار پتاسیم.



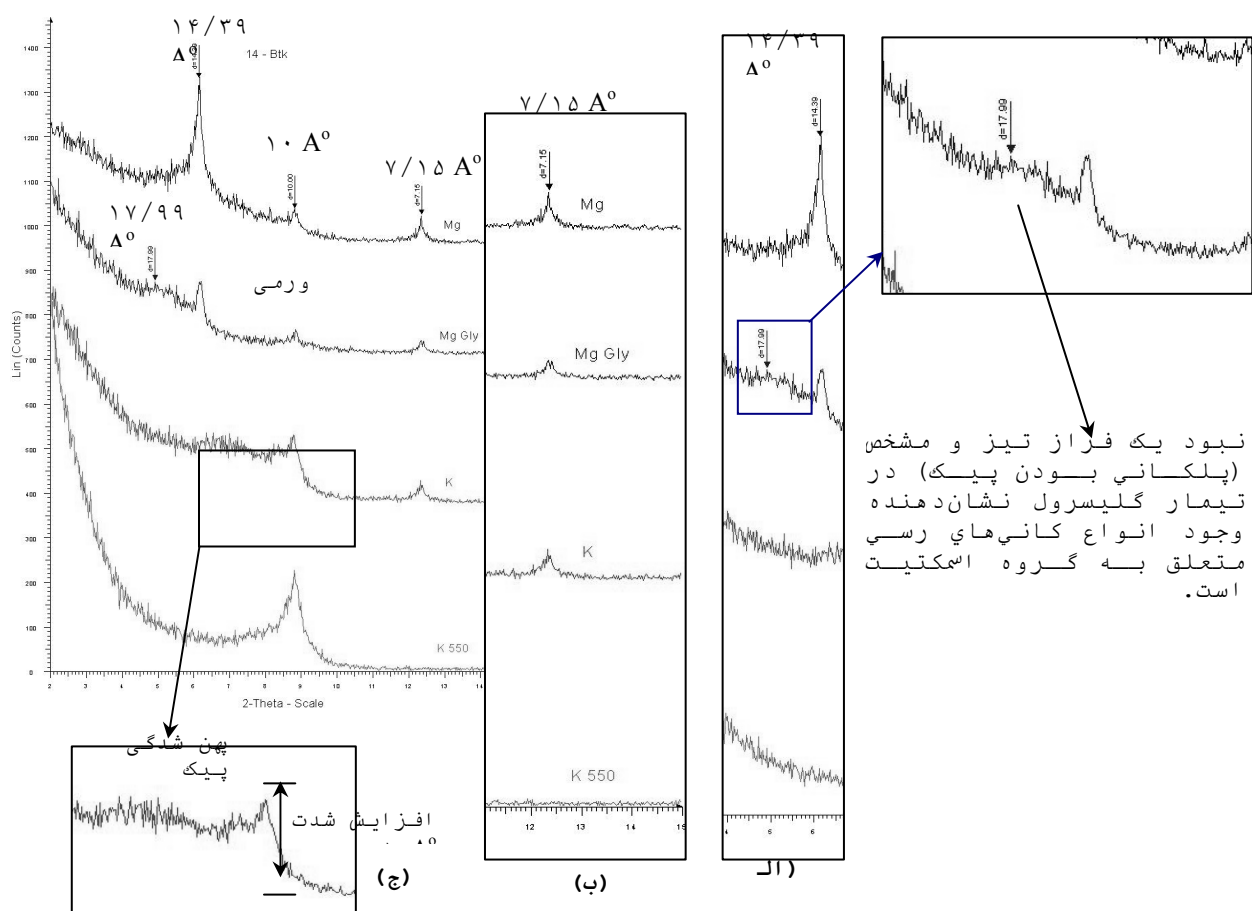
شکل ۶- دیاگرامی از فرآیندهای تشکیل اسمکتیت با منشاء تبدیلی.

تغییری در این نقاط در تیمار گلیسرول و پتاسیم دیده نمی‌شود اما لیکن در حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد نقطه

شناسایی کانی کائولینیت به روش XRD: این کانی در تیمار اشباع با Mg دارای فرازهای ۷/۲ و ۳/۵۷ است که

انبساط‌پذیر (۲:۱)، نخست لایه بروسیت (هیدروکسی‌های بین لایه‌ای) و سپس کلریت پدوژنیکی بوجود می‌آید. این نوع کانی در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک ایران گزارش شده است (ابطحی، ۱۹۸۰). کانی کلریت در اراضی جنگلی مورد مطالعه با تراز آب زیر زمینی عمیق، زهکشی مطلوب، آبشویی مناسب و pH اسیدی دیده شده است. مقدار این کانی در پروفیل‌های ۱ و ۲ نسبت به عمق تغییری نکرده است. حضور این کانی در پروفیل‌های مورد مطالعه منشاء ارثی داشته است.

فراز شدیداً کاهش می‌یابد (شکل ۷، ب). فرازهای رده اول و دوم این کانی با رده‌های دوم و چهارم کلریت انطباق دارد از این رو کاهش شدید پیک ۷/۲ انگسترم در تیمار پتاسیم با حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را به وجود کائولینیت نسبت می‌دهند. شکل (۷، ب) رده اول این کانی را با پیک ۷/۱۵ انگستروم در افق Btk از پروفیل ۳ نشان می‌دهد. کلریت: این کانی غالباً از سنگ‌های دگرگونی با درجات کم تا متوسط منشاء گرفته است. بارنزیسل و برچ (۱۹۸۹) دریافته‌اند که در شرایط اسیدی (کانی‌های



شکل ۷- نمونه‌ای از نتیجه تفرق اشعه X از افق Btk نمونه خاک ارتفاعات جنوب شرقی گرگان. الف: رده اول مربوط به اسمکتیت که برابر با ۱۴/۳۹ می‌باشد، مشهود است. این فراز در تیمار گلیسرول به ۱۷/۹۹ افزایش یافته است. ب: رده اول کانی کائولینیت که با حضور فراز ۷/۱۵ انگستروم در تیمار گلیسرول و کاهش شدید آن در تیمار پتاسیم با حرارت ۵۵۰ درجه منسوب است. ج: پهن شدگی فراز ۱۴ در تیمار پتاسیم و افزایش پیک ایلیت در این تیمار نشان‌دهنده تشدید فراز ۱۰ انگسترومی به واسطه حضور ورمی کولیت است.

در شرایط pH بالا، وجود Si و Mg^{2+} و حلالیت کم Al ناپایدار است (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). در اراضی

ورمی کولیت: کانی ورمی کولیت با مقداری بیش از ۴۰ درصد فقط در اراضی جنگلی دیده شده است. این کانی

جنگلی pH اسیدی، زهکشی مناسب، فرآیند آبشویی و عمیق بودن تراز آب زیر زمینی شرایط را برای تبدیل میکا به ورمی کولیت و پایداری این کانی را فراهم آورده است. در اراضی تحت کشت غرقابی، زهکشی نامناسب خاک، بالا بودن تراز آب زیر زمینی و وجود یون‌های قابل تبادل Mg^{2+} و Ca^{2+} ، محیط را برای ناپایداری کانی ورمی کولیت فراهم نموده است. در اراضی تحت کشت دیم (پروفیل ۲) عدم آبشویی مطلوب و عملیات کشت و زرع باعث افزایش pH خاک و ناپایداری ورمی کولیت شده است. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) رابطه معناداری بین حضور ورمی کولیت و نسبت P/ET^0 برای خاک‌های منطقه جنوب استان فارس ارائه دادند. ایشان نشان دادند که این کانی رسی در مناطقی با رطوبت قابل دسترس بالا و نسبت $\frac{P}{ET^0} > 0.4$ وجود دارد. در پروفیل ۳ مقدار این نسبت برابر با ۰/۷۵ است.

شناسایی کانی ورمی کولیت بروش XRD: مولکول‌های H_2O در ورمی کولیت در اثر افزایش حرارت از بین رفته و ضخامت آن را تحت تأثیر قرار می‌دهد. لایه‌ها در دمای ۳۰۰ درجه تقریباً به هم چسبیده و ضخامت آن از ایلیت نیز کمتر خواهد شد. در دمای ۳۰۰ درجه این ضخامت در حدود ۱۰ انگسترم است که می‌تواند در تشخیص این کانی کمک نماید. مطابق شکل (۷، ج) نمونه خاک در تیمار منیزیم، دارای پیک ۱۴/۳۹ انگستروم بوده که کانی‌های اسمکتیت، کلریت و ورمیکولیت در رده اول دارای این فراز می‌باشند. در تیمار پتاسیم فراز ۱۴/۳۹ به ۱۰ انگستروم کاهش یافته و شدت پیک ایلیت افزایش یافته است (شکل ۷، ج). کاهش یا حذف پیک ۱۴ انگستروم در تیمار پتاسیم بدون حرارت بدلیل حضور کانی ورمی کولیت است.

هیدروکسی‌های بین لایه‌ای HIS: در محیط‌هایی که تحت تأثیر هوادیدگی شدید هستند هیدروکسیل‌های آلومینیوم بین لایه‌ای در ساختمان کانی ورمی کولیت و کلریت بوجود می‌آیند. هیدروکسی‌های بین لایه‌ای HIS و HIV از کاهش ضخامت (d-Space) کانی تحت

حرارت جلوگیری می‌کند. ضخامت دیده شده در این حالت بین ایلیت و ورمی کولیت است. بعبارت دیگر در نتایج تفرق اشعه X فراز بینابینی ۱۰ تا ۱۴ انگسترم در تیمار پتاسیم و پتاسیم با حرارت ۵۵۰ درجه دیده می‌شود. در شکل ۵ وجود فراز بین ۱۰ تا ۱۴ انگسترم در این تیمارها مشاهده شده است. مطابق شکل وجود فراز بینابینی ۱۰ تا ۱۴ انگستروم با حضور فراز کلریت در تیمار پتاسیم با حرارت ۵۵۰ درجه بیان‌کننده حضور هیدروکسی‌های بین لایه‌ای HIS در افق Bg2 از پروفیل ۱ است.

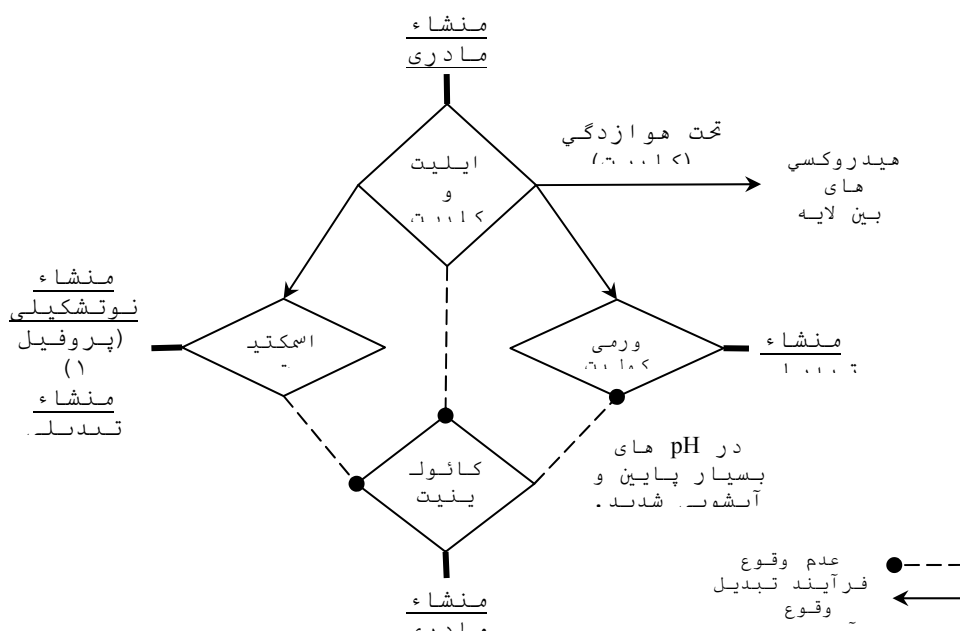
پالی گورسکیت: این کانی از گروه کانی‌های رسی الیافی^۱ است و در مناطق خشک دیده شده و به ندرت در مناطقی با رطوبت قابل دسترس بالا یافت شده است. در صورت فراهم آمدن شرایطی نظیر زهکشی مطلوب، حضور کانی‌های Al, Mg^{2+}, Si و واکنش قلیایی، این کانی به‌صورت پدوژنیک می‌تواند تشکیل شود (سینگر، ۱۹۸۹). این کانی‌ها در مقابل هوادیدگی مقاوم نیستند و در محیط‌هایی که دارای نسبت P/ET^0 بالای ۰/۴ می‌باشند، ناپایدار شده و به رس‌های دیگر و بیشتر اسمکتیت تبدیل می‌گردند (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). در محدوده مورد مطالعه این نسبت بیش از ۰/۶ است.

نتیجه‌گیری

نتایج حاکی از فراوانی نسبی در نوع و مقدار کانی‌های رسی است (جدول ۵). کانی‌های اسمکتیت، ایلیت، کلریت، ورمی کولیت و مقدار اندکی کائولینیت و هیدروکسیل بین لایه‌ای HIS مشاهده شده است. در تمامی پروفیل‌ها نوع کانی غالب برحسب عمق تغییر نکرده است. کانی ایلیت و کلریت منشاء مادری داشته‌اند. نتایج تفرق اشعه ایکس نشان داده است تحت شرایط زهکشی ضعیف و سطح آب زیر زمینی بالا مقدار کانی ایلیت کاهش یافته است. در این اراضی محدود شدن فرآیند انتقال رس و هوادیدگی فیزیکی در افق سطحی

ناشی از نوسانات فصلی و روزانه دما و رطوبت باعث کاهش ایلیت در عمق شده است. رطوبت قابل دسترس بالا، آبشویی شدید، زهکشی مطلوب و سطح آب زیر زمینی عمیق محیط را برای رهاسازی K^+ و تبدیل ایلیت به اسمکتیت فراهم نموده است. کاهش مقدار ایلیت نسبت به عمق در اراضی با زهکشی مناسب، تراز آب زیر زمینی عمیق و تحت آبشویی را می‌توان به فرآیند تبدیل ایلیت به اسمکتیت نسبت داد. حضور اسمکتیت در خاک‌های مورد مطالعه ناشی از دو مکانیزم تبدیل از کانی ایلیت و نوتشکیلی از محلول خاک است (شکل ۸). کانی اسمکتیت در تمامی پروفیل‌ها مشاهده شده و حداکثر آن در شرایط زهکشی نامطلوب، pH بالا و تراز آب زیر زمینی بالا دیده شد چراکه این شرایط محیط را برای تشکیل اسمکتیت از طریق نوتشکیلی از محلول خاک فراهم نموده است. کائولینیت در خاک‌های مطالعه شده

منشا ارثی دارد. کانی ورمی کولیت فقط در اراضی جنگلی دیده شده است. در این اراضی pH اسیدی، زهکشی مناسب و فرآیند آبشویی شرایط را برای تبدیل میکا به ورمی کولیت و پایداری این کانی فراهم نموده است. در سایر خاکها pH بالا، وجود Si، یون‌های قابل تبادل Mg^{2+} و Ca^{2+} و حلالیت کم A^1 باعث ناپایداری این کانی شده است. عامل هوادیدگی و حضور A^1 ناشی از تبدیل ایلیت به اسمکتیت در پروفیل شماره ۱ باعث بوجود آمدن هیدروکسی‌های آلومینیوم بین لایه‌ای در ساختمان کانی کلریت شده است (شکل ۸). به‌طور کلی می‌توان گفت، موقعیت تراز آب زیر زمینی و نوع کاربری اراضی تأثیرگذارترین پارامتر بر تغییرات الگوی توزیع و مقدار نسبی کانی‌های اسمکتیت و ایلیت بوده اما الگوی توزیع کانی ورمی کولیت بیشتر تحت تأثیر پارامتر اقلیم است.



شکل ۸- منشاء فرآیندهای تشکیل کانی‌های رسی در محدوده مورد مطالعه. علامت (● - -) نشان دهنده فرآیند تبدیل است. و علامت (←) بیان کننده عدم وقوع فرآیند تبدیل شدگی است. شناسه زیر خط نشان‌دهنده منشاء غالب است.

منابع

1. Abtahi, A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in calcareous parent materials. Soil. Sci. Soc. Am. J. 44:329-336.

2. Barnhisel, R.I., and Bertsch, P.M. 1989. Chlorite and hydroxyl interlayered vermiculite and smectite, In: J.B. Dixon, and S.B., Weed (ed). Minerals in soil environments, Soil. Sci. Soc. Am. J. Madison. Wisconsin; 729-788.
3. Boettinger, J.L., and Soutard, R.J. 1995. Phyllosilicate distribution and origin in Aridisols on a granitic pediment, Western Mojave Desert. Soil. Sci. Soc. Am. J. 59: 1189-1198.
4. Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. Agron. J. 54: 464-465.
5. Day, R. 1965. Particle fractionation and particle size analysis. In: C.A. Black et al, (ed). Methods of soil analysis. Part 1. P: 545-566. Ser. No. 9. ASA. Madison, WI.
6. Dixon, J.B. 1989. Kaolin and Serpentine group minerals In: J.B. Dixon, and S.B. Weed (ed) Minerals in soil environments, Soil. Sci. Soc. Am. J. Madison. Wisconsin; 551-634.
7. Givi, J., and Abtahi, A. 1985. Soil genesis as affected by topography and depth of saline and alkaline groundwater under semiarid conditions in southern Iran. Iran Agricultural Research, 4: 11-27.
8. Gunal, H., and Ransom, M.D. 2006. Genesis and micromorphology of loess-derived soils from central Kansas. Catena. No. 65. P: 222-236.
9. Jackson, M.L. 1975. Soil chemical analysis, advanced course. Univ. Wiscon. College of Agric, Dep of Soil, Madison, Wis.
10. Juo, A.S., Chi, R.C.L., and Wu, M.H. 1971. Clay mineralogy of certain rice soils in southern Taiwan, Soil. Sci. Soc. Am. J. Proc., 35: 831-833.
11. Karathanasis, A.D. 1987. Mineral solubility relationship in Fragiu dalfs of western Kentucky, Soil. Sci. Soc. Am. J. 51: 474-480.
12. Khademi, H., and Mermut, A.R. 1998. Source of palygorskite in gypsiferous Aridisols and associated sediments from central Iran. Clay Miner. 33:561-578.
13. Khormali, F., and Abtahi, A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous soils of arid and semiarid regions of southern Iran, Clay Minerals, 53. 273-301.
14. Khormali, F., Ajami, M., and Ayoubi, S. 2006. Genesis and Micromorphology of Soils with Loess parent material as affected by deforestation in a hillslope of Golestan province. Iran. 18th International Soil Meeting (ISM) on Soil Sustaining Life on Earth, Managing soil and Technology. PP: 149-151.
15. Lindsay, W.L. 1992. Chemical equilibria in soils. John Wiley and sons, New York, 44p.
16. Mestdagh, H.D., Haesaerts, P.A.D., and Hus, J. 1999. Pedosedimentary and climate reconstruction of the last interglacial and early glacial Loess-Paleosol sequence in south Tadjikistan. Catena. 35: 197-218.
17. Miller, M.B., Cooper, T.H., and Rust, R.H. 1993. Diffraction of an eluvial fragipan from dence glacial till in northern Minnesota. Soil. Sci. Soc. Am. J. 57: 787-796.
18. Nelson, R.E. 1982. Carbonate and gypsum. In: Methods of Soil Analysis. Part II. Page, A. L. (Ed.). American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA.
19. Page, M.C., Sparks, D.L., Noll, M.R., and Hendricks, G.J. 1987. Kinetics and mechanisms of potassium release from sandy Middle Atlantic Coastal Plain Soils. Soil. Sci. Soc. Am. J. 51: 1460-1465.
20. Singer, A. 1989. Palygorskite and Sepiolite group minerals. In: J.B. Dixon and S. B. Weed (ed), Minerals in soil environments, 2th edition. Soil. Sci. Soc. Am. J. Madison, Wis., 829-872.
21. Soil Survey Staff. 2006. Keys to soil Taxonomy. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
22. Viani, B.E., Mashhady, A.S. Al., and Dixon, J.B. 1983. Mineralogy of central alluvial basins. Soil. Sci. Soc. Am. J. 47: 149-157.
23. Wilson, M.J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. Clay Minerals, 34: 7-24.

Distribution and origin of clay minerals influenced by ground-water table and land use in south-west Golestan province

Sh. Ghergherechi¹ and *F. Khormali²

¹M.Sc. student, Dept. of Soil Sciences, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran,
²Associate Prof., Dept. of Soil Sciences, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran

Abstract

Inheritance, transformation and neof ormation are the three main origins of clay minerals. Factors such as topography, parent material, ground water table, climate and land use change may affect their relative quantity and distribution pattern. This study was carried out in south-west Golestan in three different ground water table depths and forest, dry farming and hydromorphic conditions. The main soil moisture and temperature regimes are xeric-thermic and udic-mesic and the parent material is loess. The results showed that illite, smectite and kaolinite minerals are the main minerals in all studied soils. In the forest land with good drainage, well-leaching and lower pH, chlorite has not been observed. In hydromorphic Soils with the near surface ground water and poor drainage, the amount of smectite minerals was maximum and its origin was mainly related to neof ormation. In soil under dry farming and deep ground water, drainage is favorable and the leaching process have provided favorable condition for K⁺ release and transformation of illite into smectite. Decrease in amount of illite with depth is mainly due to its transformation to smectite and in soils with poor drainage and near surface ground water can be related to limitation of lessivage and physical weathering due to seasonal variation of temperature and moisture. Occurrence and stability of vermiculite in the forest land is due to high leaching, increasing Al activity and relatively low pH of soil. Kaolinite has the inheritance origin and there is no clear relation between its quantity, ground water table and land use. Land use and ground water table depths are the most effective factors in distribution pattern and the relative amount of smectite and illite minerals. The distribution of vermiculite however is mainly affected by climate.

Keywords: Clay minerals; Ground-water table; Land use