



IRANIAN SOCIETY of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

No. 2, 1386/2007 Fall & Winter

IRANIAN JOURNAL of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Clay mineralogy and geochemistry of the soils derived from metamorphic and mafic igneous parent rocks in Lahijan area

H. Ramezanpour, R. Hesami, M.A. Zanjanchi

Faculty of Agriculture and Science, Guilan Univ. Rasht – Iran

E-mail: hramezanpour@guilan.ac.ir

(Received: 4/10/2006, received in revised form: 30/5/2007)

Abstract: The mineralogical and geochemical composition of the soils of three representative pedons formed on basaltic andesite, andesitic basalt and phyllite were investigated. Results by XRF showed that progressive weathering of rocks have been marked by gradual accumulation of Al, Fe, Ti, Mg, H_3O^+ and depletion of Na, K, Ca and Si in the soil; although, predominant clay, loss and gain trend of elements was different on the various rocks. Based on x-ray diffraction analysis, minerals in basaltic andesite and andesitic basalt were similar but, the intensity of mica to smectite or vermiculite transformation for latter was relatively higher than the former. This process revealed the degradation mineral because of two reasons: (i) – smectite and vermiculite increased whereas mica decreased in surface horizons. (ii) – Irregular mixed layer of mica-smectite or vermiculite was present in deeper part (170 cm) of the soils from andesitic basalt but shallower depth (75 cm) of the soils from basaltic andesite. Clay minerals in phyllite were mica and chlorite that stratified with vermiculite. However, the absence of smectite in phyllite might be attributed to more acidic condition or position of the Fe ion in the mineral lattice of chlorite (higher Fe in the interlayer hydroxide sheet)

Key words: *Clay mineral, Geochemistry, X-ray fluorescence(XRF).*



شماره ۲، پاییز و زمستان ۸۶، از صفحه ۳۸۳ تا ۴۰۰

مجله
بلورشناسی
و کانی‌شناسی
ایران

کانی‌شناسی بخش رس و ژئوشیمی خاکهای تشکیل شده از سنگ‌های مادری دگرگون و آذرین قلیایی در ناحیه لاهیجان

حسن رمضانپور، راحله حسامی، محمدعلی زنجانچی

رشت، دانشکده کشاورزی و دانشکده علوم، دانشگاه گیلان

پست الکترونیکی: hramezanpour@guilan.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۷/۱۲، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۶/۳/۹)

چکیده: ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی خاک‌های سه پدون شاهد تشکیل شده از سنگ مادر آندزیت بازالتی، بازالت آندزیتی و فیلیت، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج با روش فلئوئورسانی پرتو ایکس نشان داد که پیشرفت هوازدگی سنگ‌ها با تجمع تدریجی Mg, Ti, Fe, Al و H_3O^+ و تخلیه Si, Ca, K, Na در خاک همراه بود، هر چند روند تخلیه و تجمع در سنگ‌های مختلف، تفاوت داشته است. بر اساس نتایج پراش سنج پرتو ایکس، کانی‌های غالب بخش رس در آندزیت بازالتی و بازالت آندزیتی شبیه بودند، ولی میزان تغییر شکل میکا به اسمکتیت یا ورمیکولیت در بازالت آندزیتی بیشتر از آندزیت بازالتی بوده است. این فرآیند تخریب کانی را به دو دلیل نشان می‌دهد: ۱- افزایش اسمکتیت و ورمیکولیت با کاهش میکا در افق سطحی، ۲- وجود کانی مخلوط نامنظم میکا - اسمکتیت یا ورمیکولیت در عمق بیشتری (۱۷۰ cm) از خاک بازالت آندزیتی در مقایسه با خاک آندزیت بازالتی (۷۵ cm). از طرف دیگر، میکا و کلریت از کانی‌های مهم بخش رس فیلیت هستند. که بصورت مخلوط با ورمیکولیت بوده‌اند ولی عدم حضور اسمکتیت در فیلیت را ممکن است به عدم پایداری آن در شرایط به شدت اسیدی یا موقعیت یون آهن در شبکه کانی کلریت (حضور بیشتر آهن در ورقه هیدروکسید بین لایه‌ای) نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: کانی رسی، ژئوشیمی، فلئوئورسانی پرتو ایکس.

مقدمه

بسیاری از سرشتیهای فیزیکی و شیمیایی خاکها با کانی‌های خاک کنترل می‌شوند [۱] بطوریکه نگهداری و رها سازی عناصر غذایی، رابطه مستقیم با کانی‌های موجود در بخش رس خاکها دارد [۲]. به نظر برخی پژوهشگران، هوادیدگی شیمیایی کانی‌ها در بسیاری از چرخه‌های بیوژئوشیمیایی حائز اهمیت است [۳].

در خاک، کلریت معمولاً از سنگ دگرگون و یا سنگ‌های آذرین و ته‌نشستها به ارث می‌رسند، و از تغییرات گرمایی پیروکسن، آمفیبول، و یا بیوتیت تولید می‌شوند [۴]. تشکیل اسمکتیت یا ورمیکولیت از تغییر شکل کلریت به موقعیت یون آهن بستگی دارد. مثلاً، وقتی آهن به میزان زیاد در ورقه هیدروکسید بین لایه‌های کلریت قرار دارد خیلی سریع‌تر اکسید می‌شود (تشکیل ورمیکولیت) ولی حضور آهن در ورقه هشت وجهی واحد ۲:۱ موجب کندتر شدن آکسایش و کاهش بیشتر بار الکتریکی و تشکیل اسمکتیت می‌شود [۵]. یکی از سه شرط زیر لازم است تا تشکیل لایه‌های مخلوط صورت گیرند [۶]:

۱- دگرسانی گرمایی ۲- هوادیدگی از طریق انتقال جزئی K بین لایه‌های ۳- انتقال هیدروکسید بین لایه‌های کلریت همراه با تغییر ساختار که کاهش بار لایه‌ای در کانی را موجب می‌شود. در مرجع یاد شده، تشکیل کانی مخلوط ایلیت - اسمکتیت در منطقه مورد بررسی به خروج K از میکا در شرایط pH پایین نسبت داده شده است. دیگران [۷] نیز ضمن تایید این نظریه، گزارش کردند که برای تبدیل میکا به اسمکتیت به دو مرحله نیاز هست: ۱- پتاسیم‌زدائی ۲- آلومینوم‌زدائی از چهاروجهی و سیلیسم‌دارشدن چهار وجهی (جانشینی هم‌شکل مقداری از Si موجود در آبگون بجای Al در ورقه چهار وجهی). در این میان، بورچارت [۸] نیز شرایط محیطی تشکیل اسمکتیت از میکا را به صورت زیر گزارش کرد:

۱- دما کم و فشار پایین تا Al چهار وجهی ناپایدار شود. ۲- غلظت K کم شود. ۳- غلظت Si(OH) زیاد شود که از سوی کانی‌های مافیک تامین می‌شود. ۴- غلظت Al کم باشد که pH بالاتر از ۶ یا ۷ این شرایط را تامین می‌کند.

علی‌رغم بررسیهای انجام شده بالا که بر تشکیل اسمکتیت از میکا یا کلریت در pH پایین تاکید دارند بنابر مرجع [۹] در $\text{pH} < 6$ میکا به ورمیکولیت تبدیل می‌شود. از طرفی، گفته شده است که در شرایط حضور ماده آلی کم، آبشویی فعال متوسط و $\text{pH} \approx 5$ ، اسمکتیت موجود پایدار نبوده و به کلریت پدوژنیک تبدیل می‌شود [۱۰].

برخلاف نظریه بالا و با توجه به نظر مرجع [۸] مبنی براینکه اسمکتیت ممکن است pH تا ۳/۶ را تحمل کند به شرطی که غلظت Mg و Si محلول بالا بوده و زهکشی نیز محدود باشد،

می‌توان استدلال کرد که احتمالاً در pHهای به شدت اسیدی مقدار عناصر Mg و Si در سیستم خاک، روند کاهشی، پیدا کرده و پایداری اسمکتیت را فراهم نمی‌کند. در این کار پژوهشی روند این تغییرات در خاک مربوط به سنگ آذرین دارای کانی اسمکتیت و نیز سنگ فیلیت فاقد کانی اسمکتیت بررسی می‌شود. هدف‌های این پژوهش عبارتند از:

۱- فراهم آوردن اطلاعات بنیادی از میزان کل عناصر برخی از سنگ‌ها و خاک‌ها و شناسایی نوع کانی رسی در منطقه.

۲- بررسی تاثیر سنگ مادر در پیدایش نوع کانی رسی.

روش مطالعه

ناحیه لاهیجان غالباً از تشکیلات آذرین و توف‌های آتشفشانی و سنگ‌های دگرگون شیبست، فیلیت و گنیس گرانیت‌دار تشکیل شده [۱۱] و خاک‌های این ناحیه دارای رژیم رطوبتی یودیک است. مکان مورد مطالعه در حدود ۸ - ۵ کیلومتری جنوب شرقی لاهیجان واقع شده است. با استفاده از نقشه زمین‌شناسی و توپوگرافی و بازدیدهای صحرایی روی هر واحد فیزیوگرافی کوه در اراضی جنگلی در مکان علیسرود (سنگ فیلیت^۱)، زمین (سنگ آندزیت بازالت^۲) و کته‌شال (سنگ بازالت آندزیتی^۳)، یک نیمرخ شاهد حفر شد.

پس از جداسازی افق‌ها و تشریح نیمرخ‌ها در پدونه‌های شاهد، نمونه‌های خاک را به آزمایشگاه، انتقال داده، و پس از خشک کردن در هوا و سرنده آنها با الک ۲ میلیمتری، تجزیه فیزیکی از جمله چگالی ظاهری به روش کلوخه، میزان رس به روش پیپت، و تجزیه‌های شیمیایی شامل pH در نسبت ۱:۱ خاک به آب و نسبت ۱:۲ خاک به محلول کلرورکلسیم ۰/۰۱ مولار، ظرفیت تبادل کاتیونی با استفاده از روش استات سدیم (pH = ۸/۲) و استات آمونیوم (pH = ۷) ماده آلی به روش اکسایش تر انجام شد [۱۲].

برای مطالعه کانی‌شناسی با پراش سنج پرتو ایکس، نخست با استفاده از روش مرجع [۱۳] جداسازی اجزای شن و سیلت و رس به روش مرکز گریزی انجام شد.

پیش تیمارهای حذف آهنک [با استات سدیم در pH = ۵] حذف مواد آلی (با آب اکسیژنه ۳۰٪) و حذف اکسیدهای آهن (با فرسیترات سدیم و دی‌تیونات سدیم در pH = ۷/۳) برای

1- Phyllite

2- Basaltic andesite

3- Andesitic basalt

جداسازی اجزای خاک انجام گرفت پراش سنج پرتوایکس مورد استفاده از نوع فیلیپس با لامپ مس و فیلتر مولیبدن بود. کلیه نمونه‌های رس حداکثر تا $30^\circ = 2\theta$ با جریان ۴۰ میلی آمپر و ولتاژ ۴۰ کیلو ولت قرار گرفتند. سرعت زاویه‌سنج ۲ درجه در دقیقه بود. پس از اشباع نمونه‌های رس با منیزیم و پتاسیم، آنالیز آنها با دستگاه پراش سنج پرتو ایکس انجام شد، سپس نمونه اشباع شده با منیزیم به مدت ۲۴ ساعت در گلیسرول آبگون و نمونه اشباع با پتاسیم به مدت ۲ ساعت در دمای ۱۱۰ و ۳۰۰ و ۵۵۰ درجه قرار گرفته و دوباره در معرض پرتوایکس قرار داده شدند [۱۴].

برای اندازه‌گیری عناصر کل، صفحات شیشه‌ای از پودر خاک به اضافه تترابرات لیتیوم و نترات آمونیوم به نسبت ۵/۰۰:۹:۳ تهیه شد و سپس مخلوط شدند. نمونه‌ها در دمای 1000°C در بوتۀ پلاتینی در شعله اکسید کننده برای حداقل ۳۰ دقیقه گداخته شدند، و سپس در قالب‌های پلاتینی ریخته و به روش فلونورسانی پرتو ایکس آنالیز شدند [۱۵].

بحث و برداشت

برخی از سرشتیهای فیزیکی و شیمیایی سه بدون مورد مطالعه و نتایج ژئوشیمیایی سنگ بستر و خاک‌های مورد مطالعه در جدول‌های ۱ و ۲ و ۳ ... نشان داده شده‌اند. برای یقینی درصد تغییرات عناصر نسبت به سنگ بستر، از معادله زیر استفاده شده است [۱۶]:

$$\% \text{ تغییرات} = \left[\frac{(R_s - R_p)}{R_p} \right] \times 100$$

که در آن، R_s = نسبت عنصر در نمونه، R_p = نسبت همان عنصر در سنگ

نتایج درصد وزنی عناصر کل (جدول ۳) نشان می‌دهد که عناصر سدیم، منیزیم، کلسیم، تیتانیم در افق Cr۲ بدون ۱ نسبت به سنگ، کاهش داشته در صورتیکه آهن و آلومینیوم نسبت به سنگ تجمع نشان دادند (شکل ۱) مقدار L.O.I هم که مربوط به آب موجود در ساختار کانی است، در خاک نسبت به سنگ افزایش دارد (به علت افزایش هیدراتاسیون)، فلزات قلیایی و قلیایی خاکی در مراحل اول هوازدگی خارج می‌شوند علت تجمع آهن و آلومینیوم در افق Cr۲ نسب به سنگ می‌تواند به خاطر وجود میکای مقاوم به هوازدگی (مسکویت)، تشکیل رس‌های ثانویه یا جانشینی هم شکل آلومینیوم در اکسید آهن باشد [۱۷].

جدول ۱ برخی از سرشتیهای فیزیکی و شیمیایی خاکهای مورد مطالعه

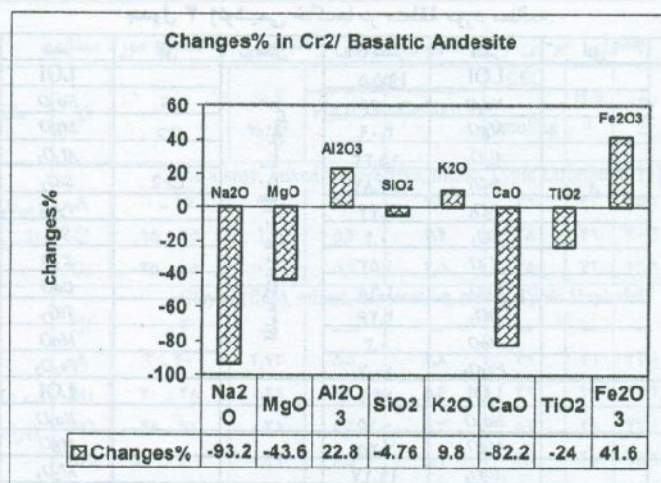
مکان مطالعه	افق	عمق cm	کربن آلی %	pH		CEC cmol/kg	B.S %	رس %	جرم مخصوص ظاهری g/cm ³
				H ₂ O ۱:۱	CaCl ₂ ۱:۲				
زمینان - بدون ۱ (آندزیت بازالتی)	Fine loamy, mixed, superactive, mesic, Typic Udorthent [17]								
	A	۰ - ۱۵	۶,۵	۵,۵	۴,۶	۴۹	۶۳	۳۵,۲	۱,۳
	C	۱۵ - ۴۵	۱,۶	۵,۳	۴,۲	۲۸	۴۹	۳۰,۴	۱,۵
	Cr	۴۵ - ۷۵	۰,۵	۵,۳	۴,۵	۲۵	۷۲	۲۹,۹	۱,۵۸
کنه شال - بدون ۲ (بازالت آندزیتی)	Clayey (fine), mixed, superactive, mesic, Typic Hapludalf								
	Oi	۰ - ۳	—	—	—	—	—	—	—
	A	۳ - ۲۰	۲,۷۲	۵,۵	۴,۸	۴۹	۴۱	۳۲,۱	۱,۲۴
	Bt1	۲۰ - ۴۸	۰,۴۹	۶,۳	۵,۶	۴۹	۴۴	۴۲,۷	۱,۲۶
	Bt2	۴۸ - ۷۲	۰,۳۱	۶,۲	۵,۳	۵۲	۴۵	۴۲,۱	۱,۲۸
	Bt3	۷۲ - ۱۰۷	۰,۲۱	۶,۱	۵,۱	۴۸	۴۵	۴۵,۹	۱,۳۵
	Cr1	۱۰۷ - ۱۴۱	۰,۱۷	۶	۵,۳	۲۸	۷۷	۲۹,۲	۱,۴۲
	Cr2	۱۴۱ - ۱۷۰	۰,۱۷	۶,۱	۵,۴	۲۷	۶۳	۲۷,۲	۱,۴۵
علیسرود - بدون ۳ (فیلپیت)	Clayey(fine), mixed, semiactive, mesic, Ultic Hapludalf								
	A	۰ - ۹	۴,۳۳	۵,۱	۴,۲	۲۲	۶۲	۳۰,۱	۱
	AB	۹ - ۳۵	۱,۶۸	۵,۱	۴,۴	۱۵	۳۷	۳۲,۲	۱,۳۵
	Bt1	۳۵ - ۵۶	۰,۷	۵,۳	۴,۵	۱۶	۳۳	۴۰,۳	۱,۳۳
	Bt2	۵۶ - ۷۷	۰,۴۳	۵,۲	۴,۵	۱۷	۲۰	۴۲,۵	۱,۳۷
	Cr	۷۷ - ۱۱۰	۰,۲۵	۵,۲	۴,۴	۱۶	۳۳	۳۰,۲	۱,۴۲

جدول ۲ ژئوشیمی سنگها در منطقه مورد مطالعه.

۱			۲			۳		
مکان مطالعه	عنصر	مقدار %	مکان	عنصر	مقدار %	مکان	عنصر	مقدار %
سنگهای آتشفشانی (بازالت)	L.O.I	۸,۱	سنگهای آتشفشانی (بازالت)	L.O.I	۲,۳	سنگهای آتشفشانی (بازالت)	L.O.I	۱,۱
	Na ₂ O	۲,۱۹		Na ₂ O	۳,۰۴		Na ₂ O	۰,۶۹
	MgO	۳,۹۹		MgO	۰,۹۲		MgO	۰,۶۵
	Al ₂ O ₃	۱۵,۶۱		Al ₂ O ₃	۲۰,۰۷		Al ₂ O ₃	۹,۶۷
	SiO ₂	۴۷,۸۱		SiO ₂	۵۷,۳۳		SiO ₂	۸۱,۵۹
	P ₂ O ₅	۰,۴۸		P ₂ O ₅	۰,۳۳		P ₂ O ₅	۰,۱۶
	SO ₃	nd		SO ₃	nd		SO ₃	۸,۰۵۹
	K ₂ O	۱,۳۳		K ₂ O	۷,۶۴		K ₂ O	۳,۸۲
	CaO	۸,۴۹		CaO	۳,۳۱		CaO	۰,۳۵
	TiO ₂	۲,۶۱		TiO ₂	۰,۹۹		TiO ₂	۰,۳۴
	MnO	۰,۱۱		MnO	۰,۱		MnO	nd
	Fe ₂ O ₃	۹,۲		Fe ₂ O ₃	۳,۸۵		Fe ₂ O ₃	۱,۵۴

جدول ۳ ژئوشیمی خاک‌ها در منطقه مورد مطالعه.

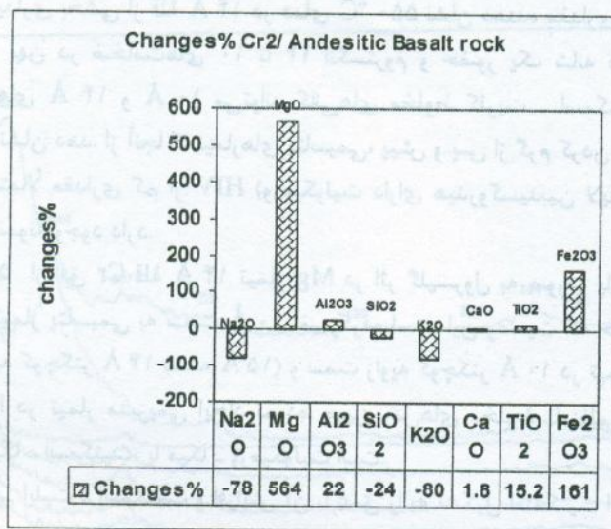
مکان	افق	عنصر	مقدار (%)	مکان	افق	عنصر	مقدار (%)
(تالاب بین‌رشته‌ای)	A	LOI	۲۵.۵	(تالاب بین‌رشته‌ای)	Cr2	LOI	۱۵.۳
		Na ₂ O	۰.۶۶			Na ₂ O	۰.۶۷
		MgO	۲.۰۹			MgO	۶.۱۱
		Al ₂ O ₃	۱۵.۲۲			Al ₂ O ₃	۱۷.۴۹
		SiO ₂	۳۷.۸۲			SiO ₂	۴۲.۷
		P ₂ O ₅	۰.۴۴			P ₂ O ₅	۰.۲۷
		SO ₃	۰.۴			SO ₃	nd
		K ₂ O	۱.۵۳			K ₂ O	۱.۵۳
		CaO	۲.۹۸			CaO	۲.۳۷
		TiO ₂	۲.۲۶			TiO ₂	۱.۱۴
(تالاب بین‌رشته‌ای)	A	MnO	۰.۳	A	A	MnO	۰.۲۵
		Fe ₂ O ₃	۱۰.۷			Fe ₂ O ₃	۱۰.۰۶
		LOI	۱۴.۴			LOI	۱۳.۷
		Na ₂ O	۰.۱۵			Na ₂ O	۰.۹۸
		MgO	۲.۲۵			MgO	۲.۳۳
		Al ₂ O ₃	۱۹.۱۷			Al ₂ O ₃	۱۶.۳۵
		SiO ₂	۴۵.۵۲			SiO ₂	۵۶.۲
		P ₂ O ₅	nd			P ₂ O ₅	۰.۱۶
		SO ₃	nd			SO ₃	۰.۱۸
		K ₂ O	۱.۴۶			K ₂ O	۲.۷
(تالاب بین‌رشته‌ای)	A	CaO	۱.۵۱	A	A	CaO	۰.۹۴
		TiO ₂	۱.۵۸			TiO ₂	۰.۶۸
		MnO	۰.۴۴			MnO	۰.۱۲
		Fe ₂ O ₃	۱۳			Fe ₂ O ₃	۵.۵۷
		LOI	۱۷.۷			LOI	۸.۶
		Na ₂ O	۰.۹۳			Na ₂ O	۰.۸۲
		MgO	۶			MgO	۲.۶۲
		Al ₂ O ₃	۱۴.۹۹			Al ₂ O ₃	۱۸.۴
		SiO ₂	۴۳			SiO ₂	۵۹.۴۷
		P ₂ O ₅	۰.۲			P ₂ O ₅	nd
(تالاب بین‌رشته‌ای)	A	SO ₃	۰.۱۲	A	A	SO ₃	nd
		K ₂ O	۱			K ₂ O	۲.۷۴
		CaO	۳			CaO	۰.۲۲
		TiO ₂	۱.۴۸			TiO ₂	۰.۶۹
		MnO	۰.۱۸			MnO	۰.۱۲
		Fe ₂ O ₃	۱۱.۲۳			Fe ₂ O ₃	۶.۱۵
		LOI	۱۲.۸			LOI	۹.۱
		Na ₂ O	۰.۶۷			Na ₂ O	۰.۴۹
		MgO	۵.۹۵			MgO	۳.۰۵
		Al ₂ O ₃	۱۸			Al ₂ O ₃	۱۸.۹۸
(تالاب بین‌رشته‌ای)	B12	SiO ₂	۴۴	A	A	SiO ₂	۵۶.۴۹
		P ₂ O ₅	۰.۲۷			P ₂ O ₅	nd
		SO ₃	nd			SO ₃	nd
		K ₂ O	۱.۳			K ₂ O	۲.۶
		CaO	۳.۴۵			CaO	۰.۲۳
		TiO ₂	۱.۳۵			TiO ₂	۰.۷
		MnO	۰.۱۹			MnO	۰.۱۲
		Fe ₂ O ₃	۱۱.۶۳			Fe ₂ O ₃	۸.۰۲



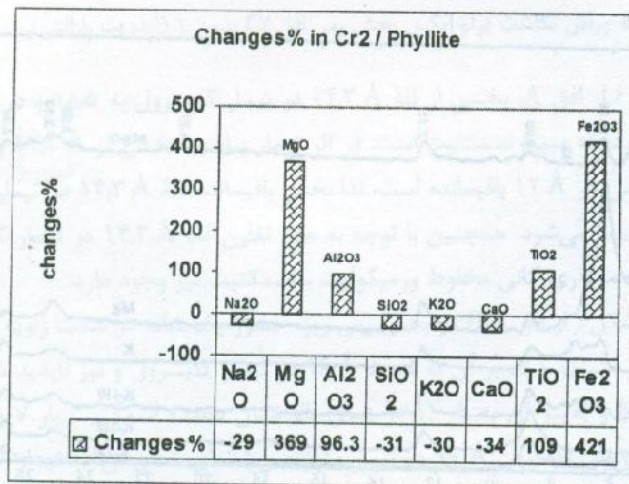
شکل ۱ تغییرات عناصر کل در افق Cr₂ نسبت به سنگ بستر آندزیت بازالتی.

کاهش مقدار Mg در افق Cr نسبت به سنگ می‌تواند ناشی از تخریب کانی‌هایی چون میکای هشت وجهی سه گانه باشد که بخشی از Mg موجود در آن هنگام تبدیل به ورمیکولیت و اسمکتیت از دست رفته است. نتایج پرتو ایکس تخریب میکا و حضور اندک آن را نشان می‌دهد. علت دیگر خروج Mg ممکن است بافت نسبتاً درشت و زهکشی خوب این پدון باشد. مقدار عنصر Al نیز در عمق پایین‌تر خاک بیشتر از افق سطحی بود که احتمالاً به آبشویی در شرایط اسیدی و حرکت Al مربوط می‌شود. نتایج درصد وزنی عناصر کل در پدون ۲ نشان می‌دهد که خروج سدیم، پتاسیم، سیلیسیم و تجمع منیزیم، آهن، و تیتانیم در افق Cr₂ نسبت به سنگ وجود داشته است (شکل ۲). تجمع منیزیم را می‌توان به حضور میکا، ورمیکولیت و اسمکتیت در افق Cr₂ نسبت داد [۱۶]. عدم هدر رفت کلسیم در افق Cr₂ احتمالاً ممکن است به جذب ترجیحی آن به وسیله اسمکتیت مربوط باشد.

وقتی شدت هوازدگی افزایش می‌یابد میزان کلسیم، سدیم، و پتاسیم کاهش می‌یابد در صورتیکه Si ثابت یا کاهش می‌یابد و عناصر غیر متحرک مثل Al و Fe و Ti و نیز عنصر Mg با افزایش شدت هوازدگی، زیاد می‌شود [۱۸]. نتایج درصد وزنی عناصر کل در پدون ۳ نشان می‌دهد که حرکت Al در طول نیمرخ از سطح به عمق صورت گرفته به علاوه تلفات Na، Ca، K و Si و تجمع Mg، Al، Fe و Ti در افق Cr نسبت به سنگ وجود داشته (شکل ۳) افزایش Mg در افق Cr نسبت به سنگ را می‌توان احتمالاً به حضور بیشتر کلریت در افق Cr و نیز انحلال پذیری کمتر Mg به علت پتانسل یونی متوسط این یون نسبت داد [۱۹].



شکل ۲ تغییرات عناصر کل در افق Cr2 نسبت به سنگ بستر بازالت آندزیتی.



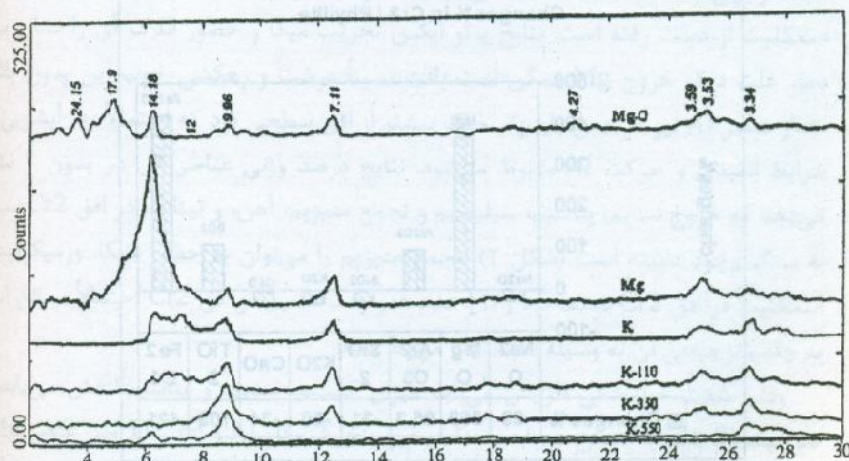
شکل ۳ تغییرات عناصر کل در افق Cr نسبت به سنگ بستر فیلیت.

پدون ۱: شکل ۴ پراش نگاشت پرتوایکس افق A را نشان می‌دهد که در آن، کانی‌های کلریت - اسمکتیت نامنظم، میکا - اسمکتیت نامنظم و کائولینیت، قابل تشخیص‌اند. در نمونه تیمار Mg، قله $14 \text{ \AA}$ دیده می‌شود که در تیمار با گلیسرول، بخشی از آن به $17.9 \text{ \AA}$ تغییر یافته که نشان دهنده اسمکتیت بار پایین است.

بعلاوه پایداری بخشی از قله $14 \text{ \AA}$ در دمای 550°C نشان دهنده مقداری کلریت بوده و پیدایش قله پهن در ضخامت‌های 10 تا $14 \text{ \AA}$ انگستروم و حضور یک شانه در سمت زاویه کوچکتر قله‌های $14 \text{ \AA}$ و $10 \text{ \AA}$ می‌تواند کانی‌های مخلوط کلریت - اسمکتیت یا میکا - اسمکتیت را نشان دهد. از آنجا که تیمارهای پتاسیمی، پیش و پس از گرم کردن دارای قله پهن است، لذا احتمالاً مقداری کم از HIV (ورمیکولیت دارای هیدروکسیدین لایه‌ای) یا کلریت پدوژنیک در نمونه وجود دارد.

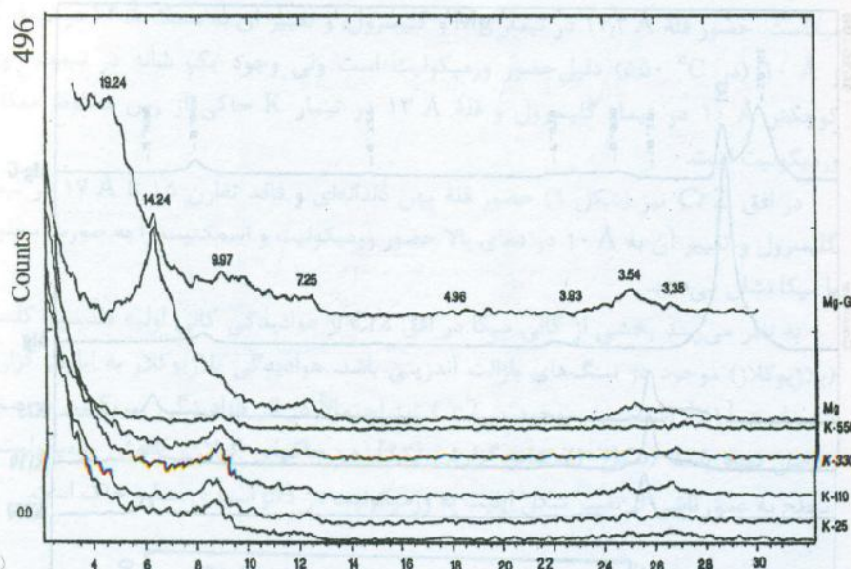
در شکل ۵ از افق Cr قله $14 \text{ \AA}$ تیمار Mg در اثر گلیسرول به صورت پلکانی به سمت $19 \text{ \AA}$ و در تیمار پتاسیمی به سمت $10 \text{ \AA}$ تغییر کرده است. این وضعیت که حالت شانه‌ای را در سمت زاویه کوچکتر $14 \text{ \AA}$ (شانه $15 \text{ \AA}$) و سمت زاویه کوچکتر $10 \text{ \AA}$ در تیمار گلیسرول و عدم تقارن را در تیمار منیزیمی ایجاد نموده، مبین رس‌های مخلوط نامنظم ورمیکولیت - اسمکتیت، میکا - اسمکتیت، یا میکا - ورمیکولیت است.

وجود کانی ایلیت - اسمکتیت و افزایش آن با عمق را به تشکیل اسمکتیت از ایلیت نسبت داده‌اند [۲۰] همچنین گفته شده است که اسمکتیت می‌تواند در اثر پتاسیم‌زدائی، میکا به وجود آید [۸].



شکل ۴ پراش نگاشت پرتو ایکس بخش رس افق A بدون ۱ (آندزیت بازالتی).

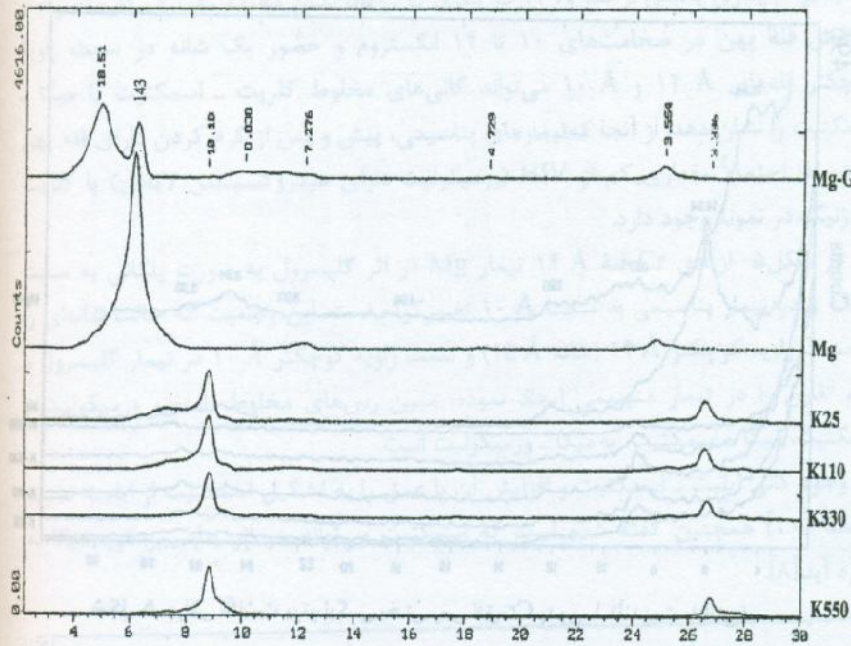
Mg: نمونه اشباع با منیزیم. Mg - G: نمونه اشباع با منیزیم + گلیسرول. K25: نمونه اشباع با پتاسیم در دمای 25°C . K110: نمونه اشباع با پتاسیم در دمای 110°C . K330: نمونه اشباع با پتاسیم در دمای 330°C . K550: نمونه اشباع با پتاسیم در دمای 550°C .



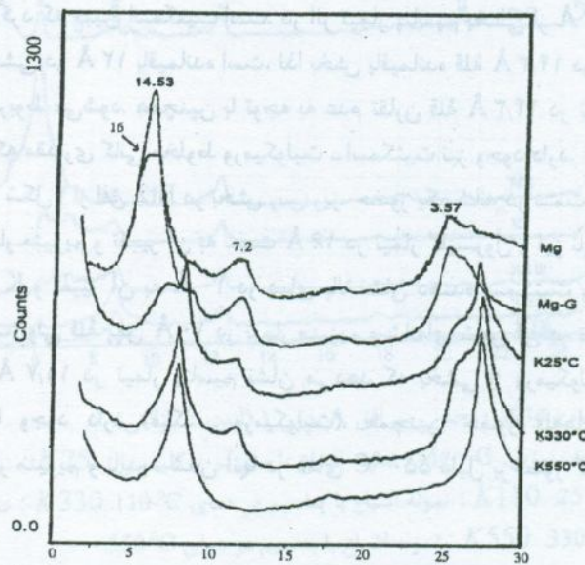
شکل ۵ پراش نگاشت پرتو ایکس بخش رس افق C۲ بدون ۱ (آندزیت بازالتی).

بدون ۲: در شکل ۶ از افق A، بخشی از قله $14.3 \text{ \AA}$ در تیمار گلیسرول به 18.5 و در اثر گرما به $10 \text{ \AA}$ تغییر کرد که مبین اسمکتیت است. در اثر تیمار پتاسیم بخشی از $14.3 \text{ \AA}$ به $10 \text{ \AA}$ تغییر کرده و بخشی در $12 \text{ \AA}$ باقیمانده است، لذا بخش باقیمانده قله $14.3 \text{ \AA}$ در تیمار منیزیم به ورمیکولیت مربوط می‌شود. همچنین با توجه به عدم تقارن قله $14.3 \text{ \AA}$ در تیمار گلیسرول به نظر می‌رسد که مقداری کانی مخلوط ورمیکولیت - اسمکتیت نیز وجود دارد.

همچنین در شکل ۷ از افق Bt2 در بخش رس ریز، حضور یک شانه در سمت زاویه کوچکتر قله $14.5 \text{ \AA}$ تیمار منیزیم و تغییر آن به سمت $16 \text{ \AA}$ در تیمار گلیسرول و نیز ناپدید شدن قله $14 \text{ \AA}$ در تیمار K و تغییر آن به $10 \text{ \AA}$ در دمای بالا نشان دهنده اسمکتیت بار لایه‌ای زیاد است (ورمیکولیت) ولی قله پهن $10 \text{ \AA}$ در تیمار منیزیم و شانه‌ای شدن آن در تیمار گلیسرول و پیدایش قله $11.7 \text{ \AA}$ در تیمار پتاسیم نشان می‌دهد که بخشی از ورمیکولیت به صورت مخلوط با میکا وجود دارد (میکا - ورمیکولیت). همچنین حضور قله‌های 7.2 و $3.57 \text{ \AA}$ در تیمار منیزیم و ناپدید شدن آنها در دمای 550°C دلیل بر حضور کانولینیت است (شکل ۷).



شکل ۶ پراش نگاشت پرتوایکس بخش رس کل افق A بدون ۲ (بازالت آندزیتی).

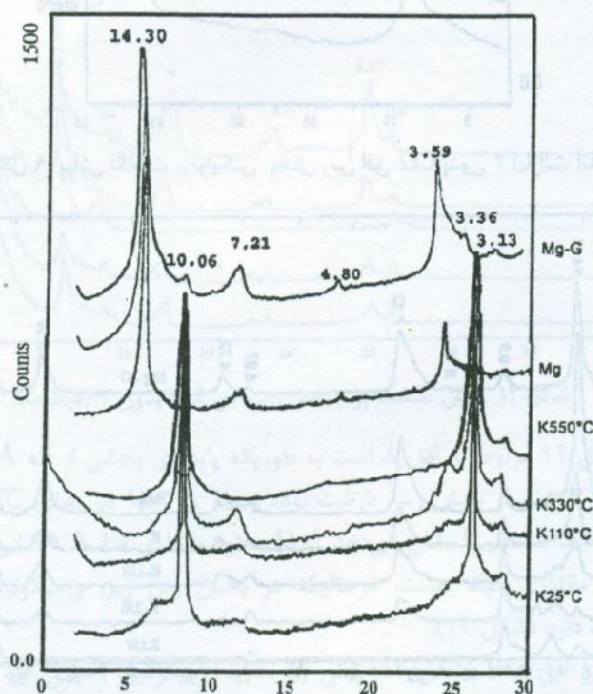


شکل ۷ پراش نگاشت پرتوایکس رس ریز افق Bt2 بدون ۲ (بازالت آندزیتی).

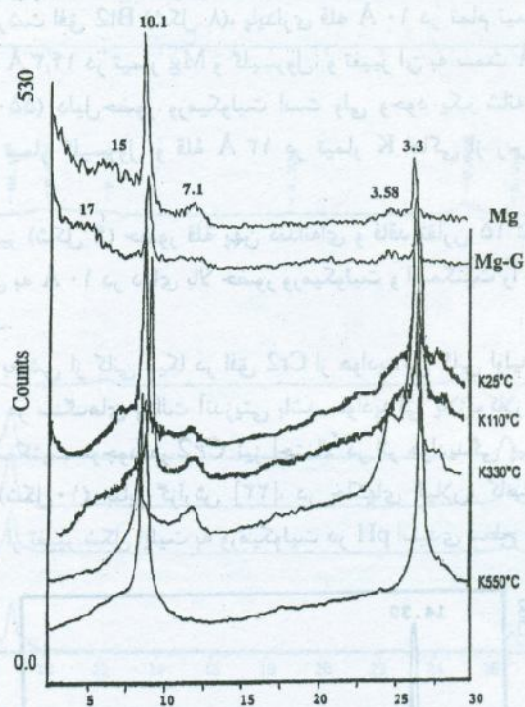
در بخش رس درشت افق Bt2 (شکل ۸)، پایداری قله $10 \text{ \AA}$ در تمام تیمارها دلیل حضور میکاست. حضور قله $14.3 \text{ \AA}$ در تیمار Mg و گلیسرول، و تغییر آن به سمت $12 \text{ \AA}$ در تیمار K و $10 \text{ \AA}$ (در 550°C) دلیل حضور ورمیکولیت است ولی وجود یک شانه در سمت زاویه کوچکتر $10 \text{ \AA}$ در تیمار گلیسرول و قله $13 \text{ \AA}$ در تیمار K حاکی از رس مخلوط میکا - ورمیکولیت است.

در افق Cr2 نیز (شکل ۹) حضور قله پهن دندانهای و فاقد تقارن $15 \text{ \AA}$ تا $17 \text{ \AA}$ در تیمار گلیسرول و تغییر آن به $10 \text{ \AA}$ در دمای بالا حضور ورمیکولیت و اسمکتیت را به صورت مخلوط با میکا نشان می‌دهد.

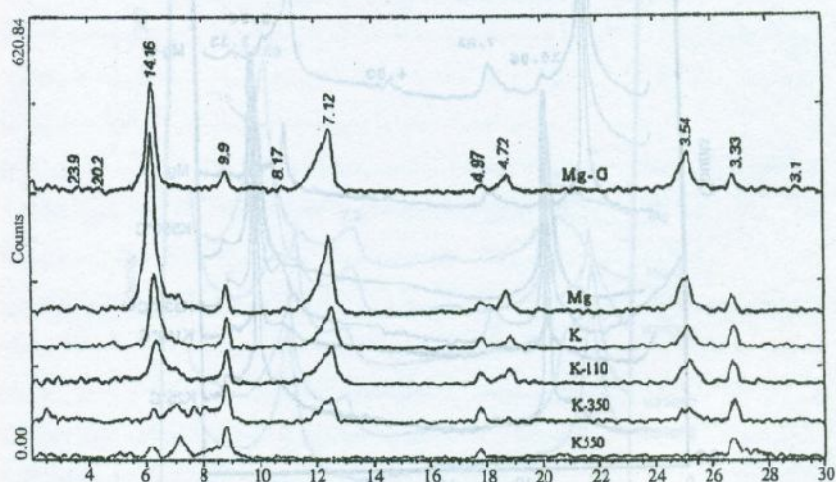
به نظر می‌رسد بخشی از کانی میکا در افق Cr2 از هوادیدگی کانی اولیه فلدسپار کلسیم (پلاژیوکلاز) موجود در سنگ‌های بازالت آندزیتی باشد. هوادیدگی پلاژیوکلاز به ایلیت گزارش شده است [۲۱]. اسمکتیت موجود در Cr2 نیز احتمالاً در اثر هوادیدگی پیروکسن در سنگ حاصل شده باشد (شکل ۱۰). بنابر گزارش [۲۲]، در خاکهای گیلان، کاهش ورمیکولیت از سطح به عمق ناشی از تغییر شکل ایلیت به ورمیکولیت در pH اسیدی سطح خاک است.



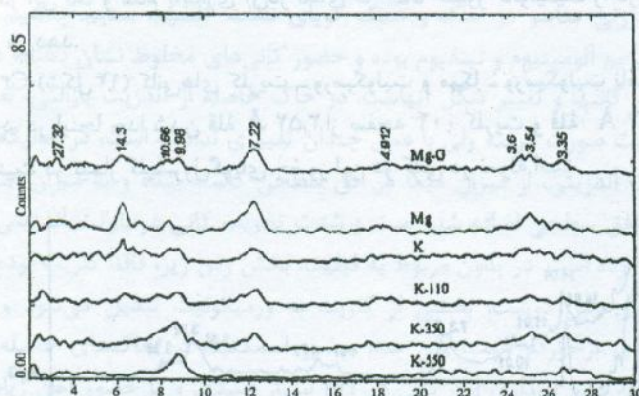
شکل ۸ پراش نگاشت پرتو ایکس رس درشت افق Bt2 بدون ۲ پیردون (بازالت آندزیتی).



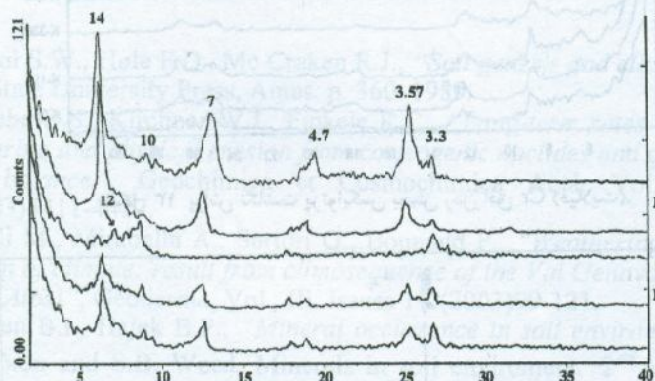
شکل ۹ پراش نگاشت پرتو ایکس بخش رس افق Cr₂O₃ بدون ۲ (بازالت آندزیتی).



شکل ۱۰ پراش نگاشت پرتو ایکس رس افق A بدون ۳ (فیلیت).



شکل ۱۱ پراش نگاشت پرتو ایکس رس ریز افق A بدون ۳ (فیلیت).



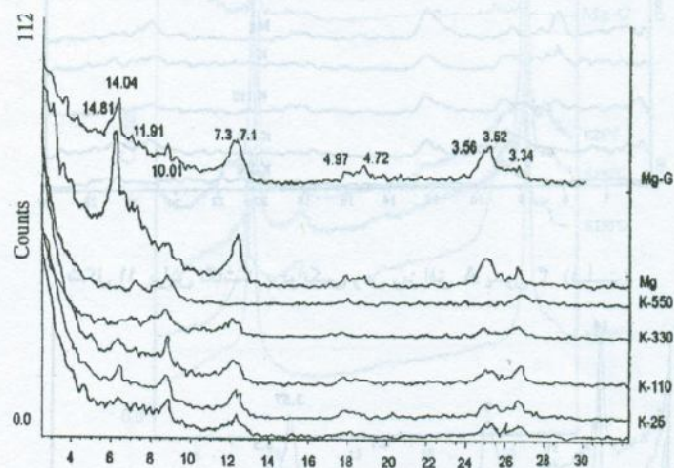
شکل ۱۲ پراش نگاشت پرتو ایکس رس افق Bt2 بدون ۳ (فیلیت).

بدون ۳: شکل ۱۱ مربوط به افق A است به طوریکه پایداری بخشی از قله $14 \text{ \AA}$ در دمای 550°C گویای کلریت در بخش رس درشت بوده و قله $12.2 \text{ \AA}$ در دمای 550°C حضور کلریت - ورمیکولیت نامنظم را نشان می‌دهد [۱۰] بعلاوه پایداری قله $9.9 \text{ \AA}$ در همه تیمارها دلیل بر حضور مقداری میکا هست، درحالیکه در بخش رس ریز، ورمیکولیت یا میکا - ورمیکولیت وجود دارد (شکل ۱۲).

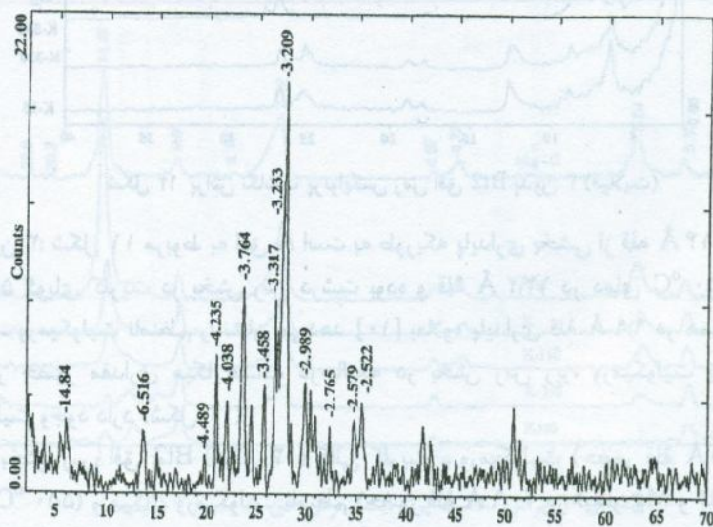
در بخش رس افق Bt2 (شکل ۱۳) کانی کلریت - ورمیکولیت (حضور قله $12.1 \text{ \AA}$ در تیمار 550°C) و میکا - ورمیکولیت نامنظم (حضور قله $10.9 \text{ \AA}$ در تیمار Mg و گلیسرول و عدم تقارن آن) حضور دارند. پایداری قله‌های $7 \text{ \AA}$ در دمای 300°C و جدا شدن قله $3.57 \text{ \AA}$

از $3.53 \text{ \AA}$ در این دما و عدم پایداری آن در دمای 550°C حضور کائولینیت را در این نمونه به خوبی نشان می‌دهد.

در افق Cr (شکل ۱۴) کانی‌های کلریت - ورمیکولیت و میکا - ورمیکولیت نامنظم و کوارتز دیده می‌شود. در اینجا جدا شدن قله $3.52 \text{ \AA}$ از صفحه 0.4 کلریت و قله $3.57 \text{ \AA}$ از صفحه 0.2 کائولینیت در تیمار گلیسرول‌گویای حضور این دو کانی در نمونه است.



شکل ۱۳ پراش نگاشت پرتوایکس بخش رس افق Cr (فیلايت).



شکل ۱۴ پراش نگاشت پرتوایکس از سنگ کم هوا دیده (بازالت آندزیتی).

برداشت

مقایسه درصد وزنی عناصر در خاک و سنگ گویای تلفات کلسیم، سدیم، پتاسیم، و تجمع نسبی آهن، منیزیم آلومینیوم و تیتانیوم بوده و حضور کانی‌های مخلوط نشان دهنده هوادیدگی و تخریب برخی کانیها و تغییر شکل آنهاست. در خاک حاصله از آندزیت پازالتی، تغییر شکل میکا به اسمکتیت صورت گرفته ولی با عمق چندان تغییری نداشته است، در حالیکه در خاک حاصل از بازالت آندزیتی، از میزان میکا در افق سطحی کاسته شده و به میزان اسمکتیت و ورمیکولیت در افق سطحی اضافه شده است و شدت تخریب کانی در بازالت آندزیتی بیشتر از آندزیت بازالتی بوده است. در بدون مربوط به فیلیت، بخش رس ریز، فاقد کلریت بوده است، در حالیکه در بخش رس درشت، بخشی از کلریت به ورمیکولیت تبدیل می‌شود و از حالت بلورشدگی بهتری برخوردار است، ولی عدم حضور اسمکتیت در خاک‌های حاصله از سنگ فیلیت احتمالاً به عدم پایداری این کانی در pH بسیار اسیدی و یا حضور آهن زیاد در ورقه هیدروکسید بین لایه‌ای کلریت که منجر به اکسایش سریع آهن و کاهش کمتر بار الکتریکی، و تشکیل ورمیکولیت به جای اسمکتیت، مربوط می‌شود.

مراجع

- [1] Buol S.W., Hole F.D., Mc Craken R.J., "Soil genesis and classification", Iowa State University Press, Ames. p. 360. 1989.
- [2] Riebe C.S., Kirchner W.J., Finkle R.C., "Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, NO. 22(2003)4411-4427.
- [3] Egli M., Mirabella A., Sartori G., Bonnaud P., "Weathering rates as a function of climate: result from climosequence of the Val Genova (Trenti on, Italian Alps)", *Geoderma*, Vol., III, Issues 1-2(2003)99-121.
- [4] Allen B.I., Hajek B.F., "Mineral occurrence in soil environments", In: J.B. Dixon and S.B. Weed. *Minerals in soil environment*. 2nd edition. Soil Sci. Soc. A. Madison, WI 1989.
- [5] Senkay A.L., Dixon J.B., Hossner L.R., "Transformation of chlorite to smectite through interstratified intermediate", *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45(1981) pp. 650-656
- [6] Tributh H., Boguslawski E.V., Lieres A.V., Steffens D., Mengel K., "Effect of Potassium removal by crops on transformation of illitic clay minerals", *Soil Sci.* 143(1987) pp. 404-409.
- [7] Fanning D.S., Keramides V.Z., Desokey M.A., El. Micas, In: J.B. Dixon and S.B. Weed, "Minerals in soil environment", *Soil Sci. Soc. Am. J. Madison, WI* (1989) 551-634.
- [8] Borchardt G., Smectite In: J.B. Dixon and S.B. Weed (ed), "Minerals in soil environments.", 2nd edition. *Soil Sci. Am. Madison, WI.* (1989) 675-718.

- [9] Douglas L.A., Vermiculite. In: J.B. Dixon and S.B. Weed., "Minerals in soil environments", 2nd edition. Soil Soc. Am. Madison, WI (1989) 635-674.
- [10] Barnhisel R.I., Bersch P.M., "Chlorite and hydroxy interlayered vermiculite and smectite", In: J.B. Dixon, and S.B. weed, Minerals in soil environment. 2nd edition. Soil Sci. Soc Am. J Madison, WI (1989) 729-788.
- [۱۱] وزارت نیرو، سازمان آب منطقه‌ای گیلان، شرکت آریس، "مطالعه خاکشناسی شرق گیلان"، (۱۳۶۰).
- [12] National Soil Survey, "Soil Survey laboratory methods manual", Version 3. Soil Survey investigation. Report no.42. USDA. NRCS. Lincoln, NE (1996).
- [13] Kittrick J.A., Hope E.W., "A procedure for the particle - size separation of soils for X - ray diffraction analysis", Soil, sci. Soc. Am. J. Madison. WI. USA. (1971) 383-409.
- [14] Moore D.M., Reynolds R.C., "X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals", Oxford Univ. Press, Ames. (1989) P.36.
- [15] Patino L.C., Velbel M.A., Price J.R., Wade. J.A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesite in Hawaii and Guatemala. Chemical Geology", 202(2003) 343-464.
- [16] Islam I. R., Peuraniemi V., Aario R., Rojstaczer S., "Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. Applied Geochemistry", Vol. 17, Issue 7(2002) 885-902.
- [17] Price J.R., Velbel A., "Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chemical Geology.", Vol. 202(2003) 397-416.
- [18] Duzegoren - Aydine N.S., "Comparative study of weathering signatures in felsic metamorphic rocks of Hong Kong. Chemical speciation and Bioavailability", Vol. 14(2003) 1-18.
- [19] Bohn H.L., Mcneal B.L., Comor. A.O., "Soil chemistry.", John wiley and Sons, New York, (1985) 34000 p.
- [۲۰] خرمالی ف، ابطحی ع، "منشأ و پراکنش کانی‌های رسی در خاک‌های مناطق اقلیمی مختلف استان فارس"، هشتمین کنگره علوم خاک ایران، دانشگاه گیلان، جلد اول (۱۳۸۲) صفحات ۱۲۹-۱۲۷.
- [21] Ogg C.M., Smith B.R., "Mineral transformations in Carolina Blue Ridge - Piedmont soils weathered from ultramafic rocks", Soil Sci. Soc. Am. J. Vol., 57(1993) 461-472.
- [۲۲] رمضانپور ح، بخشی‌پور ر، "شواهد تغییر شکل کانی‌های رسی خاک‌ها در بعضی از واحدهای فیزیوگرافی غرب لنگرود، گیلان". مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره (۱۳۸۲) صفحات ۵۶-۴۵.