مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال نوزدهم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۰، از صفحهٔ ۳۹۹ تا ۴۱۲

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

شیمی کانی‌های فلوگوپیت در سنگ‌های آتشفشانی پتاسی پلیو-کواترنری، شمال غرب مرند

احمد جهانگیری*[۱]، غلامرضا احمدزاده[۲]، دیوید لنتز[۳]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه محقق اردبیلی

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه نیوبرونزویک، کانادا

(دریافت مقاله: ۸۹/۲/۲۵ ، نسخه نهایی: ۸۹/۷/۳۰)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی با سن پلیوکواترنری در بخش شمالی کمان ماگمایی ارومیه- دختر در شمال غرب مرند تشکیل شده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها با فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، فلوگوپیت، لویسیت و الیوین در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، سانیدین، کلینوپیروکسن و بیوتیت و شیشه آتشفشانی مشخص می‌شود. فنوکریست‌های فلوگوپیت بلورهای شکل‌دار با حاشیه‌ی واکنشی هستند. بر اساس رده‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی، ترکیب فلوگوپیت‌ها بین سیدروفیلیت و استونیت قرار می‌گیرد و مقدارنسبت $Fe/(Fe + Mg)$ آن‌ها کوچکتر از ۰/۳۳ است. بر اساس مقادیر TiO_2, MgO, MnO و Al^{VI}، میکاهای بررسی شده دارای ترکیب میکاهای ماگمایی اولیه هستند. نمونه‌های بررسی شده تا ۵ و ۸/۶۲ درصد BaO و TiO_2 دارند و شبیه به فلوگوپیت‌های بررسی شده از سایر سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی جهان هستند. با افزایش BaO مقادیر Al_2O_3, TiO_2 افزایش و SiO_2, FeO, MgO, K_2O کاهش نشان می‌دهند. با این برداشت جانشینی‌های مختلف برای جانشینی Ba و Ti بحث شده است. مقایسه‌ی ترکیب فلوگوپیت‌های بررسی شده نشانگر شباهت آن‌ها با فلوگوپیت‌های سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی نوع رومن ایتالیاست.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌های آتشفشانی؛ پتاسی؛ شیمی کانی؛ فلوگوپیت.*

مقدمه

کانی‌های میکا با ترکیب فلوگوپیتی از کانی‌های سازنده‌ی سنگ‌های لامپروئیتی، سنگ‌های آذرین پتاسی و ابر پتاسی و سنگ‌های بازالتی قلیایی هستند و ترکیب شیمیایی آن‌ها در این سنگ‌ها در گستره‌ی گسترده‌ای تغییر می‌کند [۲،۱]. رخداد فلوگوپیت‌های غنی از Ti و Ba نادر است ولی پیدایش فلوگوپیت‌های Ba و Ti دار در سنگ‌های آتشفشانی پتاسی تا ابر پتاسی گزارش شده‌اند [۴،۳]. با توجه به تغییرات ترکیب شیمیایی فلوگوپیت‌های سنگ‌های آتشفشانی مختلف، رخداد این کانی‌ها بر اساس موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های در برگیرنده، مورد توجه پژوهشگران بوده است و از شیمی کانی‌های فلوگوپیت اغلب به‌عنوان عوامل تشخیص انواع سنگ‌های قلیایی استفاده شده است.[۵] سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب مرند با ترکیب بازالت‌های تفریتی لویسیت دار تا تفریت و تراکی-آندزیت دارای فنوکریست‌های درشت بلور با حاشیه‌ی واکنشی‌اند و با ویژگی‌های ژئوشیمیایی غنی‌شدگی در LILE, LREE و وابسته به فرایند فرورانش هستند[۶]. در این مقاله کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی کانی‌های فلوگوپیتی

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۳۳۵۶۰۲۹ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: A_Jahangiri@tabrizu.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

جانشین‌های مطرح در ساختار فلوگوپیت‌های سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی با سن پلیو-کواترنری در غرب مرند در استان آذربایجان شرقی مورد بحث قرار گرفته‌اند و ترکیب آن‌ها با دیگر سنگ‌های آتشفشانی پتاسی از مناطق مختلف جهان با موقعیت‌های زمین‌ساختی متفاوت مقایسه شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی

مجموعه‌های سنگی قلیایی پتاسی و ابر پتاسی در شمال غرب شهر مرند در استان آذربایجان شرقی، با مختصات جغرافیایی ′۳۰ °۳۸ تا ′۴۵ °۳۸ عرض شمالی و ′۱۵ °۴۵ تا ′۴۵ °۴۵ طول شرقی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا اسیدی با ترکیب آندزیت تا داسیت و سنگ‌های آذراواری، گدازه‌های با ترکیب قلیایی سدی و قلیایی پتاسی و ابر پتاسی هستند. سنگ‌های آتشفشانی حد واسط تا اسیدی رسوب‌های سرخ قرمز رنگ میوسن را قطع و گدازه‌های بازی به ترتیب سنی پس از مجموعه سنگ‌های حدواسط و اسیدی در منطقه بیرون ریخته‌اند و در بخش‌هایی روی مجموعه‌ی آتشفشانی حدواسط اسیدی قرار گرفته‌اند که نشانگر سن تشکیل این سنگ‌ها در پلیوسن و یا کواترنر فرض می‌شود[۶].

منطقه‌ی مورد بررسی از نظر زمین‌ساختی محدود به دو گسل راست گرد بزرگ است که یکی گسل شمالی میشو (شاخه‌ای از گسل تبریز) با راستای شرقی- غربی و دیگری گسل راست گرد دره‌ی دیز است که تقریباً با راستای جنوب شمال غرب – جنوب شرق کشیده شده است [۶].

سنگ‌نگاری

سنگ‌های پتاسی و ابر پتاسی دارای بافت پورفیری بوده و شامل دو نوع متفاوت از نظر ترکیب کانی‌شناسی هستند که در نمونه‌های دستی نیز براحتی قابل تشخیص‌اند. گروه اول شامل سنگ‌های لویسیت‌دار است که دارای بافت پرفیری با بلورهای فنوکریست درشت و فراوان لویسیت و کلینوپیروکسن کاملاً مشخص هستند. لویسیت در برخی از نمونه‌ها در حدود ۳۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد، اندازه‌ی فنوکریست-های کلینوپیروکسن و لویسیت در این نمونه‌ها متفاوت است. به‌طوری که در برخی از نمونه‌ها طول کلینوپیروکسن به بیش از یک سانتی‌متر می‌رسد، ترکیب این سنگ‌ها در حد تفریت لویسیت دار است، ولی گروه دوم شامل سنگ‌های میکادار با ترکیب تفریت تا تراکی- آندزیت بازالتی است.

سنگ‌های تفریت لویسیت‌دار

بررسی‌های میکروسکوپی این گروه از سنگ‌ها نشان می‌دهد که فنوکریست‌های غالب در این‌ها کلینوپیروکسن، لویسیت، اولیوین و آپاتیت است. زمینه‌ی این سنگ‌ها از شیشه‌ای تا میکرولیتی متغیر بوده که میکرولیت‌ها بیشتر شامل پلاژیوکلاز، سانیدین همراه با ریز بلورهای کلینوپیروکسن و لویسیت است. لویسیت از جمله کانی‌های شاخص این گروه سنگی محسوب می‌شود که بیشتر خود شکل بوده و دارای ماکل پیچیده است.

کلینوپیروکسن‌ها همراه با لویسیت‌ها جزء فراوان‌ترین فنوکریست‌های موجود در سنگ‌های مورد بحث است که بیشتر از نوع دیوپسیدند (شکل ۱). بلورهای کلینوپیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل دارند و اغلب حالتی منطقه‌ای از خود نشان می‌دهند. ماکل نواری، کارلسباد و نیز بافت غربالی در بیشتر پیروکسن‌ها مشاهده می‌شود.

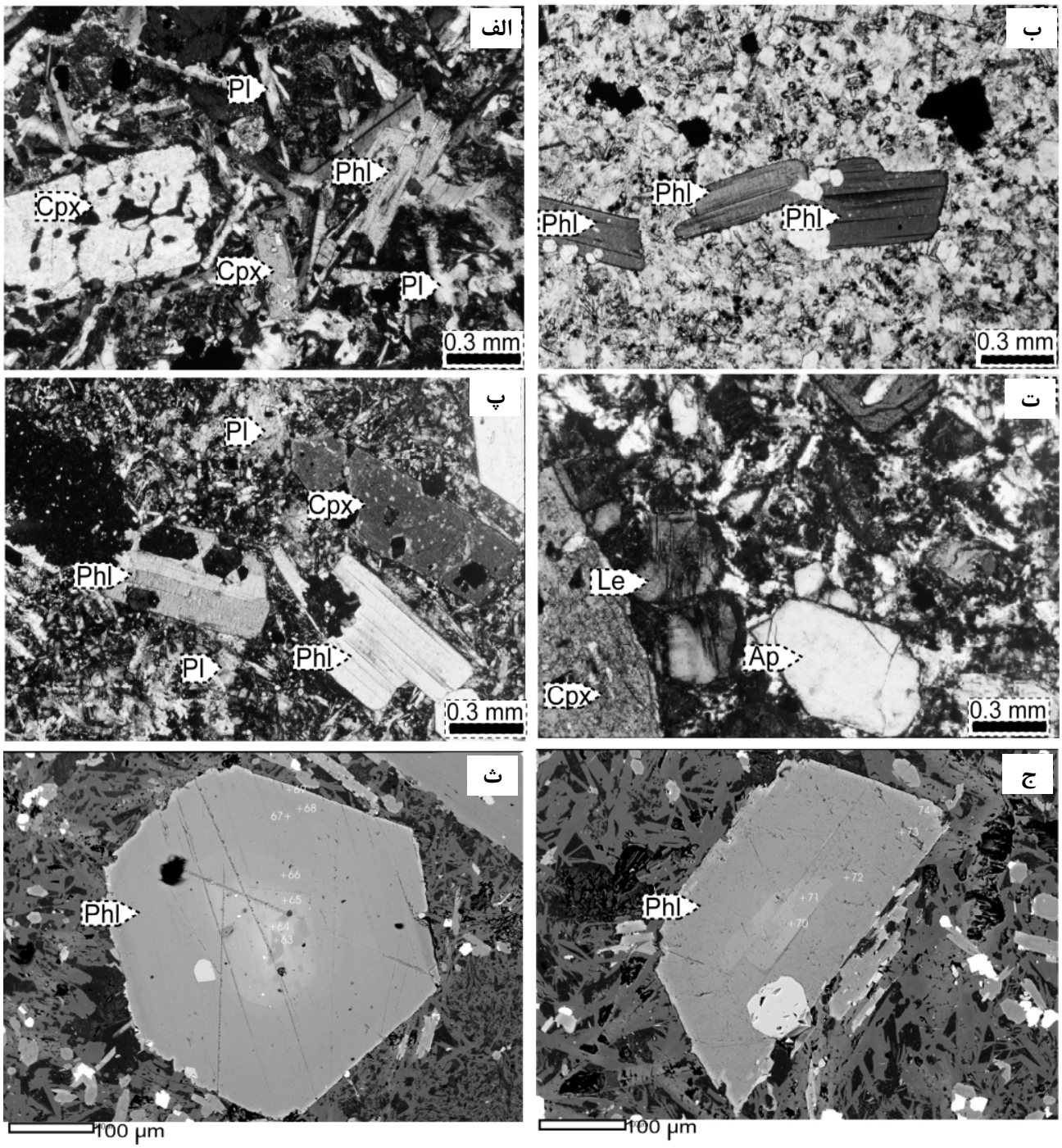
اولیوین‌ها بیشتر دانه ریز بوده ولی برخی از آن‌ها به حالت فنوکریست نیز یافت می‌شوند. بلورهای اولیوین به ایدنگزیت تجزیه شده‌اند.

تفریت و تراکی آندزیت بازالتی

این سنگ‌های دارای بافت ریز بلوری پرفیری با فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، فلوگوپیت همراهند (شکل ۱) که در زمینه‌ای ریزدانه و ریز بلوری از پلاژیوکلاز، پیروکسن، فلوگوپیت بعلاوه‌ی کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند. لویسیت در این سنگ‌ها به‌عنوان کانی فرعی ریز بلور ظاهر می‌شود. فلوگوپیت‌ها به‌صورت صفحه‌ای تا تیغه‌ای و خود شکل بوده و اندازه‌ی آن‌ها از فنوکریست‌های درشت بلور گرفته تا اندازه‌ای خیلی ریز که در زمینه یافت می‌شود (شکل ۱). فنوکریست‌های فلوگوپیت با حاشیه‌ی واکنشی و خاصیت چند رنگی مشخص می‌شوند. تفاوت سنگ‌های تیره قلیایی فلوگوپیت دار با سنگ‌های لویسیت‌دار در مقدار فلوگوپیت و عدم حضور لویسیت به‌صورت فنوکریست در سنگ‌های فلوگوپیت‌دار است.

بلورهای آپاتیت از انواع خیلی ریزدانه تا فنوکریست‌های درشت در نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. اولیوین به‌عنوان کانی فرعی در برخی از نمونه‌های این گروه مشاهده می‌شود. سانیدین نیز به مقدار کم در برخی از نمونه‌ها و به‌صورت فنوکریست دیده می‌شود.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۱ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی شمال غرب مرند سنگ میزبان کانی‌های فلوگوپیت با فنوکریستهای کلینوپیروکسن و فلوگوپیت c الف) فنوکریست‌های فلوگوپیت با چند رنگی مستقیم ب) کانی لویسیت با ماکل پیچیده و درشت بلور آپاتیت در سنگ‌های تفریتی لویسیت دار پ، ت، ث، ج) تصاویر BSE از فنوکرسیت‌های فلوگوپیت منطقه تجزیه شده .

روش کار

در این پژوهش، پس از بررسی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه-های سنگی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب مرند با میکروسکوپ قطبشی، نمونه‌های مناسب انتخاب و تجزیه‌ی نقطه‌ای روی آن‌ها انجام گرفت. در کانی‌های درشت بلور که ساختار منطقه‌ای و یا حاشیه‌ی واکنشی نشان می‌دهند، تجزیه نقطه‌ای از مرکز و حاشیه واکنشی کانی‌ها انجام شد. تجزیه‌های نقطه‌ای در دانشگاه نیوبرونزویک کانادا با ریزپردازنده‌ی

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

الکترونی Jeol-733 با ولتاژ شتابدهنده‌ی 15KV و شدت جریان 30nA صورت گرفت. از نمونه‌های بررسی شده و موقعیت نقاط تجزیه شده با میکروسکوپ الکترونی تصاویر BSE تهیه شدند.

ترکیب شیمیایی میکاها

میکاها کانی‌های سیلیکاتی ورقه‌ای با فرمول $IM\ T_4O_{10}A_2$ هستند که موقعیت I عموماً با Li, K, Na, Rb, Ce Ba و موقعیت T با Si, Fe^{3+}, Be, Al, B و جایگاه A با OH, F, Cl, S جانشین می‌شوند [۷]. بیوتیت‌ها به عنوان نام سری‌های محلول بین چهار عضو نهایی مورد استفاده قرار می‌گیرند. چهار عضو نهایی عبارتند از آنیت $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ فلوگوپیت $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ سیدروفیلیت $KFe_3Al[Al_2Si_2O10](OH_2)$ و استونیت $KMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH_2)$. اعضای نهایی در گستره‌ی محورهای افقی و قائم به ترتیب شامل تبادل Mg-Fe و تبادل (Mg, Fe) $Si\text{-}^{VI}Al$ (جانشینی چرماک) در ارتباطند. در جدول ۱ نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده از میکاهای سنگ‌های آذرین آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی غرب مرند نشان داده شده‌اند. مقادیر کاتیونی بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شدند و نتایج آن‌ها در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. ترکیب میکاهای بررسی شده درنمودار $Fe/(Fe + Mg)$ نسبت به Al_{total} به سمت قطب فلوگوپیت و استونیت قرار می‌گیرد (شکل ۲ الف) و بر اساس نسبت $Fe/(Fe + Mg) < ۰.۳۳$ از بیوتیت‌ها تفکیک می‌شود [۷، ۸]. همچنین نمودار مثلثی Fe^{2+},Al + Fe^{3+} + Ti, Mg + Mn نشانگر ترکیب فلوگوپیتی نمونه‌های بررسی شده است. درصد وزنی FeO و Fe_2O_3 از روی FeO_t بر اساس رابطه‌های زیر محاسبه شد [۹]

$FeO = FeO_t * 0.84, \quad Fe_2O_3 = 1.113 * 0.16 * FeO.$

مقدار سیلیس نمونه‌های تجزیه شده در حدود ۳۲٫۷۵-۳۸٫۳۵ درصد وزنی تغییر می‌کند، بخش زیادی از Al در منظر چهاروجهی میکاها وارد شده و بیشتر نمونه‌ها دارای Al^{VI} صفر تا نزدیک به صفرند که از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی هستند [۱۰]. نتایج تجزیه‌های انجام شده نشانگر کاهش در موقعیت چهار وجهی است $(Si + {}^{IV}Al < 8)$ که به معنای حضور کاتیون دیگری در این موقعیت است. بنا بر پیشنهاد [۱۱] Fe^{3+} و Ti^{4+} هر دو می‌توانند در موقعیت‌های چهار وجهی قرار گیرند. با این وجود، به نظر [۱۲] مشارکت Ti^{4+} در موقعیت هشت وجهی بیشتر امکانپذیر است. جانشینی Fe^{3+} در موقعیت چهار وجهی برای گدازه‌های پتاسی در میکاهای غنی از باریم در شمال شرق چین [۲] پیشنهاد شده است. در این پژوهش نیز فضای خالی موقعیت چهار وجهی با جانشینی آهن سه ظرفیتی محاسبه شد و بقیه‌ی آهن به صورت آهن دو ظرفیتی در موقعیت هشت وجهی دیده می‌شود (جدول ۱).

نمونه‌های تجزیه شده همچنین فضای خالی در موقعیت-های هشت وجهی را نیز نشان می‌دهند که مجموع کاتیون‌های محاسبه شده بین ۵٫۴-۵٫۷ (apfu) است که کمتر از ۶ کاتیون در فرمول میکاهای هشت وجهی سه گانه هستند و به‌علت اینکه نمونه‌های بررسی شده از نوع میکاهای باریم- تیتانیم دارند، جانشینی‌های احتمالی صورت گرفته در مبحث بعدی آورده شده‌اند. نمونه‌های تجزیه شده دارای ۵-۰.۱۱۱ درصد وزنی BaO و ۵-۸.۷ درصد وزنی TiO_2 هستند که با فلوگوپیت‌های باریم تیتاندار سنگ‌های آتشفشانی قلیایی پتاسی و ابر پتاسی همخوانی دارند [۲]. عدد منیزیم آن‌ها $Mg/(Mg + Fe_{total})$ در گستره‌ی ۰٫۷۲-۰٫۶۸، بنابراین غالب نمونه‌ها در گستره‌ی فلوگوپیت قرار می‌گیرند [۸]. مقدار Cl نمونه‌ها در گستره‌ی (۰٫۰۸-۰) درصد و مقدار F در گستره‌ی (۳٫۳۸-۱٫۱۵) درصد است که می‌تواند نشانگر بالا بودن فعالیت فلوئور در گدازه‌ی تشکیل دهنده‌ی سنگ میزبان باشد. نتایج تجزیه‌های به‌عمل آمده از کانی‌های منطقه‌ای با حاشیه، نشانگر عدم تغییر مشخص در ترکیب کانی‌های منطقه ایست، ولی نتایج حاصل از تجزیه‌ی حاشیه واکنشی فنوکریست‌های بررسی شده نشانگر افزایش SiO_2, F و کاهش TiO_2, MgO است (جدول ۱). این تغییر ترکیب می‌تواند با کاهش دمای تبلور بستگی داشته باشد [۱۴].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

جدول۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی از فلوگوپیت‌های سنگ‌های آتشفشانی پتاسی شمال غرب مرند، کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه	D2 (63)	D2 (64)	D2 (65)	D2 (66)	D2 (67)	D2 (68)	D2 (69)	D3 (70)	D3 (71)
SiO_2	۳۴٫۹۵	۳۴٫۴۷	۳۵٫۳۲	۳۵٫۵۹	۳۵٫۵۵	۳۵٫۹۸	۳۵٫۷۵	۳۴٫۸۵	۳۵٫۲۱
TiO_2	۷٫۰۵	۷٫۲۹	۶٫۸۲	۶٫۷۲	۶٫۲۵	۶٫۳۹	۵٫۸۸	۷٫۲۶	۷٫۰۷
Al_2O_3	۱۴٫۲۰	۱۴٫۲۰	۱۴٫۰۸	۱۴٫۲۹	۱۴٫۲۶	۱۴٫۳۹	۱۴٫۰۰	۱۴٫۹۵	۱۴٫۸۶
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO_t	۹٫۴۴	۹٫۶۵	۹٫۴۹	۹٫۶۰	۹٫۵۸	۹٫۶۳	۱۱٫۷۱	۹٫۷۱	۹٫۸۶
FeO	۷٫۹۳	۸٫۱۱	۷٫۹۷	۸٫۰۶	۸٫۰۵	۸٫۰۹	۹٫۸۴	۸٫۱۶	۸٫۲۸
Fe_2O_3	۱٫۴۱	۱٫۴۴	۱٫۴۲	۱٫۴۳	۱٫۴۳	۱٫۴۴	۱٫۷۵	۱٫۴۵	۱٫۴۷
MnO	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۶
MgO	۱۶٫۹۳	۱۶٫۵۰	۱۶٫۹۴	۱۷٫۰۰	۱۷٫۳۲	۱۷٫۳۸	۱۵٫۷۶	۱۶٫۵۹	۱۶٫۸۳
BaO	۲٫۷۹	۴٫۴۴	۳٫۳۸	۲٫۳۴	۱٫۸۰	۱٫۷۱	۱٫۹۴	۳٫۳۳	۲٫۹۸
CaO	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶
Na_2O	۰٫۵۳	۰٫۴۸	۰٫۵۳	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۵	۰٫۶۹	۰٫۴۸	۰٫۵۳
K_2O	۸٫۵۱	۷٫۷۷	۸٫۱۷	۸٫۵۶	۸٫۸۴	۸٫۷۵	۸٫۵۰	۸٫۲۳	۸٫۴۴
F	۱٫۱۵	۱٫۲۰	۱٫۳۱	۱٫۳۱	۱٫۳۱	۱٫۳۵	۲٫۰۶	۱٫۱۸	۱٫۱۹
Cl	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵
Total	۹۵٫۶۴	۹۶٫۲۹	۹۶٫۱۴	۹۶٫۰۲	۹۵٫۵۵	۹۶٫۲۹	۹۶٫۵۴	۹۶٫۷۷	۹۷٫۲۴
Si	۵٫۲۹	۵٫۲۵	۵٫۳۴	۵٫۳۵	۵٫۳۶	۵٫۳۷	۵٫۴۴	۵٫۲۳	۵٫۲۶
Al^{IV}	۲٫۵۳	۲٫۵۵	۲٫۵۱	۲٫۵۳	۲٫۵۳	۲٫۵۳	۲٫۵۰	۲٫۶۵	۲٫۶۱
Fe^3	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶
∑-tet	۷٫۸۸	۷٫۸۵	۷٫۹۰	۷٫۹۴	۷٫۹۵	۷٫۹۶	۸٫۰۰	۷٫۹۴	۷٫۹۳
Al^{VI}							۰٫۰۱۳		
Ti	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۷۱	۰٫۷۲	۰٫۶۷	۰٫۸۲	۰٫۷۹
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe_2	۱٫۰۰	۱٫۰۳	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۲۵	۱٫۰۲	۱٫۰۳
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mg	۳٫۸۵	۳٫۷۷	۳٫۸۵	۳٫۸۴	۳٫۹۲	۳٫۹۰	۳٫۶۰	۳٫۷۴	۳٫۷۸
∑-oct	۵٫۶۶	۵٫۶۵	۵٫۶۳	۵٫۶۲	۵٫۶۵	۵٫۶۴	۵٫۵۵	۵٫۶۰	۵٫۶۲
Ba	۰٫۱۷	۰٫۲۷	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۲۰	۰٫۱۸
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۱۵
K	۱٫۶۵	۱٫۵۱	۱٫۵۸	۱٫۶۵	۱٫۷۰	۱٫۶۷	۱٫۶۵	۱٫۵۸	۱٫۶۱
∑-int	۱٫۹۷	۱٫۹۴	۱٫۹۴	۱٫۹۳	۱٫۹۶	۱٫۹۳	۱٫۹۸	۱٫۹۲	۱٫۹۵
CF	۱٫۱۵	۱٫۲۰	۱٫۳۰	۱٫۳۰	۱٫۳۰	۱٫۳۳	۲٫۰۶	۱٫۱۷	۱٫۱۷
CCl	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Cations	۱۵٫۵۱	۱۵٫۴۴	۱۵٫۴۷	۱۵٫۴۹	۱۵٫۵۶	۱۵٫۵۳	۱۵٫۵۳	۱۵٫۴۶	۱۵٫۵۰
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۱
Mg/(Mg+ Fe)	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۷۹	۰٫۷۹
Al^{VI}/Al^{Iv}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

ادامه جدول ۱

نمونه	D3 (72)	D3 (73)	D3 (74)	D3(75)	D3 (76)	D3 (77)	D3 (78)	DL13 (42)	DL13 (43)
SiO_2	۳۵٫۵۱	۳۵٫۲۹	۳۴٫۶۱	۳۵٫۸۴	۳۵٫۵۹	۳۵٫۶۰	۳۴٫۸۳	۳۶٫۵۵	۳۵٫۰۵
TiO_2	۶٫۳۱	۶٫۱۹	۵٫۸۹	۵٫۹۹	۶٫۰۵	۶٫۰۲	۶٫۰۲	۵٫۱۹	۶٫۰۷
Al_2O_3	۱۴٫۶۶	۱۴٫۸۱	۱۴٫۴۷	۱۴٫۳۵	۱۴٫۴۲	۱۴٫۷۳	۱۴٫۲۶	۱۳٫۹۸	۱۴٫۵۴
Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO_t	۹٫۷۴	۹٫۵۲	۱۳٫۳۳	۱۰٫۴۷	۱۳٫۹۴	۱۰٫۴۲	۱۴٫۴۹	۱۱٫۰۶	۱۴٫۰۵
FeO	۸٫۱۸	۸٫۰۰	۱۱٫۲۰	۸٫۷۹	۱۱٫۷۱	۸٫۷۵	۱۲٫۱۷	۹٫۲۹	۱۱٫۸۰
Fe_2O_3	۱٫۴۵	۱٫۴۲	۱٫۹۹	۱٫۵۶	۲٫۰۸	۱٫۵۶	۲٫۱۶	۱٫۶۵	۲٫۱۰
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۲۵	۰٫۱۱	۰٫۲۳	۰٫۱۱	۰٫۲۹
MgO	۱۷٫۳۳	۱۷٫۴۳	۱۴٫۴۵	۱۷٫۰۱	۱۳٫۸۷	۱۶٫۸۷	۱۳٫۴۱	۱۶٫۸۴	۱۳٫۳۲
BaO	۲٫۰۱	۱٫۷۵	۱٫۶۸	۱٫۹۷	۲٫۱۳	۱٫۷۶	۲٫۲۷	۲٫۶۳	۳٫۱۰
CaO	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۴۳	۰٫۱۸	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۶۶	۰٫۲۳	۰٫۴۷
Na_2O	۰٫۵۲	۰٫۴۹	۰٫۷۲	۰٫۶۴	۰٫۷۲	۰٫۶۲	۰٫۷۷	۰٫۷۵	۰٫۸۲
K_2O	۸٫۷۱	۸٫۸۲	۸٫۵۰	۸٫۵۹	۸٫۴۹	۸٫۴۷	۸٫۲۷	۸٫۱۹	۷٫۴۱
F	۱٫۳۰	۱٫۳۱	۱٫۹۳	۱٫۴۸	۱٫۹۴	۱٫۶۶	۱٫۸۴	۲٫۶۱	۲٫۱۶
Cl	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵
Total	۹۶٫۳۰	۹۵٫۷۹	۹۶٫۲۶	۹۶٫۷۳	۹۷٫۵۳	۹۶٫۴۱	۹۷٫۱۲	۹۸٫۲۱	۹۷٫۳۳
Si	۵٫۳۲	۵٫۳۰	۵٫۳۳	۵٫۳۷	۵٫۴۲	۵٫۳۵	۵٫۳۶	۵٫۴۸	۵٫۳۹
Al^{IV}	۲٫۵۹	۲٫۶۲	۲٫۵۹	۲٫۵۴	۲٫۵۰	۲٫۵۹	۲٫۵۵	۲٫۴۵	۲٫۵۳
Fe^3	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۸
∑-tet	۷٫۹۶	۷٫۹۸	۸٫۰۰	۷٫۹۷	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
Al^{VI}			۰٫۰۳۱		۰٫۰۹۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۳۵	۰٫۰۱۸	۰٫۱۰۵
Ti	۰٫۷۱	۰٫۷۰	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۷۰	۰٫۵۸	۰٫۷۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe_2	۱٫۰۲	۱٫۰۰	۱٫۴۴	۱٫۱۰	۱٫۴۹	۱٫۱۰	۱٫۵۶	۱٫۱۶	۱٫۵۱
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Mg	۳٫۹۰	۳٫۹۴	۳٫۳۴	۳٫۸۳	۳٫۱۷	۳٫۸۱	۳٫۱۰	۳٫۸۰	۳٫۰۸
∑-oct	۵٫۶۵	۵٫۶۵	۵٫۵۲	۵٫۶۲	۵٫۴۸	۵٫۶۱	۵٫۴۳	۵٫۵۸	۵٫۴۳
Ba	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۹
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۸
Na	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۵
K	۱٫۶۷	۱٫۶۹	۱٫۶۷	۱٫۶۵	۱٫۶۵	۱٫۶۳	۱٫۶۳	۱٫۵۷	۱٫۴۶
∑-int	۱٫۹۵	۱٫۹۵	۲٫۰۶	۱٫۹۸	۲٫۰۱	۱٫۹۳	۲٫۱۱	۱٫۹۸	۱٫۹۷
CF	۱٫۲۹	۱٫۲۹	۱٫۹۵	۱٫۴۶	۱٫۹۴	۱٫۶۴	۱٫۸۶	۲٫۵۸	۲٫۱۸
CCl	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Cations	۱۵٫۵۶	۱۵٫۵۸	۱۵٫۵۸	۱۵٫۵۷	۱۵٫۴۸	۱۵٫۵۴	۱۵٫۵۳	۱۵٫۵۶	۱۵٫۴۰
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۳۰	۰٫۲۲	۰٫۳۲	۰٫۲۲	۰٫۳۴	۰٫۲۳	۰٫۳۳
Mg/(Mg+ Fe)	۰٫۷۹	۰٫۸۰	۰٫۷۰	۰٫۷۸	۰٫۶۸	۰٫۷۸	۰٫۶۶	۰٫۷۷	۰٫۶۷
Al^{VI}/Al^{Iv}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

ادامه جدول ۱

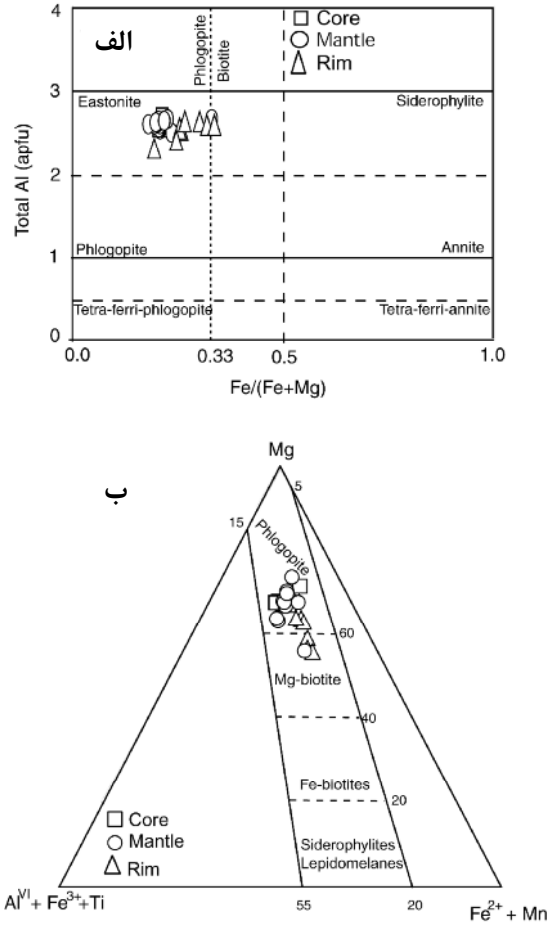
نمونه	DL13 (47)	DL13 (48)	DL13 (49)	DL13 (50)	Yk6	Yk6 Mn	Yk6 Mn	Yk6 Mn	Yk6(10)
SiO_2	۳۵٫۹۰	۳۵٫۳۹	۳۵٫۳۴	۳۵٫۲۰	۳۶٫۱۵	۳۵٫۹۸	۳۳٫۹۹	۳۵٫۵۲	۳۷٫۹۲
TiO_2	۶٫۸۳	۵٫۹۲	۶٫۷۶	۵٫۷۹	۶٫۱۴	۴٫۶۴	۷٫۰۵	۶٫۲۳	۶٫۰۹
Al_2O_3	۱۴٫۷۶	۱۴٫۲۲	۱۵٫۱۵	۱۴٫۷۳	۱۴٫۸۳	۱۴٫۵۶	۱۴٫۳۳	۱۴٫۷۱	۱۳٫۷۵
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
FeO_t	۹٫۷۳	۱۱٫۵۴	۹٫۸۴	۱۲٫۰۱	۹٫۲۴	۸٫۸۸	۹٫۱۰	۹٫۳۲	۱۱٫۲۴
FeO	۸٫۱۷	۹٫۶۹	۸٫۲۷	۱۰٫۰۹	۷٫۷۶	۷٫۴۶	۷٫۶۴	۷٫۸۳	۹٫۴۴
Fe_2O_3	۱٫۴۵	۱٫۷۲	۱٫۴۷	۱٫۷۹	۱٫۳۸	۱٫۳۳	۱٫۳۶	۱٫۳۹	۱٫۶۸
MnO	۰٫۰۹	۰٫۱۸	۰٫۰۶	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۱۶
MgO	۱۷٫۱۹	۱۵٫۸۷	۱۷٫۰۰	۱۵٫۵۹	۱۷٫۸۸	۱۸٫۸۹	۱۶٫۷۶	۱۷٫۶۷	۱۶٫۲۲
BaO	۲٫۴۷	۲٫۶۷	۲٫۴۲	۲٫۴۷	۱٫۳۲	۰٫۹۹	۳٫۰۵	۱٫۶۸	۰٫۱۱
CaO	۰٫۰۵	۰٫۸۱	۰٫۰۶	۱٫۲۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Na_2O	۰٫۵۰	۰٫۷۳	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۰٫۹۰	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۱	۱٫۰۶
K_2O	۸٫۵۳	۸٫۰۳	۸٫۴۳	۷٫۹۵	۸٫۵۷	۸٫۶۹	۷٫۷۶	۸٫۵۱	۸٫۵۶
F	۱٫۲۵	۲٫۷۹	۱٫۱۷	۲٫۳۷	۳٫۰۶	۳٫۳۸	۲٫۷۸	۳٫۰۵	۳٫۳۰
Cl	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Total	۹۷٫۳۵	۹۸٫۲۳	۹۶٫۷۸	۹۸٫۳۴	۹۸٫۳۱	۹۷٫۲۵	۹۶٫۲۳	۹۷٫۷۸	۹۸٫۴۷
Si	۵٫۳۲	۵٫۳۶	۵٫۲۷	۵٫۳۱	۵٫۳۵	۵٫۳۹	۵٫۲۱	۵٫۳۱	۵٫۶۰
Al^{IV}	۲٫۵۸	۲٫۵۴	۲٫۶۶	۲٫۶۲	۲٫۵۹	۲٫۵۶	۲٫۵۹	۲٫۵۹	۲٫۳۳
Fe^3	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
∑-tet	۷٫۹۵	۷٫۹۶	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۸٫۰۰	۷٫۸۵	۷٫۹۵	۸٫۰۰
Al^{VI}						۰٫۰۱۰			۰٫۰۶۰
Ti	۰٫۷۶	۰٫۶۷	۰٫۷۶	۰٫۶۶	۰٫۶۸	۰٫۵۲	۰٫۸۱	۰٫۷۰	۰٫۶۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe_2	۱٫۰۱	۱٫۲۲	۱٫۰۳	۱٫۲۷	۰٫۹۶	۰٫۹۳	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۱٫۱۶
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mg	۳٫۸۳	۳٫۶۱	۳٫۸۱	۳٫۵۳	۳٫۹۸	۴٫۲۵	۳٫۸۶	۳٫۹۷	۳٫۶۰
∑-oct	۵٫۶۱	۵٫۵۳	۵٫۶۰	۵٫۴۹	۵٫۶۳	۵٫۷۴	۵٫۶۶	۵٫۶۶	۵٫۵۲
Ba	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۸	۰٫۱۰	۰٫۰۱
Ca	۰٫۰۱	۰٫۱۳	۰٫۰۱	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۳۰
K	۱٫۶۲	۱٫۵۵	۱٫۶۱	۱٫۵۳	۱٫۶۲	۱٫۶۶	۱٫۵۲	۱٫۶۳	۱٫۶۲
∑-int	۱٫۹۲	۲٫۰۶	۱٫۹۰	۲٫۰۹	۱٫۹۶	۲٫۰۰	۲٫۰۴	۲٫۰۰	۱٫۹۳
CF	۱٫۲۲	۲٫۷۸	۱٫۱۵	۲٫۳۵	۲٫۹۸	۳٫۳۴	۲٫۸۱	۳٫۰۰	۳٫۲۱
CCl	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Cations	۱۵٫۴۸	۱۵٫۵۵	۱۵٫۴۹	۱۵٫۵۶	۱۵٫۵۸	۱۵٫۷۴	۱۵٫۵۶	۱۵٫۶۱	۱۵٫۴۵
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۲۴
Mg/(Mg+ Fe)	۰٫۷۹	۰٫۷۵	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۷۶
Al^{VI}/Al^{Iv}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

ادامه جدول ۱

نمونه	Yk6(11b)	Yk6(12)	Yk6(13)	Yk6(2)	Yk6(9)
SiO_2	۳۵٫۷۰	۳۴٫۴۰	۳۸٫۳۵	۳۵٫۵۲	۳۲٫۷۵
TiO_2	۷٫۰۲	۸٫۶۲	۶٫۹۳	۶٫۲۳	۸٫۷۰
Al_2O_3	۱۵٫۰۲	۱۴٫۸۳	۱۳٫۴۵	۱۴٫۷۱	۱۴٫۳۰
Cr_2O_3	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
FeO_t	۹٫۵۷	۹٫۶۵	۹٫۲۱	۹٫۳۲	۹٫۲۳
FeO	۸٫۰۴	۸٫۱۱	۷٫۷۴	۷٫۸۳	۷٫۷۵
Fe_2O_3	۱٫۴۳	۱٫۴۴	۱٫۳۸	۱٫۳۹	۱٫۳۸
MnO	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۱۳
MgO	۱۷٫۱۷	۱۵٫۳۷	۱۷٫۸۸	۱۷٫۶۷	۱۵٫۵۳
BaO	۲٫۶۶	۴٫۸۸	۰٫۲۱	۱٫۶۸	۵٫۰۰
CaO	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۱
Na_2O	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۱٫۰۳	۰٫۹۱	۰٫۸۵
K_2O	۸٫۲۱	۷٫۰۸	۸٫۷۷	۸٫۵۱	۶٫۹۹
F	۲٫۶۷	۲٫۲۰	۲٫۸۴	۳٫۰۵	۲٫۵۱
Cl	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۷
Total	۹۹٫۰۶	۹۸٫۰۹	۹۸٫۸۱	۹۷٫۷۸	۹۶٫۰۸
Si	۵٫۲۸	۵٫۱۹	۵٫۵۷	۵٫۳۱	۵٫۰۹
Al^{IV}	۲٫۶۲	۲٫۶۴	۲٫۳۰	۲٫۵۹	۲٫۶۲
Fe^3	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
∑-tet	۷٫۹۵	۷٫۸۸	۷٫۹۲	۷٫۹۵	۷٫۷۶
Al^{VI}					
Ti	۰٫۷۸	۰٫۹۸	۰٫۷۶	۰٫۷۰	۱٫۰۲
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe_2	۰٫۹۹	۱٫۰۲	۰٫۹۴	۰٫۹۸	۱٫۰۱
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mg	۳٫۸۱	۳٫۴۸	۳٫۹۰	۳٫۹۷	۳٫۶۳
∑-oct	۵٫۵۹	۵٫۵۰	۵٫۶۰	۵٫۶۶	۵٫۶۶
Ba	۰٫۱۶	۰٫۲۹	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۳۱
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۲۶
K	۱٫۵۵	۱٫۳۷	۱٫۶۳	۱٫۶۳	۱٫۳۹
∑-int	۱٫۹۶	۱٫۹۲	۱٫۹۴	۲٫۰۰	۱٫۹۶
CF	۲٫۶۰	۲٫۱۸	۲٫۷۲	۳٫۰۰	۲٫۵۷
CCl	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴
Cations	۱۵٫۵۱	۱۵٫۳۰	۱۵٫۴۶	۱۵٫۶۱	۱۵٫۳۸
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۲۲
Mg/(Mg+ Fe)	۰٫۷۹	۰٫۷۷	۰٫۸۱	۰٫۸۰	۰٫۷۸
Al^{VI}/Al^{Iv}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۲ الف) ترکیب میکاهای بررسی شده در نمودار رده‌بندی میکاها بر اساس [۷]، ب) نمونه‌های بررسی شده در نمودار $Mg\text{-}(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)\text{-}(Fe^{2+} + Mn)$ در گستره‌ی فلوگوپیت قرار می‌گیرند.

جانشینی Ba و Ti

به‌علت پیچیدگی در ساختار کانی‌های میکا، تکلیف یک جایگزینی در ساختار میکاها به دلایل پیچیدگی در پتانسیل جایگزینی، مشکل بودن تعیین ظرفیت آهن و تیتانیم و احتمال قرار گرفتن Ti, Fe و Mg در موقعیت مختصات چهار وجهی [۲] مشکل است. نمودارهای رسم شده نشانگر همبستگی مثبت مقادیر BaO با Al_2O_3، TiO_2 و همبستگی منفی با SiO_2, MgO, K_2O, FeO است (شکل ۳). Ba می‌تواند جایگزین کاتیون‌های میان لایه‌ای در موقعیت‌های با مختصات ۱۲ بشود. جابه‌جایی K با Ba در ساختار میکا همراه با جبران بار یونی است که با رابطه‌ی

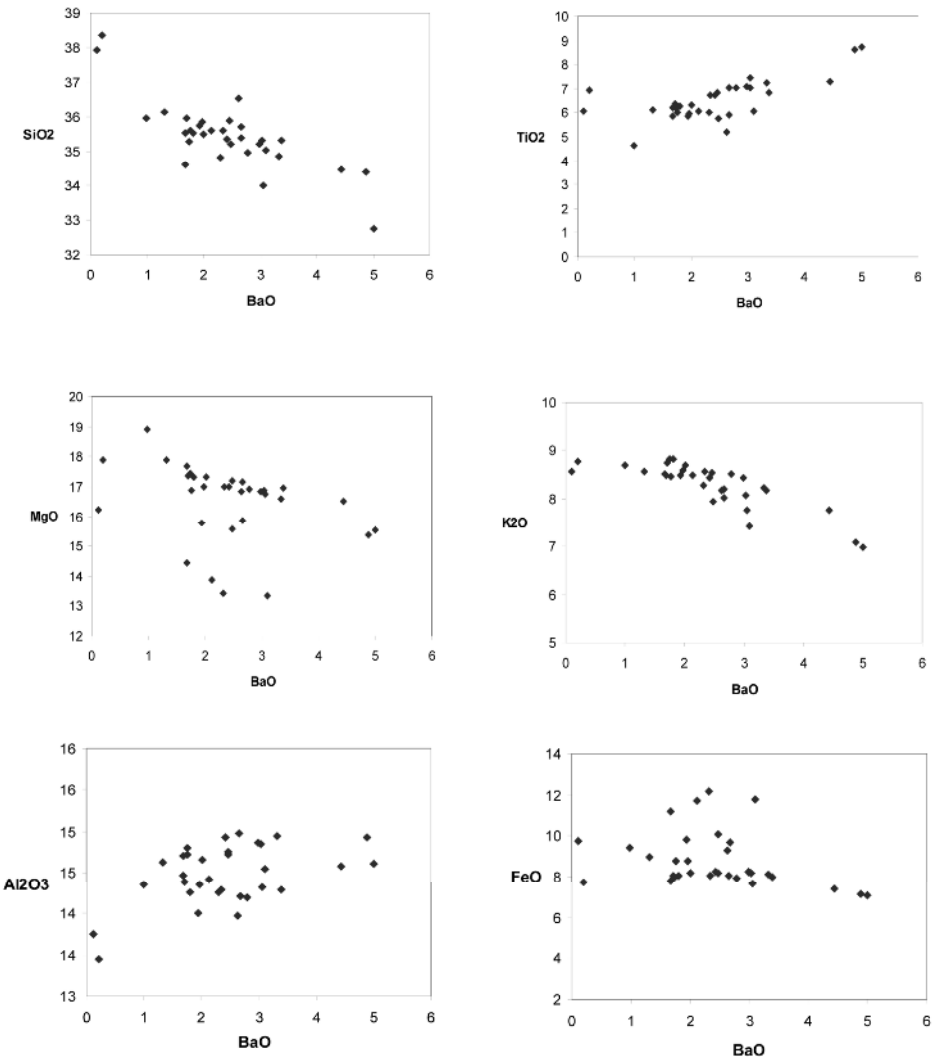
$$^{XII}Ba + \square = 2\,^{XII}K \qquad (۱)$$

[۱] و یا با جایگزینی پیچیده‌ی شامل زوج کاتیون‌های موقعیت‌های هشت وجهی و بین لایه‌ای صورت گیرد، و همانند رابطه‌ی [۱۵،۱۲]

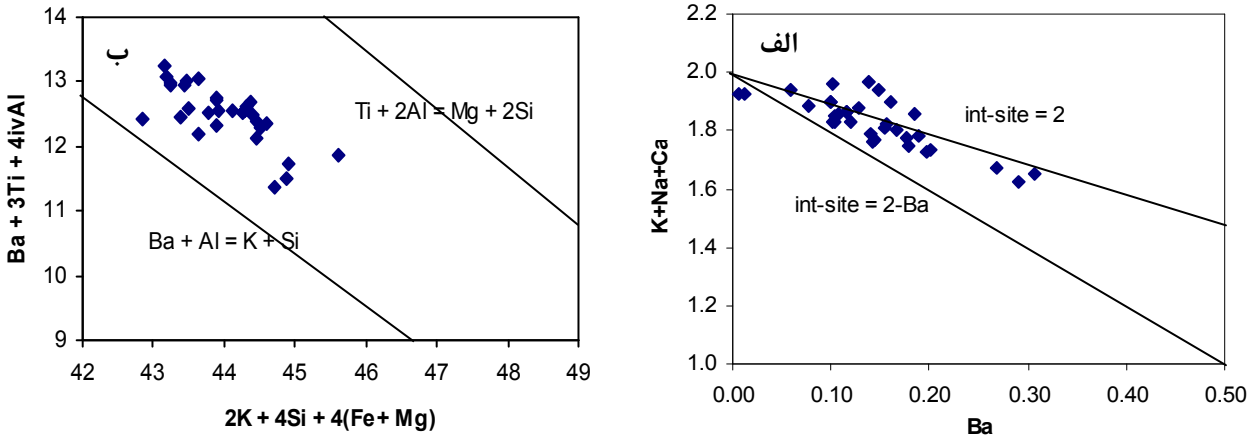
$$^{XII}IBa + {}^{IV}Al = {}^{XII}K + {}^{IV}Si \qquad (۲)$$

بیشتر نمونه‌های بررسی شده تقریباً دارای موقعیت میان لایه‌ای عنصری بوده و در راستای خط ۱:۱ جایگزین Ba بجای K + NA + Ca می‌شوند (شکل ۴ الف) که نشانگر جایگزینی ترجیحی رابطه‌ی ۲ نسبت به رابطه‌ی ۱ است. با این وجود، با اینکه رابطه‌ی ۲ جانشینی زوج باریم و آلومینیم را برای جبران عدم توازن بار پیشنهاد می‌کند، احتمالا کاتیون دیگری همانند Fe^{3+} بایستی در موقعیت مختصات چهار وجهی حضور داشته باشد تا فضای خالی در موقعیت چهار وجهی و عدم توازن بار در شبکه‌ی کانی را جبران کند. این جایگزینی Ba برای اغلب نمونه‌های فلوگوپیتی باریم‌دار ماگمایی جز نمونه‌های لامپروئیتی قابل کاربرد است [۱۶].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۳ نمودار تغییرات BaO نسبت به اکسیدهای TiO_2, SiO_2, MgO, K_2O, FeO, Al_2O_3، همبستگی مثبت بین BaO و TiO_2, Al_2O_3 و همبستگی منفی با اکسیدهای SiO_2, MgO, K_2O, FeO مشاهده می‌شود.



شکل ۴ الف) نشستن باریم به‌جای کاتیون‌های بین لایه‌ای در نمونه‌های بررسی شده، ب) نمودار Ba + 3Ti + 4 ivAl نسبت به 2K + 4Si +4 (Fe + Mg) برای نشان دادن روند زوج جایگزینی Ba + Al = K + Si در فلوگوپیت‌های بررسی شده [۸].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

فلوگوپیت‌های باریم و تیتانیم دار عموماً دارای کاهش کاتیونی در موقعیت‌های هشت وجهی هستند [۲، ۱۵] مدل-های زیادی درباره‌ی جانشینی Ti در میکاها ارائه شده‌اند که در اغلب آن‌ها Ti در هماهنگ با هشت وجهی در نظر گرفته شده است. چندین منظر برای جانشینی Ti پیشنهاد شده‌اند که عبارتند از؛

$$2^{VI}Mg = {}^{VI}Ti + \square \quad [۱۶] \qquad (۳)$$

$${}^{VI}Mg + 2^{IV}Si = {}^{VI}Ti = 2^{IV}Al \quad [۱۷] \qquad (۴)$$

این جانشینی، جانشینی چرماک نامیده می‌شود.

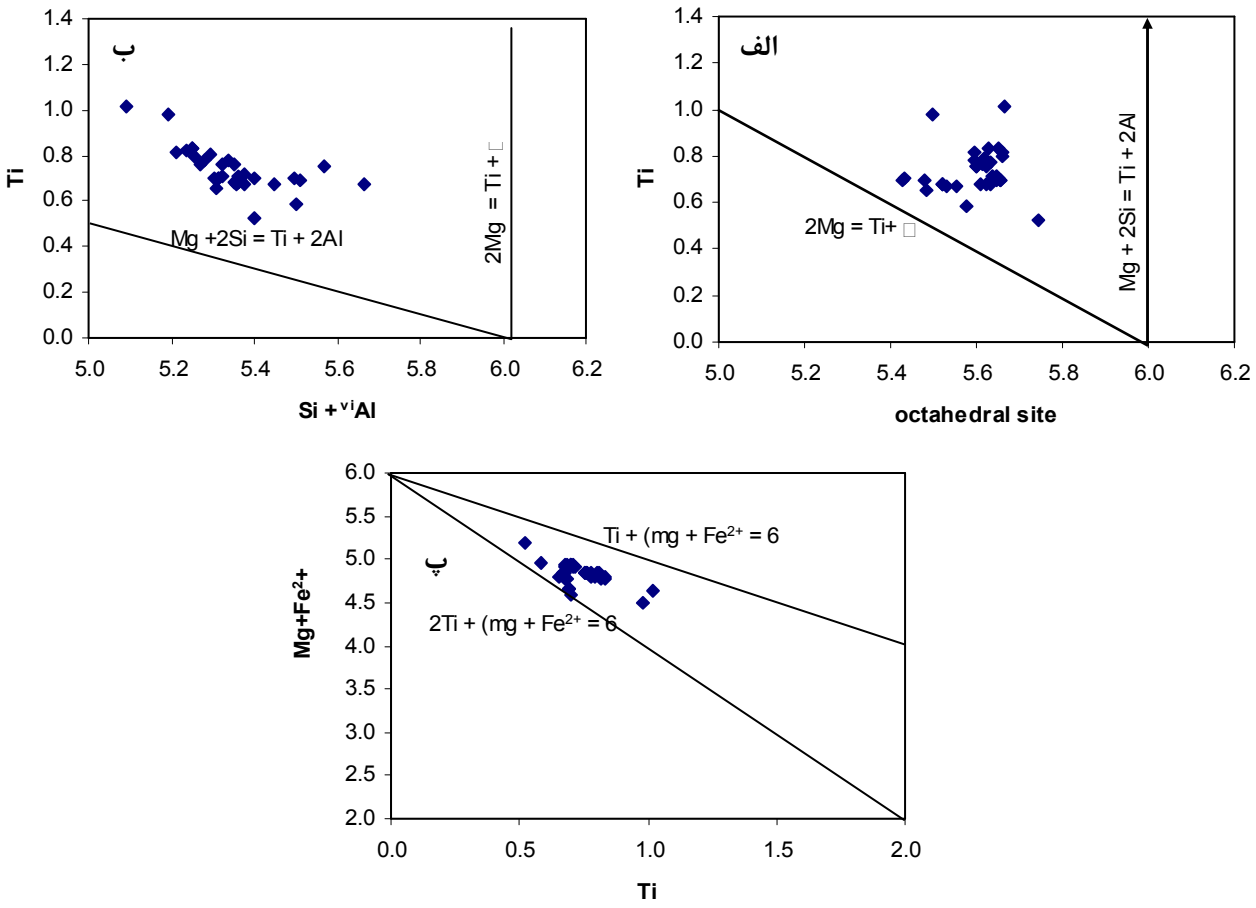
$${}^{VI}(Mg, Fe2+) + 2^{IV}Si = {}^{VI}TI^{4+} = 2^{VI}(Al, Fe^{3+}) \qquad (۵)$$

[۲] با این وجود این منظر از جانشینی به‌علت نبود اطلاعات کامل از حالت اکسایش آهن قابل ارزیابی نیست.

میکاهای تجزیه شده روندی بین جانشینی ۳ و ۴ را مشخص می‌کنند (شکل ۵ الف، ب). به‌علاوه، همبستگی Ti در مقابل $(Mg + Fe^{2+}_{calc})$ به‌عنوان شاهدی بر جانشینی Ti در موقعیت‌های هشت وجهی و برای پر کردن فضای خالی در (شکل ۵ پ) نشان داده شد. با توجه به بحث جانشینی فوق و نتایج داده‌های نمونه‌های بررسی شده برای موقعیت‌های کاتیونی در جدول ۱، گستره‌ی فرمول شیمیایی نمونه‌های فلوگوپیتی بررسی شده به صورت زیر تعیین می‌شود.

$(K_{0.68-0.84}\ Na_{0.07-0.15}\ Ca_{0-0.15}\ Ba_{0.03-0.15})\ (Fe^{2+}_{0.22-0.44}\ Mg_{0.5-1}\ Mn_{0-0.02})\ (Ti0_{2\ 0.26-0.51}\ Al^{VI}_{0-0.05}\ Fe^{2+}_{0.12-0.17}\ Mg_{0.37-0.52})_2\ Si_2\ (Si_{0.27-0.4}\ Al^{IV}_{0.4-0.57}\ Fe^{3+}_{0.02-0.04})_2\ O_{10}\ (OH_{0.16-0.44}\ F_{0.29-0.8}\ Cl_{0-0.44})_2$

که با توجه به فرمول کلی کانی بیوتیت $I\ M_2\ M_1\ T_1\ T_2\ OH$ عناصر Ba, Ca در موقعیت بین لایه‌ای و Ti در موقعیت هشت وجهی در نظر گرفته شده‌اند و تمام آهن آهن سه ظرفیتی و AlIV در موقعیت T_2 جانشین Si شده است که این جانشینی توازن بار یونی ناشی از جایگزینی Ba و Ca بجای پتاسیم را جبران می‌کند.



شکل ۵ جایگزینی Ti در موقعیت‌های هشت وجهی الف) نمودارTi نسبت به مجموع کاتیون‌های موقعیت هشت وجهی ب) نمودار Ti نسبت به $+ SiAl^{Vi}$ پ) نمودار Ti نسبت به $(Mg + Fe^{2+})$ نمودارهای الف و ب از[۱۵] و نمودار پ از [۲].

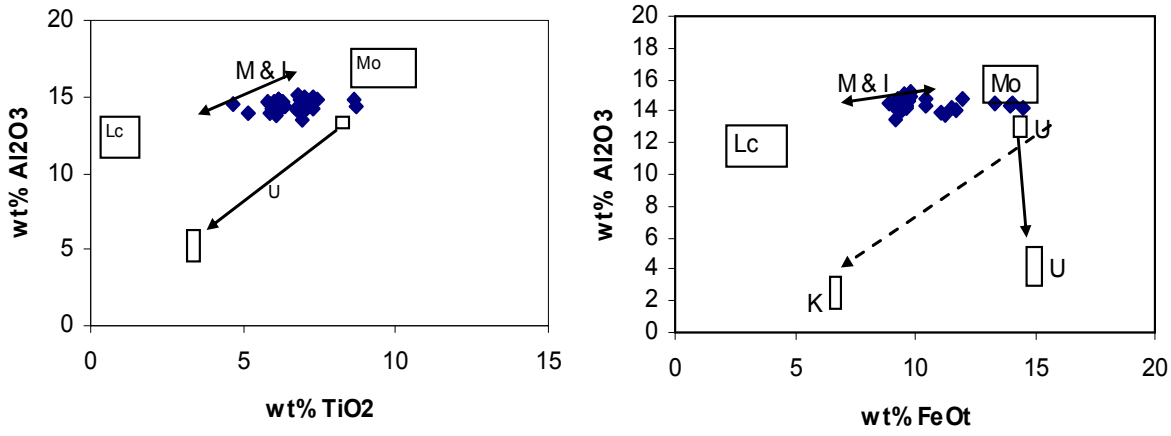
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

مقایسه با فلوگوپیت‌های سنگ‌های پتاسی در جهان

مقادیر Al_2O_3, TiO_2 و FeO_T نمونه‌های بررسی شده در شکل ۶ برای مقایسه با سنگ‌های پتاسی شامل لامپروئیت‌ها، مینت-ها، لویسیت بازانیت‌های مغولستان، سنگ‌های پتاسی اوگاندا و نوع رومن ایتالیا رسم شده‌اند. نمونه‌های بررسی شده با مقادیر بالای Al_2O_3 و TiO_2 به خوبی از سنگ‌های لامپروبولیتی و کامافوگایت‌های اوگاندا تشخیص داده می‌شوند. نمونه‌های لویسیت بازانیت بررسی شده در مغولستان [۱۸] دارای مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 بالاتری از نمونه‌های شمال غرب مرندند، ولی نمونه‌های بررسی شده در گستره‌ی نزدیک به موقعیت نمونه-های لامپروفیری با ترکیب مینت و سنگ‌های پتاسی و ابر پتاسی نوع رومن ایتالیا قرار می‌گیرند. ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های فلوگوپیت باریم و تیتانیم‌دار در سنگ‌های آتشفشانی پتاسی می‌تواند به موقعیت زمین‌ساختی آن‌ها مربوط باشد [۵،۱۷]. فلوگوپیت‌های سنگ‌های پتاسی وابسته به فرایند فرورانش (برای مثال، ایالت رومن، ایتالیا و مونتانا) با توجه به ماهیت سنگ میزبان خود، BaO بیشتر و TiO_2 کمتری نسبت به سنگ‌های محیط‌های درون صفحه‌ای دارند که آن‌ها را از همدیگر تفکیک می‌کند. با توجه به شباهت‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پتاسی شمال غرب مرند با سنگ‌های پتاسی نوع رومن، شباهت ترکیب شیمیایی میکاهای بررسی شده نیز می‌تواند شاهدی در تایید شواهد دیگر زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مبنی بر غنی-شدگی گوشته‌ی فوقانی در زیر پوسته‌ی قاره‌ای ایران و حضور کانی‌هایی همانند فلوگوپیت/آمفیبول پتاسیم‌دار در ترکیب آن باشد [۶]. با توجه به موقعیت زمانی و مکانی، این غنی‌شدگی طی فرایند فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس رخ داده است [۶] ضمن اینکه تشکیل لامپروبولیت‌ها و کامافوگایت‌ها از لحاظ موقعیت مکانی و زمین‌ساختی متفاوت با نمونه‌های بررسی شده‌اند. فلوگوپیت‌های نمونه‌های بررسی شده به نمونه‌های لامپروفیری نوع مینت نیز شباهت دارند و با توجه به اینکه خاستگاه ماگما مینت‌ها نیز به گوشته‌ی زیر قاره‌ای دارای فلوگوپیت نسبت داده شده است [۲۴]، این تشابه را می‌توان به ترکیب کانی‌شناسی خاستگاه نسبت داد.

برداشت

میکاهای بررسی شده از سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی شمال غرب مرند دارای ترکیب فلوگوپیتی بوده و از بیوتیت‌های اولیه‌ی ماگمایی محسوب می‌شوند. این میکاها از نوع فلوگوپیت‌های غنی از Ti و Ba هستند و جانشینی Ba در موقعیت بین کاتیونی همراه با جانشینی $Ba + Al = K + Si$ می‌تواند صورت گرفته باشد. برای مشارکت Ti در ساختار فلوگوپیت‌های بررسی شده، ترکیبی از جانشینی چرماک Ti و پر شدن فضای خالی ساختار بلوری پیشنهاد می‌شود. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده با دیگر سنگ‌های آذرین پتاسی جهان نشانگر شباهت در ترکیب شیمیایی از نظر مقادیر اکسیدهای Al_2O_3, TiO_2 و FeO_T با سنگ‌های پتاسی پس از برخورد نوع رومن ایتالیاست که با شواهد دیگر زمین-شناسی، کانی‌شناسی و موقعیت زمانی و مکانی همخوانی دارد.



شکل ۶ مقایسه‌ی ترکیب فلوگوپیت‌های بررسی شده با دیگر سنگ‌های پتاسی جهان، نمونه‌های بررسی شده با سنگ‌های مینت و سنگ‌های پتاسی ایتالیا (نوع رومن) شباهت بیشتری نشان می‌دهند. داده‌های لامپروئیت‌ها Lc از [۱، ۱۵]، داده‌های کامافوگایت‌ها U از [۱۹]، سنگ‌های پتاسی ایتالیا I از [۲۰،۲۱]، مینت‌ها از [۲۱،۲۲] و لویسیت بازانیت‌های مغولستان [۲۳].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

مراجع

[1] Mitchell R.H., *"Titaniferous phlogopites from the Leucite lamproites of the West Kimberley area, Western Australia"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 76 (1981) 243-25l.

[2] Zhang M., S uddaby P, Thompson R. N., Dungan M. A., *"Barian-titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: chemisry, substitutions and paragenesis"*, Am.Mineral 78 (1996) 1056-1065.

[3] Holm P.M., *"Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy,"* Mineralogical Magazine 46 (1982) 379-386.

[4] O'Brien H.E., Irving A., McCallum I.S., *"Complex zoning and resorption of phenocrysts in mixed potassic mafic magmas of the High-wood Mountains, Montana,"* American Mineralogist 73 (1988) l007-1024.

[5] Feldstein S.N., Lange R.A., Vennemann T., O'Neil J.R., *"Ferric–ferrous ratios, H2O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes,"* Contribution to Mineralogy and Petrology, 126 (1996) 51–66.

[6] Ahmadzadeh G., Jahangiri A., lentz D., Mojtehdi M., *"Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 37-50.

[7] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R.,. *"Nomenclature of the micas,"* Canadian Mineralogist 36 (3) 1998 905–912.

[8] Guo J., Green T.H., *"Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature"*, Lithos 24, (1990) 83-95.

[9] Dymek R.F., *"Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland,"* American Mineralogist 68 (9–10) (1983) 880–899.

[10] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites"*, Geomateriala (Mineralogy), Comptes Rendus, Geosciences 337 (2005) 1415-1420

[11] Farmer G.L., Boettcher A.L., *"Petologic and crystal-chemical significance of some deep-seated phlogopites",* Am. Mineral.66, (1981)1154-1163.

[12] Bol L.C.G.M., Bos A., Sauter P. C.C., Jansen J.B.H., *"Barium-titanium-rich phlogopites in marbles from Rogaland, southwest Norway,"* American Mineralogist 74, (1989) 439-447.

[13] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"Rock-forming minerals",* III. Sheet silicates, p. 42-54. (1962) Longmans, London.

[14] Foley S.F., *"Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites. II Effect of pressure-temperature variations",* European Journal of Mineralogy 2 (1990) 327-341

[15] Mansker W.L., Ewing R.C., Keil K., *"Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii",* American Mineralogist 64 (1979) 156-I 59.

[15] Mitchell R.H., Bergman S.C., *"Petrology of lamproites",* p. 169-217 (1991) Plenum Press, New York.

[16] Forbes W.C., FLower M.J.F., *"Phaser elations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: a refraclory phase in the upper mantle",* Earth Planet. Sci. Iett. 22 (1974) 60-66.

[17] Robert J.-L., *"Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions",* Chem. Geol. 17 (1976) 213-227.

[18] Barton M., *"A comparative study of some minerals occurring in the potassium-rich alkaline rocks of the Leucite Hills, Wyoming, the Vico Volcano, Western Italy, and the Toro-Ankole Region, Uganda"*, Neues Jahrbuch fiir Mineralogie Abhandlungen, 137, (1979) ll3-134.

[19] Edgar A.D., *"Mineral chemistry and petrogenesis of an ultrapotassic-ultramafrc volcanic rock"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 7l (1979) 17l-175

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[20] Thompson R.N., *"Primary basalts and magma genesis. III. Alban Hills, Roman comagmatic province, central Italy"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 60 (1977) 9l-108.

[21] Holm P.M., *"Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy"*, Mineralogical Magazine 46 (1982) 379-386.

[22] Bachinski S.W., Simpson E.L., *"Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: A comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths"*, American Mineralogist 69 (1984) 4t-56.

[23] Ryabchikov I.D., Kovalenko V.I., Dikov Yu P., Vladykin N.V., *"Titaniferous micas from the mantle: Composition, structure, formation conditions, and possible role in the production of potassic alkali magmas"*, Geokhimiya 6 (1981) 873-888.

[24] Carlier G., Lorand J.P., Audebaud E., Kienast J.R., *"Petrology of unusual orthopyroxene-bearing minette suite From southeastern Peru, Eastern Andean Cordillera: Al-rich lamproites contaminated by peraluminous granites"*, J. Volcanol. Geotherm. Res. 75 (1997) 59–87.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]