



سنگ‌نگاری، کانی‌شیمی و ژئوشیمی اتولیت‌ها و زینولیت‌های هورنبلندیتی گدازه‌های قلیایی شمال غرب مرند (شمال غرب ایران)

علی اکبر خضری*^۱، نصیر عامل^۱، محسن مؤید^۱، احمد جهانگیری^۱، میشل گری گوایر^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- آزمایشگاه تولوز، دانشگاه تولوز، تولوز، فرانسه

(دریافت مقاله: ۹۵/۹/۲۸، نسخه نهایی: ۹۵/۱۲/۱)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی قلیایی شمال غرب مرند با سن پلیو-کواترن در شمالی‌ترین بخش منطقه آتشفشانی ارومیه-دختر قرار دارند. آنها غنی‌شدگی مشخصی در LILE و LREE و تهی‌شدگی در HFSE (همانند Ta و Nb) نشان می‌دهند و همچنین دارای نسبت‌های بالای Ba/Nb و Ba/Ta هستند که از ویژگی‌های مناطق فرورانش است. بیشتر اتولیت‌ها و زینولیت‌های هورنبلندیتی دیده شده در این مجموعه در بخش فوران‌های تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی قرار دارند. این اتولیت‌ها و زینولیت‌ها بافت انباشتی نشان می‌دهند و از لحاظ مقدار کانی پلاژیوکلاز به دو گروه تقسیم می‌شوند. در گروه نخست مقدار پلاژیوکلاز کمتر از ۱۰ درصد است و آمفیبول و بیوتیت کانی‌های اصلی هستند. با در نظر گرفتن مقادیر عناصر سازگار نیکل و کروم، شکل روند REE و ترکیب عناصر اصلی کانی‌ها، احتمال داده می‌شود که ترکیب ماگمای تشکیل دهنده گروه ۱ (اتولیت‌های هورنبلندیتی) با سنگ‌های آتشفشانی میزبان یکسان باشند. در گروه ۲ مقدار پلاژیوکلاز بیشتر از ۲۰ درصد است و آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت کانی‌های اصلی هستند. با در نظر گرفتن ترکیب عناصر اصلی کانی‌ها، مقدار و شکل روند REE و مقادیر عناصر ناسازگار، احتمال داده می‌شود، خاستگاه ماگمای گروه ۲ (زینولیت‌های هورنبلندیتی) گوشته دگرنهاده، با غنی‌شدگی کمتر نسبت به گروه ۱ باشد.

واژه‌های کلیدی: تراکی آندزیت؛ اتولیت؛ زینولیت؛ هورنبلندیت؛ شمال غرب مرند.

مقدمه

زینولیت‌های غنی از هورنبلند از مناطق مختلف جهان همانند شبه جزیره ایبرین [۱]، غرب و مرکز اروپا [۲-۴] و بخش مرکزی اسپانیا [۵] نیز گزارش شده است. اغلب زینولیت‌های هورنبلندیتی که از سراسر جهان گزارش شده‌اند مربوط به سنگ‌های آتشفشانی میزبان هستند [۶] و برخی از آنها نیز قطعات کنده شده از گوشته دگرنهاده و یا سنگ انباشت‌های گدازه‌های قدیمی هستند [۷-۹]. در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی از نظر سنگ‌شناسی بررسی شده‌اند [۱۰، ۱۱] ولی در ارتباط با زینولیت‌ها اطلاعات دقیقی در دست نیست. بررسی سنگ‌های غنی از هورنبلند موجود در سنگ‌های

منطقه مورد بررسی در شمال غرب مرند و در شمالی‌ترین بخش منطقه آتشفشانی ارومیه-دختر قرار دارد و دارای سنگ‌های آتشفشانی قلیایی با سن پلیو-کواترن هستند. سنگ‌های قلیایی این منطقه دارای زینولیت‌های مختلفی هستند که فراوان‌ترین آنها زینولیت‌های هورنبلندیتی است. آمفیبول فراوان‌ترین کانی در این زینولیت‌ها است که می‌تواند در گستره وسیعی از مقادیر فشار و دما ظاهر شود و از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین و دگرگونی محسوب می‌شود. این کانی یکی از مناسب‌ترین کانی‌ها برای دما-فشار سنجی محسوب می‌شود.

^۲(HR ICP-MS) تعیین شد. در حدود ۱۰۰ میلی‌گرم از نمونه‌های پودر شده در داخل ظروف شیشه‌ای تفلون با HF (32N) و HNO₃ (14.4N) حل شدند و باقی مانده‌های خشک در HNO₃ (14.4N) و سپس در HCl (3N) حل شدند. مقداری از محلول در HNO₃ (0.3N) رقیق شد. استانداردهای BCR2 و BEN به‌عنوان کنترل خارجی و استاندارد BHVO-2 به‌عنوان کنترل داخلی مورد استفاده قرار گرفتند. دقت اندازه‌گیری ابزار مورد استفاده ۵٪ برای همه عناصر است.

زمین شناسی عمومی

در شمال آذربایجان فعالیت‌های آتشفشانی وسیعی در دوره ترشیری صورت گرفته است. این فعالیت‌ها در زمان ائوسن و میوسن پسین- پلیوسن از شدت بیشتری برخوردار بوده است. ترکیب گدازه‌ها نیز از گستره گسترده‌ای از ماگماهای آهکی-قلیایی با ترکیب میانه تا اسیدی و قلیایی با ماهیت پتاسی و سدیمی بالا در تغییراند. در زنجیره غرب مرند و دامنه شمالی کوه‌های میشو و در شمال گسل تبریز، فعالیت‌های آتشفشانی با نفوذ توده‌های کم عمق با ترکیب آندزیت، داسیت و ریوداسیت در اواخر میوسن با ویژگی‌های زمین‌شیمی آداکیتی شروع شده [۱۲] و با خروج گدازه‌های قلیایی پتاسی تا شوشونیتی در زمان پلیوسن و کواترنری ادامه یافته است [۱۳]. دایک‌های لامپروفیری در منطقه مورد بررسی و در نزدیکی آن وجود دارند که در منطقه سرخه تعیین سن مطلق شده‌اند و سن میوسن پایانی (۹-۱۱ میلیون سال) دارند [۱۴] و لذا از سنگ‌های آتشفشانی منطقه قدیمی‌تر هستند. نهشته‌های آتشفشانی و آتشفشان آواری پلیو-کواترنر شمال غرب مرند (شکل ۱) در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تبریز-پلدشت و ۱:۱۰۰۰۰۰ مرند و جلفا به ائوسن نسبت داده شده‌اند [۱۵]. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که در نزدیکی روستاهای زال و پیراسحق و نیز منطقه قخلار مرند، مجموعه‌های آتشفشانی-آتشفشان‌آواری روی طبقات آواری سازند قرمز بلایی (U.R.F) به سن میوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۲ الف) و لذا سنی جوانتر از میوسن دارند و به نظر می‌رسد که مربوط به پلیو-کواترنر باشند. سنگ‌های پلیو-کواترنر شمال غرب مرند شامل لویسیت بازانیت، لویسیت تفریت، بازانیت، تفریت، تراکی آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی، آندزیت و آندزیت بازالتی است.

آتشفشانی می‌تواند اطلاعات مهمتری در ارتباط با خاستگاه آنها ارائه دهد. لذا در این پژوهش سعی شده است تا سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های سنگ‌های غنی از هورنبلند و سنگ‌های آتشفشانی در برگزیده آنها بررسی شده و دما و فشار تشکیل کانی‌های این سنگ‌ها محاسبه شود. همچنین ویژگی‌های زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های غنی از هورنبلند شمال غرب مرند از طریق بررسی عناصر اصلی و کمیاب آنها تحلیل می‌شود.

روش مطالعه

پس از بررسی‌های مقدماتی، حدود ۳۰ نمونه سنگ‌های غنی از هورنبلند از میان سنگ‌های آتشفشانی انتخاب و مقاطع نازک آنها در کارگاه سنگ‌بری دانشگاه تبریز تهیه شد. پس از بررسی مقاطع نازک و انتخاب نمونه‌های مناسب به منظور بررسی ترکیب شیمیائی کانی‌ها، ۳ نمونه از آنها به عنوان نمونه‌های معرف جهت انجام بررسی‌های نقطه‌ای به آزمایشگاه دانشگاه تولوز فرانسه ارسال شد. برای این منظور از دستگاه Cameca مدل SX5 با پرتوالکترونی متمرکز با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ KV با شدت جریان ۲۰ nA و مساحت 2x2 μm² استفاده شد.

تعداد ۶ نمونه از سنگ‌های غنی از هورنبلند و ۶ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی میزبان جهت انجام بررسی‌های XRF و ICP-MS انتخاب شدند. این نمونه‌ها توسط سنگ‌شکن و سپس آسیاب در حد ۲۰۰ مش در آزمایشگاه دانشگاه تولوز فرانسه خرد شدند. عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی گسیل اتمی پلاسما جفت شده القایی (ICP AES¹) در آزمایشگاه دانشگاه تولوز فرانسه بررسی شدند. نمونه‌های پودر شده در داخل ظروف شیشه‌ای تفلون با HF (32N) و HNO₃ (14.4N) و باقی مانده‌های خشک نیز در محلول H₃BO₃ حل شدند. استانداردهای WSE و ACE بین‌المللی به عنوان کنترل داخلی و خارجی مورد استفاده قرار گرفتند. دقت اندازه‌گیری ابزار مورد استفاده معمولاً ۱٪ برای SiO₂ و TiO₂، ۲٪ برای Al₂O₃ و Fe₂O₃، و ۴ درصد برای دیگر اکسیدهای اصلی بوده است.

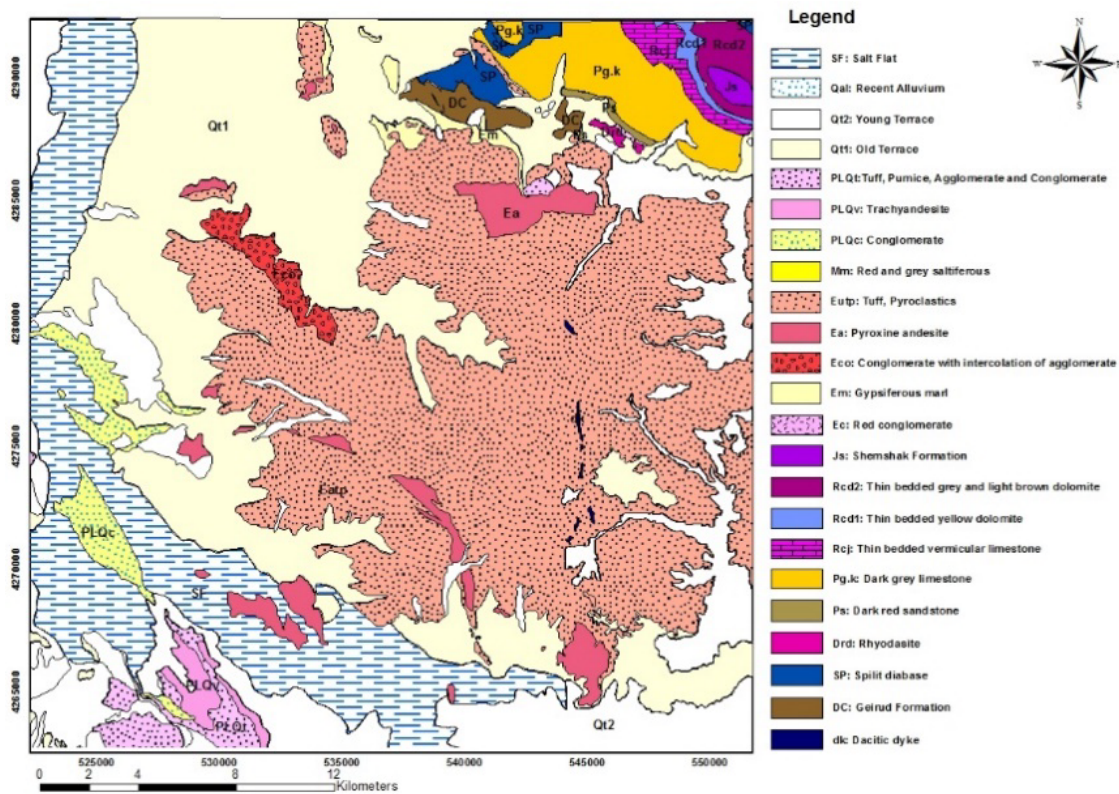
تمرکز عناصر کمیاب با استفاده از روش طیف‌سنجی جرمی پلاسما جفت شده القایی با قدرت تفکیک بالا

2-High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer

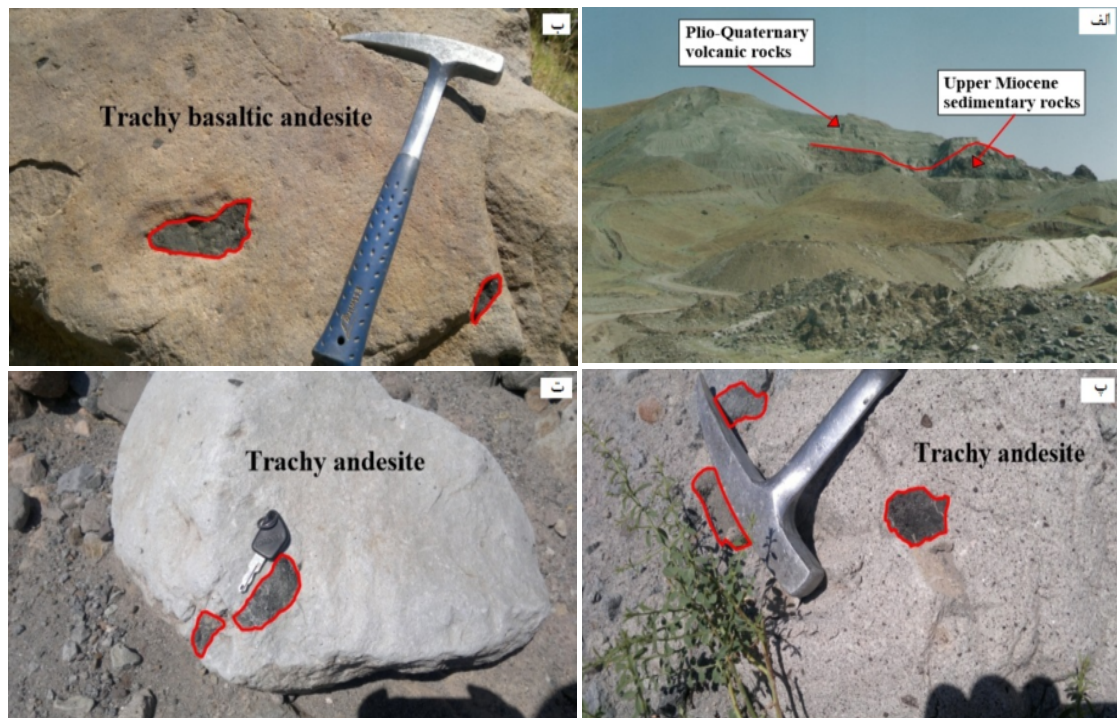
1-Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer

در نمونه‌های دستی نیز قابل تشخیص‌اند. در بررسی راستای جوان‌شدگی سنگ‌های منطقه، تراکی‌اندزیت‌های بازالتی پیش از تراکی‌اندزیت‌ها قرار گرفته‌اند و این نشانگر تقدم فوران آنها نسبت به تراکی‌اندزیت‌ها است. توف‌هایی با ترکیب حدواسط در بیشتر نواحی، در نزدیکی تراکی‌اندزیت‌ها دیده می‌شوند [۱۰]. زینولیت‌ها در این مجموعه بیشتر در بخش فوران‌های تراکی‌اندزیتی و تراکی‌اندزیت بازالتی دیده می‌شوند. این زینولیت‌ها شامل کلینوپیروکسنیت، هورنبلندیت، گابرو، هورنفلس و لامپروفیر هستند. زینولیت‌های کلینوپیروکسنیتی با رنگ کاملاً تیره و بافت دانه درشت مشخص می‌شوند. زینولیت‌های گابروئی به رنگ خاکستری، لامپروفیرها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه براق و هورنفلس‌ها به رنگ تیره و ریز بلور دیده می‌شوند. زینولیت‌های هورنبلندیتی از فراوانی بیشتری نسبت به سایر زینولیت‌ها برخوردار هستند و در اندازه‌های ۲ تا ۱۲ سانتی‌متر به شکل بیضوی، کروی، تیغه‌ای و به رنگ خاکستری تیره و سبز تیره دیده می‌شوند (شکل ۲ ب، پ و ت).

سنگ‌های قلیایی-پتاسی و فرایپتاسی بیشتر در اطراف روستای گله بان و قمیش آقل ظاهر شده‌اند. حجم این سنگ‌ها در منطقه قخلار کمتر است و در بررسی راستای جوان‌شدگی (در منطقه قخلار)، این سنگ‌ها پیش از سنگ‌های حدواسط دیده می‌شوند و این نشان می‌دهد که آنها پیشتر از سنگ‌های حدواسط فوران کرده‌اند. رنگ این سنگ‌ها خاکستری مایل به سیاه است و در نمونه‌های دستی بلورهای درشت و فراوان لوپسیت و کلینوپیروکسن کاملاً مشخص‌اند. گدازه‌های اشباع از سیلیس از جزیره اسلامی به سن ۸ تا ۱۱ میلیون سال گزارش شده‌اند که به میوسن بالایی تعلق دارند [۱۶] و قدیمی‌تر از سنگ‌های آتشفشانی منطقه هستند. تراکی‌اندزیت‌ها از انواع سنگ‌های فراوان منطقه هستند که در بخش شمال منطقه و همچنین در جنوب و شمال جاده عبوری خوی-مرند قرار دارند. تراکی‌اندزیت‌ها در برخی نواحی از جمله منطقه قخلار همراه با تراکی‌اندزیت‌های بازالتی دیده می‌شوند. رنگ این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی خاکستری تا خاکستری روشن است (شکل ۲ ب، پ و ت). بیشتر این سنگ‌ها دانه‌ریز هستند ولی در برخی نمونه‌ها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (ساده شده از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مرند، جلفا، قره ضیاءالدین و تسوج) [۱۵].



شکل ۲ الف) برونزد سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری و رسوبات میوسن پسین در منطقه قخلار. ب، پ و ت) تصاویر هورنبلندیت‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی میزبان

بیشتر زینولیت‌ها در منطقه مورد بررسی درون سنگ‌های تراکی آندزیتی قرار دارند و مقدار کمی از آنها را نیز می‌توان در درون سنگ‌های تراکی آندزیت بازالتی مشاهده کرد. کانی‌های اصلی این سنگ‌های آتشفشانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند و کانی‌هایی از قبیل بیوتیت، آمفیبول، اپک، فلدسپار پتاسیم‌دار و آپاتیت، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. بافت این سنگ‌ها پورفیری و ریزبلورپورفیری است (شکل ۳ الف و ب). مقدار پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی (۴۵ تا ۵۵) بیشتر از سنگ‌های تراکی آندزیت بازالتی (۴۰ تا ۴۵) است. پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت ریزبلورهایی کوچک در زمینه تا بلورهای بزرگتر از ۳ میلی‌متر نیز دیده می‌شوند و بیشتر آنها دارای منطقه‌بندی هستند.

برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی‌اند (شکل ۳ الف و ب). کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار و نیمه شکل‌دار در اندازه‌های ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر و به مقدار کم و به صورت فنوکریست در تراکی آندزیت‌ها (۸ تا ۱۰ درصد) وجود دارد اما در تراکی آندزیت‌های بازالتی مقدار کلینوپیروکسن فنوکریست قابل توجه است (۱۵ تا ۱۸ درصد) و در هر حال مقدار آن از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز کمتر است. کلینوپیروکسن در خمیره

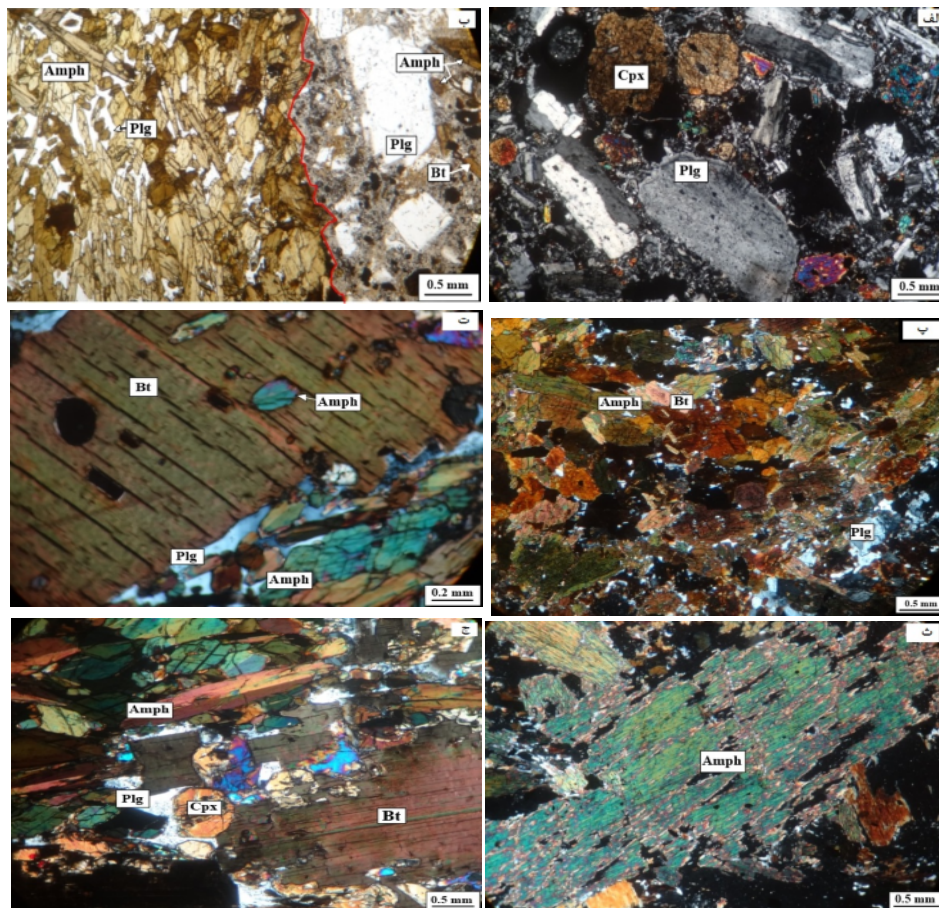
تراکی آندزیت‌ها موجود نیست (شکل ۳ ب) اما در خمیره تراکی آندزیت‌های بازالتی ظاهر می‌شود (شکل ۳ الف). فنوکریست‌های شکل‌دار میکا و آمفیبول در حدود ۵ تا ۸ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهند و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر در زمینه سنگ دیده می‌شوند. برخی از میکاها و آمفیبول‌ها دارای کناره سوخته‌اند (شکل ۳ ب). زمینه سنگ از کانی‌های پلاژیوکلاز، سانیدین، اپک و شیشه تشکیل شده است.

سنگ‌های غنی از هورنبلند موجود در سنگ‌های آتشفشانی

این سنگ‌ها براساس مقدار کانی پلاژیوکلاز به دو گروه تقسیم می‌شوند. در گروه نخست مقدار پلاژیوکلاز کمتر از ۱۰ درصد و در گروه دوم بیش از ۲۰ درصد است. گروه نخست بافت ادکومولا نشان می‌دهند و کانی‌های اصلی آنها شامل آمفیبول (۶۵ تا ۷۰ درصد) و بیوتیت (۱۵ تا ۲۰ درصد) است که به عنوان فازهای انباشتی حضور دارند (شکل ۳ ب، ت و ج). فراوان‌ترین کانی در این نمونه‌ها، آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار و شکل‌دار هستند که در اندازه‌های مختلف (۰/۱ تا ۴ میلی‌متر) و با چندرنگی قهوه‌ای قابل مشاهده‌اند و سمتگیری مشخصی نشان نمی‌دهند. بیوتیت‌ها در این گروه نیمه شکل‌دار و شکل‌دار هستند و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر حضور دارند. برخی از نمونه‌ها بافت خال خال نشان می‌دهند، به طوری که در

در این گروه نیز همانند گروه نخست، کانی‌های آمفیبول و بیوتیت به عنوان فازهای انباشتی و پلاژیوکلاز به عنوان فاز بین انباشتی حضور دارند. آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار در اندازه‌های مختلف (۰/۲ تا ۵/۵ میلی متر) حضور دارند و سمتگیری مشخصی نشان نمی‌دهند (شکل ۳ پ و ث). مقدار بیوتیت در این گروه کمتر از گروه نخست است و بیشتر نیمه شکل‌دار هستند و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۳ میلی متر دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). پلاژیوکلازهای بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۲ تا ۱ میلی متر حضور دارند و در فضای بین کانی‌های دیگر قابل مشاهده‌اند. کانی‌های اپیک و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی در این نمونه‌ها حضور دارند و اندازه آنها کوچک‌تر از ۱ میلی متر است. مقدار کانی‌های اپیک و آپاتیت در این گروه کمتر از گروه نخست است.

داخل کانی‌های بیوتیت، کانی‌های کوچک آمفیبول و اپیک به صورت میانبار دیده می‌شوند (شکل ۳ ت)، و این نشان می‌دهد که این کانی‌ها قبل از بیوتیت‌ها شروع به تبلور کرده‌اند. پلاژیوکلازها (۷ تا ۹ درصد)، بیشتر بی‌شکل هستند و به عنوان فاز بین‌انباشتی در فضای بین کانی‌ها دیده می‌شوند. اندازه آنها (کوچک‌تر از ۱ میلی متر) از کانی‌های آمفیبول و بیوتیت کوچک‌تر است. کانی‌های پیروکسن (کلینوپیروکسن)، اپیک و آپاتیت به مقدار کمتر در این نمونه‌ها حضور دارند (شکل ۳ ج) و بیشتر نیمه شکل‌دار بوده و اندازه آنها کوچک‌تر از ۱ میلی متر است. گروه دوم بافت ارتوکومولا نشان می‌دهند و کانی‌های اصلی آنها شامل آمفیبول (۵۵ تا ۶۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد) و بیوتیت (۱۰ تا ۱۲ درصد) است (شکل ۳ ت و ث).



شکل ۳ تصاویر سنگ‌نگاری نمونه‌های مورد بررسی. تمامی تصاویر به جز مورد ب به حالت XPL گرفته شده‌اند. الف) بافت پورفیری و فنوکریست-های کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (Plg) در تراکی آندزیت بازلتی. ب) بافت پورفیری و فنوکریست‌های بیوتیت (Bt)، پلاژیوکلاز و آمفیبول (Amph) در تراکی آندزیت و بافت انباشتی و کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در گروه نخست. ت) کانی‌های کوچک آمفیبول و اپیک درون کانی بیوتیت (بافت خال خال) در نمونه گروه نخست. ج) سنگ‌های گروه نخست با بافت انباشتی و کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن، بیوتیت (به عنوان فازهای انباشتی) و پلاژیوکلاز (به عنوان فاز بین‌انباشتی). پ و ث) سنگ‌های گروه دوم با بافت انباشتی و کانی‌های آمفیبول، بیوتیت (به عنوان فازهای انباشتی) و پلاژیوکلاز (به عنوان فاز بین‌انباشتی).

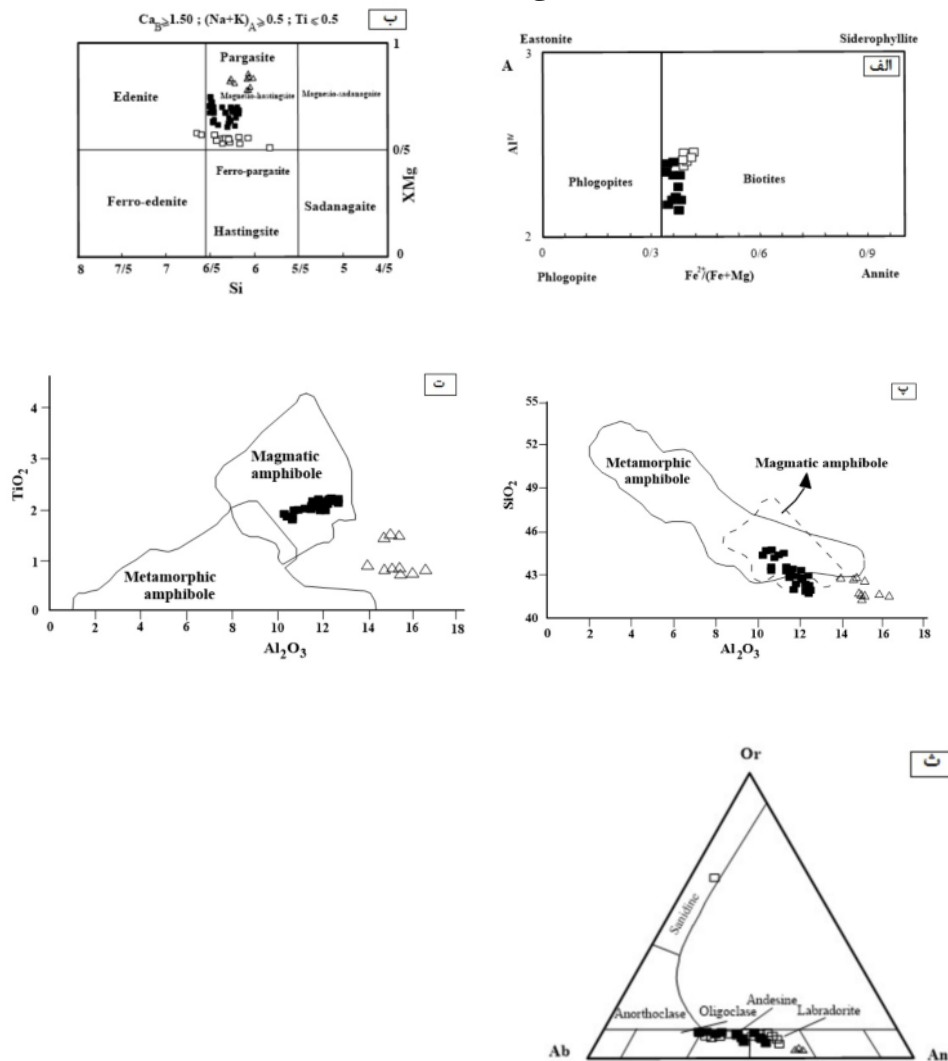
شیمی کانی‌ها

به منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و سنجش دما-فشار، بیش از ۸۵ تجزیه ریزپردازشی نقطه‌ای از کانی‌های سه نمونه (دو نمونه از گروه ۱ و یک نمونه از گروه ۲)، به عمل آمده است که در ادامه به تشریح آن می‌پردازیم.

میکا

چنانکه در شکل ۴، الف دیده می‌شود ترکیب میکاها در نمونه-های گروه ۱ و سنگ‌های آتشفشانی میزبان، بیوتیتی است و مقدار عدد منیزیومی ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) آنها در نمونه‌های گروه ۱ (۰.۶۲ تا ۰.۶۶) بیشتر از نمونه‌های سنگ آتشفشانی

میزبان (۰.۶ تا ۰.۶۱) است [۱۷]. در سنگ‌های آتشفشانی میزبان مقادیر SiO_2 ، MgO ، CaO و Al_2O_3 کمی کمتر و مقادیر $FeO(t)$ ، TiO_2 ، Na_2O ، MnO و K_2O کمی بیشتر از نمونه‌های گروه ۱ است (جدول ۱). نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که اختلاف زیادی در ترکیب عناصر اصلی میکاهای سنگ‌های آتشفشانی میزبان و نمونه‌های گروه ۱ وجود ندارد. میکاهای مورد بررسی دارای مقادیر Al^{VI} کمتری هستند که این از ویژگی‌های میکاهای ماگمایی است [۱۸]. بیشتر میکاهای گروه ۱ بیش از ۵ درصد آب و مواد فرار دارند که به نظر می‌رسد این کانی‌ها کمی تجزیه شده باشند.



شکل ۴ الف- موقعیت میکاهای موجود در اتولیت‌های هورنبلندیتی (گروه ۱) و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار نسبت کاتیونی $Fe^{2+}/(Fe+Mg)$ برحسب Al^{IV} [۱۷]. ب- موقعیت آمفیبول‌های موجود در اتولیت‌ها (گروه ۱) و زینولیت‌های هورنبلندیتی (گروه ۲) و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار نسبت کاتیونی $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ برحسب Si [۲۰]. پ و ت- نمودارهای متمایز کننده خاستگاه آمفیبول‌های اتولیت (گروه ۱) و زینولیت‌های هورنبلندیتی (گروه ۲). ج- موقعیت فلدسپارهای موجود در اتولیت‌ها (گروه ۱) و زینولیت‌های هورنبلندیتی (گروه ۲) و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار سه وجهی Or-Ab-An. (اتولیت‌های هورنبلندیتی (گروه ۱) با نماد مربع توپر و زینولیت‌های هورنبلندیتی (گروه ۲) با نماد مثلث و سنگ‌های آتشفشانی میزبان با نماد مربع توخالی مشخص شده‌اند).

جدول ۱ نتایج بررسی نقطه‌ای میکاهای موجود در اتولیت‌های هورنبلندی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان منطقه.

سنگ	گروه ۱								سنگ‌های آتشفشانی میزبان				
	ک-۶	ک-۶	ک-۶	ک-۶	ک-۶	ک-۶	ک-۶	ک	ک	ک-۶	ک-۶	ک	ک
SiO ₂	۳۷,۴۷	۳۷,۵۳	۳۸,۸۴	۳۸,۳۴	۳۸,۶۹	۳۸,۴۲	۳۸,۵۵	۳۷,۱۶	۳۷,۲۲	۳۶,۴۴	۳۶,۳۹	۳۶,۹۶	۳۷,۱
TiO ₂	۲,۵	۴,۱۷	۳,۸۸	۴,۲۵	۴,۰۷	۳,۱	۳,۱۹	۳,۸۵	۳,۷۶	۵,۰۴	۵,۲۲	۴,۴۵	۴,۵۹
Al ₂ O ₃	۱۴,۲۹	۱۴,۱۷	۱۴,۹۶	۱۳,۸۲	۱۴,۲۷	۱۳,۹	۱۴,۶۷	۱۴,۹۱	۱۴,۴۶	۱۳,۶۲	۱۳,۷۸	۱۳,۵۶	۱۳,۹۵
Cr ₂ O ₃	۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰	۰	۰	۰,۰۱
FeO(t)	۱۴,۵۳	۱۴,۶۸	۱۲,۹۷	۱۴,۰۸	۱۳,۹۷	۱۴,۸	۱۴,۰۵	۱۳,۸۷	۱۳,۷۱	۱۵,۶۲	۱۶,۱۷	۱۵,۹	۱۶,۲
MnO	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۱۶	۰,۰۹	۰,۱۳	۰,۲۵	۰,۲۵	۰,۲۴	۰,۲۷
MgO	۱۴,۶۴	۱۴,۵	۱۳,۸	۱۴,۰۳	۱۴,۲۳	۱۳,۷۷	۱۳,۲	۱۴,۸۴	۱۴,۸۷	۱۳,۸۹	۱۳,۴۸	۱۳,۸۸	۱۳,۷۱
CaO	۰,۰۶	۰,۱۷	۰,۲۷	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۱۹	۰,۲۴	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۴	۰	۰
Na ₂ O	۰,۳۵	۰,۳	۰,۱	۰,۳۱	۰,۳	۰,۳	۰,۲۳	۰,۴۲	۰,۳۶	۰,۶۲	۰,۵۹	۰,۶۲	۰,۶۵
K ₂ O	۸,۸۷	۸,۲۵	۷,۷۲	۸,۴۶	۸,۲۷	۸,۵۸	۸,۱۶	۸,۵۵	۸,۳	۹,۳۱	۹,۲۷	۸,۸۸	۸,۹۱
Total	۹۳,۸۷	۹۳,۹۵	۹۲,۶۶	۹۳,۶۱	۹۴,۱۱	۹۳,۲۴	۹۳,۵۷	۹۳,۷۹	۹۲,۸۸	۹۴,۸۶	۹۵,۱۹	۹۴,۴۹	۹۵,۲۹
کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.													
Si	۵,۶۵	۵,۶۵	۵,۸۲	۵,۷۷	۵,۷۷	۵,۷۷	۵,۸۴	۵,۵۹	۵,۶۴	۵,۵۲	۵,۵۱	۵,۶	۵,۵۸
Al	۲,۳۴	۲,۳۵	۲,۱۸	۲,۲۳	۲,۲۳	۲,۲۳	۲,۱۶	۲,۴۱	۲,۳۶	۲,۴۳	۲,۴۶	۲,۴	۲,۴۲
Al	۰,۲	۰,۱۶	۰,۴۶	۰,۲۲	۰,۲۸	۰,۲۳	۰,۴۶	۰,۲۳	۰,۲۲	۰	۰	۰,۰۳	۰,۰۵
Ti	۰,۴	۰,۴۷	۰,۴۴	۰,۴۸	۰,۴۶	۰,۴۵	۰,۳۶	۰,۴۴	۰,۴۳	۰,۵۷	۰,۵۹	۰,۵۱	۰,۵۲
Fe ²⁺	۱,۸۳	۱,۸۵	۱,۶۲	۱,۷۷	۱,۷۳	۱,۸۶	۱,۷۸	۱,۷۴	۱,۷۴	۱,۹۸	۲,۰۵	۲,۰۲	۲,۰۴
Mn	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳
Mg	۳,۳	۳,۲۵	۳,۰۸	۳,۱۵	۳,۱۶	۳,۰۸	۲,۹۸	۳,۳۳	۳,۳۶	۳,۱۴	۳,۰۴	۳,۱۴	۳,۰۷
Ca	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰	۰	۰
Na	۰,۱	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۹
K	۱,۷۱	۱,۵۸	۱,۴۷	۱,۶۲	۱,۵۷	۱,۶۴	۱,۵۸	۱,۶۴	۱,۶	۱,۸	۱,۷۹	۱,۷۲	۱,۷۱
Total	۱۵,۵۶	۱۵,۴۵	۱۵,۱۷	۱۵,۳۸	۱۵,۳۳	۱۵,۴	۱۵,۳	۱۵,۵۲	۱۵,۴۹	۱۵,۶۶	۱۵,۶۴	۱۵,۶۳	۱۵,۶۱
#mg	۰,۶۴	۰,۶۴	۰,۶۵	۰,۶۴	۰,۶۵	۰,۶۲	۰,۶۳	۰,۶۶	۰,۶۶	۰,۶۱	۰,۶	۰,۶۱	۰,۶

آمفیبول

بنابر رده‌بندی آمفیبول‌ها [۱۹]، آمفیبول‌ها در نمونه‌های گروه ۱ و ۲، از نوع کلسیمی ($BCa/B(Ca+Na) \geq 0.75$) هستند. ترکیب آمفیبول‌ها در نمونه‌های گروه ۱ منزیو-هاست‌تنگزیت و در گروه ۲ پارگازیت هستند (شکل ۴ ب) [۲۰]. در نمودار متمایز کننده آمفیبول‌ها [۲۱]، آمفیبول‌های گروه ۱ در گستره‌ی ماگمایی یا منطقه هم‌پوشی گستره‌های ماگمایی و دگرگونی و گروه ۲ در نزدیک گستره‌ی ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۴ پ و ت). به نظر می‌رسد که قرارگیری برخی از آمفیبول‌های گروه ۱ در ناحیه هم‌پوشی گستره‌های ماگمایی و دگرگونی آمفیبول، مربوط به جانشینی Si به جای Al در جایگاه چاروجهی (جایگاه T) است. به طوری که با ادامه روند تبلور، در ماگمای باقیمانده غلظت Si افزایش یافته و برخی از آنها جانشین Al کانی‌های آمفیبول شده‌اند. چنانکه در جدول ۲ دیده می‌شود مقادیر Al(IV) آمفیبول‌ها با افزایش Si،

کاهش یافته‌اند. این امر موجب افزایش SiO₂ و کاهش Al₂O₃ در برخی از آمفیبول‌ها و قرارگیری آنها در ناحیه هم‌پوشی گستره‌های ماگمایی و دگرگونی آمفیبول شده است. نمونه‌های گروه ۱ و ۲ دارای مقدار آهن (Fe²⁺) و منیزیم بالا هستند و مقدار عدد منیزیومی (Mg/Mg+Fe²⁺) آمفیبول‌های آنها به ترتیب از ۰,۶۳ تا ۰,۷۳ و از ۰,۷۴ تا ۰,۸۵ تغییر می‌کند (جدول ۲). آمفیبول‌ها در گروه ۱ در مقایسه با گروه ۲ دارای مقادیر SiO₂، TiO₂، FeO(t)، CaO و بیشتر و مقادیر MgO، Na₂O، K₂O، Al₂O₃ و Cr₂O₃ کمتری هستند (جدول ۲). آمفیبول‌ها در سنگ‌های آتشفشانی میزبان، ترکیب منزیو-هاست‌تنگزیت دارند (شکل ۴ ب) و مقدار عدد منیزیومی آنها از ۰,۴۵ تا ۰,۵۶ تغییر می‌کند (جدول ۲). مقایسه نتایج بررسی آمفیبول‌های گروه ۱ و سنگ‌های آتشفشانی میزبان نشان می‌دهد که اختلاف چندانی در ترکیب آنها وجود ندارد (جدول ۲).

جدول ۲ نتايج بررسي نقطه‌اي آمفيبول‌هاي موجود در اتوليت‌ها و زينوليت‌هاي هورنبلنديتي و سنگ‌هاي آتشفشاني ميزبان منطقه.

سنگ نمونه	گروه ۱												
	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k
SiO ₂	۴۳٫۲۸	۴۴٫۳۶	۴۲٫۵۲	۴۴٫۷	۴۴٫۲	۴۴٫۳۷	۴۲٫۲۹	۴۳٫۵۲	۴۱٫۷۷	۴۳٫۳۶	۴۳٫۲۱	۴۴٫۵۵	۴۳٫۳۱
TiO ₂	۲٫۰۶	۲٫۰۱	۲٫۱۳	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۱٫۹۲	۲٫۱۲	۱٫۸۲	۱٫۹۷	۱٫۸۶	۲٫۱۵	۱٫۹۲	۲٫۰۷
Al ₂ O ₃	۱۱٫۵۱	۱۱	۱۲٫۲۸	۱۰٫۷۴	۱۰٫۸۴	۱۰٫۲۸	۱۱٫۹۳	۱۰٫۶۸	۱۱٫۸۵	۱۰٫۶۷	۱۱٫۷۵	۱۱٫۲۶	۱۱٫۷۸
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰
FeO(t)	۱۱٫۲۷	۱۰٫۹	۱۲٫۲۲	۱۰٫۷۸	۱۲٫۰۵	۱۰٫۶۶	۱۲٫۵۶	۱۲٫۲۷	۱۳٫۱۱	۱۱٫۵۸	۱۲٫۷۲	۱۱٫۰۵	۱۱٫۸۲
MnO	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۲	۰٫۱۳	۰٫۲	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۱۳	۰٫۲۲	۰٫۱۳	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۳
MgO	۱۳٫۵۷	۱۳٫۹۴	۱۲٫۶۴	۱۴٫۱۸	۱۳٫۱۳	۱۴٫۴۲	۱۲٫۴۵	۱۲٫۶۸	۱۲	۱۳٫۲۲	۱۲٫۴۸	۱۳٫۷	۱۳٫۴
CaO	۱۱٫۷۸	۱۱٫۷۳	۱۱٫۶۴	۱۱٫۷۶	۱۱٫۷۶	۱۱٫۷۶	۱۱٫۸۱	۱۱٫۴۷	۱۱٫۶۹	۱۱٫۷۶	۱۱٫۶۷	۱۱٫۵۴	۱۱٫۷۶
Na ₂ O	۲٫۱۱	۲٫۱۹	۲٫۲۶	۲٫۰۸	۲٫۲	۲٫۱۷	۲٫۲۵	۱٫۹۹	۲٫۱۷	۲٫۰۷	۲٫۲	۲٫۱۹	۲٫۲۳
K ₂ O	۱٫۰۲	۰٫۹۱	۱٫۱	۰٫۹۵	۰٫۹۷	۰٫۹۲	۱٫۱	۱٫۰۸	۱٫۰۸	۰٫۹۵	۱٫۰۵	۰٫۸۹	۰٫۹۵
Total	۹۶٫۷۹	۹۷٫۲۱	۹۷٫۰۱	۹۷٫۳۲	۹۷٫۳۴	۹۶٫۷۱	۹۶٫۷۳	۹۵٫۶۵	۹۵٫۹	۹۵٫۷۱	۹۷٫۴۸	۹۷٫۲۸	۹۷٫۴۵
کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند.													
Si	۶٫۴	۶٫۵۱	۶٫۳۱	۶٫۵۴	۶٫۵۲	۶٫۵۶	۶٫۳۳	۶٫۵۴	۶٫۳۱	۶٫۵	۶٫۴۱	۶٫۵۴	۶٫۳۸
Ti	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۳
Al(IV)	۱٫۶	۱٫۴۹	۱٫۶۹	۱٫۴۶	۱٫۴۸	۱٫۴۴	۱٫۶۷	۱٫۴۶	۱٫۶۹	۱٫۵	۱٫۵۹	۱٫۴۶	۱٫۶۲
Al(VI)	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۶	۰٫۳۹	۰٫۴	۰٫۳۵	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۳۸	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۴۲
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ⁺³	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۲۶
Fe ⁺²	۱٫۳	۱٫۲۷	۱٫۴۳	۱٫۲۴	۱٫۴۴	۱٫۱۷	۱٫۳۴	۱٫۴۸	۱٫۵۷	۱٫۳۹	۱٫۴۴	۱٫۲۲	۱٫۲
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۲٫۹۹	۳٫۰۵	۲٫۳	۳٫۰۹	۲٫۸۹	۳٫۱۸	۲٫۷۸	۲٫۸۴	۲٫۷۱	۲٫۹۵	۲٫۷۶	۳	۲٫۹۴
Ca	۱٫۸۷	۱٫۸۴	۱٫۸۵	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۶	۱٫۸۹	۱٫۸۵	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۱٫۸۶	۱٫۸۲	۱٫۸۶
Na	۰٫۶۱	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۵۹	۰٫۶۳	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۵۸	۰٫۶۴	۰٫۶	۰٫۶۳	۰٫۶۲	۰٫۶۴
K	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰	۰	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰	۰	۰
Total	۱۵٫۷۲	۱۵٫۶۷	۱۵٫۲۶	۱۵٫۶۵	۱۵٫۷	۱۵٫۵۷	۱۵٫۵۹	۱۵٫۶۹	۱۵٫۷۷	۱۵٫۷	۱۵٫۵۷	۱۵٫۵۲	۱۵٫۵۷
#mg	۰٫۷	۰٫۷۱	۰٫۶۶	۰٫۷۱	۰٫۶۷	۰٫۷۳	۰٫۶۷	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۸	۰٫۶۶	۰٫۷۱	۰٫۷۱
T(°C)	۷۷۰	۷۵۹	۷۸۵	۷۵۳	۷۵۷	۷۴۷	۷۸۰	۷۵۷	۷۸۱	۷۵۷	۷۷۵	۷۶۴	۷۷۴
P(Kbar)	۴٫۵۶	۴٫۱۲	۵٫۱۷	۳٫۹۱	۴٫۰۵	۳٫۶۵	۴٫۹۸	۴٫۰۷	۵٫۰۱	۴٫۰۵	۴٫۷۸	۴٫۲۲	۴٫۷۳

ادامه جدول ۲

سنگ نمونه	گروه ۲												
	k	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-28	
SiO ₂	۴۲٫۳۲	۴۴٫۷۳	۴۲٫۷۴	۴۲٫۶۳	۴۲٫۱۱	۴۲	۴۲٫۰۸	۴۳٫۰۸	۴۳٫۰۳	۴۲٫۹۸	۴۳٫۳	۴۳٫۴۹	۴۱٫۴۳
TiO ₂	۲٫۱۴	۱٫۸۴	۲٫۱۳	۲٫۱۶	۲٫۲۴	۲٫۲۶	۲٫۱۸	۲٫۱۹	۲٫۲۲	۲٫۲۷	۱٫۸۹	۲٫۰۵	۰٫۸۳
Al ₂ O ₃	۱۲٫۶۱	۱۰٫۴۳	۱۲٫۲۶	۱۲٫۲۶	۱۲٫۵۶	۱۲٫۵۷	۱۲٫۳۹	۱۱٫۶۵	۱۱٫۶۴	۱۱٫۸	۱۱٫۳۲	۱۱٫۳۸	۱۵٫۵۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۵
FeO(t)	۱۲٫۹۸	۱۲٫۵۱	۱۲٫۹۸	۱۲٫۷۱	۱۲٫۷۴	۱۲٫۸۲	۱۳٫۲۶	۱۲٫۲۹	۱۳٫۲	۱۳٫۱۵	۱۳٫۱	۱۲٫۷۳	۱۱٫۵۴
MnO	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱۵	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۲۲
MgO	۱۲٫۲۲	۱۳٫۳۳	۱۲٫۸۱	۱۲٫۷۱	۱۲٫۵۳	۱۲٫۶۳	۱۲٫۴	۱۳٫۰۲	۱۲٫۵	۱۲٫۵۴	۱۲٫۸۵	۱۳٫۰۲	۱۲٫۶۴
CaO	۱۱٫۵۷	۱۱٫۹۵	۱۲٫۰۸	۱۱٫۷۸	۱۱٫۸۱	۱۱٫۹۸	۱۱٫۹۹	۱۲	۱۱٫۸۸	۱۱٫۹۷	۱۱٫۸۹	۱۲٫۰۳	۱۰٫۵۱
Na ₂ O	۲٫۲۲	۲٫۰۵	۲٫۳۲	۲٫۱۷	۲٫۲۴	۲٫۲۳	۲٫۲۲	۲٫۱۵	۲٫۱۹	۲٫۲۱	۲٫۱۷	۲٫۱۶	۳
K ₂ O	۰٫۹۹	۱٫۰۹	۱٫۱	۱٫۱۳	۱٫۱۶	۱٫۲۴	۱٫۱۶	۱٫۱۱	۱٫۰۷	۱٫۱۲	۱٫۳۵	۱٫۰۶	۰٫۲
Total	۹۷٫۲۴	۹۸٫۱۶	۹۸٫۶۴	۹۷٫۶۵	۹۷٫۵۴	۹۸٫۸۴	۹۸	۹۷٫۶	۹۷٫۸۹	۹۸٫۲	۹۸٫۱۱	۹۸٫۱۱	۹۶٫۲۷
کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند.													
Si	۶٫۲۸	۶٫۵۶	۶٫۲۷	۶٫۳	۶٫۲۴	۶٫۲۲	۶٫۲۳	۶٫۳۶	۶٫۳۶	۶٫۳۴	۶٫۳۹	۶٫۴	۶٫۱
Ti	۰٫۲۴	۰٫۲	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۰۹
Al(IV)	۱٫۷۲	۱٫۴۵	۱٫۳۷	۱٫۷	۱٫۷۶	۱٫۷۸	۱٫۷۷	۱٫۶۴	۱٫۶۴	۱٫۶۶	۱٫۶۱	۱٫۶	۱٫۹
Al(VI)	۰٫۴۹	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۸۵
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱
Fe ⁺³	۰٫۲۸	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۳۱
Fe ⁺²	۱٫۳۳	۱٫۴۷	۱٫۵	۱٫۴۶	۱٫۴۷	۱٫۵	۱٫۵۵	۱٫۴۵	۱٫۵۵	۱٫۵۵	۱٫۵۳	۱٫۴۸	۱٫۱۱
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Mg	۲٫۷	۲٫۹۱	۲٫۸	۲٫۸	۲٫۷۷	۲٫۷۹	۲٫۷۴	۲٫۸۷	۲٫۷۵	۲٫۷۶	۲٫۸۳	۲٫۸۶	۲٫۷۷
Ca	۱٫۸۴	۱٫۸۸	۱٫۹	۱٫۸۷	۱٫۸۷	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۸۸	۱٫۸۹	۱٫۸۸	۱٫۹	۱٫۶۶
Na	۰٫۶۴	۰٫۵۸	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۸۵
K	۰	۰٫۲	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲	۰٫۰۴
Total	۱۵٫۵۴	۱۵٫۷۱	۱۵٫۸۲	۱۵٫۷۵	۱۵٫۷۷	۱۵٫۸۲	۱۵٫۸۲	۱۵٫۷۶	۱۵٫۷۵	۱۵٫۷۷	۱۵٫۸	۱۵٫۷۵	۱۵٫۲۲
#mg	۰٫۶۷	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۶۴	۰٫۶۶	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۸۵
T(°C)	۷۹۱	۷۴۸	۷۸۲	۷۸۴	۷۹۰	۷۹۰	۷۸۷	۷۷۲	۷۷۲	۷۷۵	۷۶۶	۷۶۶	۸۴۹
P(Kbar)	۵٫۴۱	۳٫۷	۵٫۰۵	۵٫۱۱	۵٫۳۶	۵٫۳۶	۵٫۲۳	۴٫۶۵	۴٫۶۵	۴٫۷۶	۴٫۴۱	۴٫۴۳	۷٫۷

ادامه جدول ۲

سنگ نمونه	گروه ۲										سنگ‌های آتشفشانی میزبان			
	k-28	k-28	k-28	k-28	k-28	k-28	k-28	k-28	k-28	k-28	k	k	k	k
SiO ₂	۴۱،۴۷	۴۰،۹۴	۴۰،۹	۴۱،۶۸	۴۱،۲۵	۴۳،۲۹	۴۳،۲۹	۴۲،۸	۴۲،۷۸	۴۲،۱۸	۴۴،۸۷	۴۴،۱۶	۳۹،۰۷	
TiO ₂	۰،۸۴	۰،۹۱	۱،۵۷	۱،۳۷	۱،۳۶	۰،۹۶	۰،۹۱	۰،۹۳	۰،۹۵	۲،۱	۱،۵۲	۱،۶۲	۲،۰۶	
Al ₂ O ₃	۱۶،۰۳	۱۶،۶۱	۱۵،۲۵	۱۴،۹۲	۱۵،۱۲	۱۴،۳	۱۵،۰۳	۱۴،۹۵	۱۵،۵۴	۱۰،۳۱	۸،۴۸	۸،۹۹	۱۲،۹۱	
Cr ₂ O ₃	۰،۰۵	۰،۰۴	۰،۰۸	۰،۰۸	۰،۰۸	۰،۰۹	۰،۰۸	۰،۰۸	۰،۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۲	
FeO(t)	۱۱،۴۱	۱۱،۵۷	۱۱،۹۶	۱۱،۷۲	۱۱،۷۱	۱۱،۲۲	۱۰،۵۳	۱۱،۱۴	۱۱،۳۷	۱۷،۸۳	۱۶،۸۱	۱۷،۱۹	۱۶،۱۷	
MnO	۰،۱۷	۰،۱۵	۰،۱۶	۰،۱۳	۰،۱۲	۰،۱۳	۰،۱۱	۰،۲۱	۰،۲۳	۰،۶۱	۰،۵۲	۰،۶۲	۰،۳۴	
MgO	۱۲،۶۴	۱۲،۳۵	۱۲،۴۳	۱۲،۶۴	۱۲،۴۲	۱۳،۱۱	۱۲،۷	۱۳،۱	۱۲،۶۸	۹،۸۸	۱۱،۱۳	۱۰،۸۱	۹،۸۱	
CaO	۱۰،۵۶	۱۰،۷۱	۱۱،۲	۱۱،۲۳	۱۱،۲۱	۱۰،۶۱	۱۰،۶۲	۱۱،۴۲	۱۰،۶۵	۱۱،۰۵	۱۱،۱	۱۱،۱۳	۱۱،۲۲	
Na ₂ O	۳،۰۲	۲،۹	۲،۸۱	۲،۹۸	۲،۹۲	۲،۸۹	۲،۹	۲،۸۹	۳،۰۷	۲،۱	۱،۹۸	۲،۰۸	۲،۱۹	
K ₂ O	۰،۲۴	۰،۳۱	۰،۳۴	۰،۳۲	۰،۵۷	۰،۲۲	۰،۲۶	۰،۲۷	۰،۲۴	۱،۵۷	۱،۰۷	۱،۲۱	۱،۶۳	
Total	۹۶،۴۳	۹۶،۴۹	۹۶،۷۲	۹۷،۰۷	۹۶،۷۶	۹۶،۸۲	۹۶،۵۳	۹۷،۷۹	۹۷،۶۱	۹۷،۶۴	۹۷،۴۹	۹۷،۸۳	۹۵،۴۲	
کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند.														
Si	۶۰،۹	۶۰،۲	۶۰،۵	۶۱،۴	۶۱	۶۳،۲	۶۳،۴	۶۲،۱	۶۲	۶۳،۱	۶۷،۴	۶۶،۴	۶۰،۶	
Ti	۰،۰۹	۰،۱	۰،۱۸	۰،۱۵	۰،۱۵	۰،۱۱	۰،۱	۰،۱	۰،۱	۰،۲۴	۰،۱۷	۰،۱۸	۰،۲۴	
Al(IV)	۱،۹۱	۱،۹۸	۱،۹۵	۱،۸۷	۱،۹	۱،۶۸	۱،۶۶	۱،۷۹	۱،۸	۱،۶۹	۱،۲۶	۱،۳۶	۱،۹۴	
Al(VI)	۰،۸۷	۰،۹	۰،۷۱	۰،۷۲	۰،۷۴	۰،۷۸	۰،۹۲	۰،۷۷	۰،۸۶	۰،۱۳	۰،۲۴	۰،۲۳	۰،۴۳	
Cr	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰	۰	۰	۰	
Fe ⁺³	۰،۲۹	۰،۲۸	۰،۲۵	۰،۲	۰،۲۱	۰،۲۵	۰،۱۸	۰،۱۸	۰،۲۳	۰،۲۸	۰،۱۵	۰،۱۶	۰،۱۵	
Fe ⁺²	۱،۱۲	۱،۱۴	۱،۲۳	۱،۲۴	۱،۲۴	۱،۱۲	۱،۱۱	۱،۱۷	۱،۱۵	۲،۲۳	۱،۹۶	۲	۱،۹۵	
Mn	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۱	۰،۰۳	۰،۰۳	۰،۰۸	۰،۰۷	۰،۰۸	۰،۰۵	
Mg	۲،۷۷	۲،۷۱	۲،۷۴	۲،۷۷	۲،۷۴	۲،۸۶	۲،۷۷	۲،۸۴	۲،۷۴	۲،۲۱	۲،۴۹	۲،۴۲	۲،۲۷	
Ca	۱،۶۶	۱،۶۹	۱،۷۷	۱،۷۷	۱،۷۸	۱،۶۶	۱،۶۶	۱،۷۸	۱،۶۶	۱،۷۷	۱،۷۹	۱،۷۹	۱،۸۷	
Na	۰،۸۶	۰،۸۳	۰،۸۱	۰،۸۵	۰،۸۴	۰،۸۲	۰،۸۲	۰،۸۱	۰،۸۶	۰،۶۱	۰،۵۳	۰،۶۱	۰،۶۶	
K	۰،۰۴	۰،۰۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰،۰۵	۰،۰۴	۰،۳	۰،۲۱	۰،۲۳	۰،۳۲	
Total	۱۵،۷۳	۱۵،۷۴	۱۵،۷۲	۱۵،۷۳	۱۵،۷۳	۱۵،۶۳	۱۵،۵۸	۱۵،۷۴	۱۵،۶۸	۱۵،۸۵	۱۵،۶۶	۱۵،۷	۱۵،۹۴	
#mg	۰،۸۴	۰،۸۲	۰،۷۷	۰،۷۶	۰،۷۴	۰،۸۱	۰،۷۸	۰،۷۸	۰،۸	۰،۵	۰،۵۶	۰،۵۵	۰،۵۴	
T(°C)	۸۵۲	۸۶۳	۸۴۰	۸۳۲	۸۳۷	۸۱۹	۸۳۲	۸۲۹	۸۳۹	۷۵۰	۷۱۶	۷۲۶	۸۰۸	
P(Kbar)	۷،۸۲	۸،۲۶	۷،۳۲	۷،۰۳	۷،۲۳	۶،۴۹	۷،۰۲	۶،۹	۷،۳۱	۳،۷۸	۲،۴۳	۲،۸۱	۶،۰۷	

ادامه جدول ۲

سنگ نمونه	سنگ‌های آتشفشانی میزبان									
	k	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6
SiO ₂	۳۷،۶۲	۴۱،۷۵	۴۲،۰۸	۴۱،۶۴	۴۱،۶۹	۴۱،۷۳	۴۰،۶۴	۴۲،۵۲	۳۹،۶	
TiO ₂	۲،۱۹	۲،۱۵	۲،۱۴	۲،۲۳	۲،۱۷	۲،۲	۲،۳۷	۲،۰۳	۲،۸۴	
Al ₂ O ₃	۱۳،۲۷	۱۰،۲۸	۱۰،۱۳	۱۰،۴۸	۱۰،۲۹	۱۰،۴۹	۱۰،۰۱	۹،۹۶	۱۳،۱۴	
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰،۰۱	۰،۰۳	۰	۰	۰،۰۲	۰،۰۲	۰	
FeO(t)	۱۹،۷۶	۱۸،۴۶	۱۸،۰۱	۱۸،۲۶	۱۸،۱۶	۱۸،۵۹	۱۸،۶۹	۱۷،۹۵	۱۵،۸۹	
MnO	۰،۵	۰،۵۲	۰،۵۹	۰،۵۱	۰،۵۱	۰،۵۳	۰،۴۹	۰،۵۵	۰،۱۹	
MgO	۷،۹	۹،۶۵	۹،۶۸	۹،۶۴	۹،۷۵	۹،۶۲	۹،۱۳	۱۰،۰۴	۱۰،۰۷	
CaO	۱۱،۰۸	۱۱،۱۶	۱۱،۱۵	۱۱،۰۵	۱۱،۱۷	۱۱،۲۲	۱۱،۳۵	۱۱،۲۸	۱۱،۸۲	
Na ₂ O	۲،۱۹	۱،۹۵	۲،۰۷	۱،۹۹	۲	۲،۰۳	۲،۰۱	۱،۸۸	۲،۳	
K ₂ O	۱،۶۷	۱،۶۲	۱،۶۱	۱،۷	۱،۶۷	۱،۶۲	۱،۷۸	۱،۵۵	۱،۳۵	
Total	۹۶،۱۸	۹۷،۵۴	۹۷،۴۷	۹۷،۵۳	۹۷،۴۱	۹۸،۰۳	۹۷،۴۹	۹۷،۷۸	۹۷،۲	
کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند.										
Si	۵۸،۹	۶۳،۷	۶۴،۲	۶۳،۵	۶۳،۷	۶۳،۵	۶۲،۵	۶۴،۵	۶۰،۳	
Ti	۰،۲۶	۰،۲۵	۰،۲۵	۰،۲۶	۰،۲۵	۰،۲۵	۰،۲۷	۰،۲۳	۰،۳۳	
Al(IV)	۲،۱۲	۱،۶۳	۱،۵۸	۱،۶۵	۱،۶۳	۱،۶۵	۱،۷۵	۱،۵۵	۱،۹۸	
Al(VI)	۰،۳۳	۰،۲۲	۰،۲۴	۰،۲۴	۰،۲۳	۰،۲۳	۰،۲۴	۰،۲۳	۰،۳۸	
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	
Fe ⁺³	۰،۳۷	۰،۱۸	۰،۱۳	۰،۱۷	۰،۱۵	۰،۱۷	۰،۱۳	۰،۱۶	۰،۰۷	
Fe ⁺²	۲،۲۱	۲،۱۸	۲،۱۷	۲،۱۶	۲،۱۷	۲،۲	۲،۲۷	۲،۱۲	۱،۹۵	
Mn	۰،۰۷	۰،۰۷	۰،۰۸	۰،۰۷	۰،۰۷	۰،۰۷	۰،۰۶	۰،۰۷	۰،۰۳	
Mg	۱،۸۴	۲،۲	۲،۲	۲،۱۹	۲،۲۲	۲،۱۸	۲،۰۹	۲،۲۷	۲،۲۸	
Ca	۱،۸۶	۱،۸۲	۱،۸۲	۱،۸۱	۱،۸۳	۱،۸۳	۱،۸۷	۱،۸۳	۱،۹۳	
Na	۰،۶۷	۰،۵۸	۰،۶۱	۰،۵۹	۰،۵۹	۰،۶	۰،۶	۰،۵۵	۰،۶۸	
K	۰،۳۳	۰،۳۲	۰،۳۱	۰،۳۳	۰،۳۳	۰،۳۲	۰،۳۵	۰،۳	۰،۲۶	
Total	۱۵،۹۵	۱۵،۸۳	۱۵،۸۱	۱۵،۸۲	۱۵،۸۴	۱۵،۸۵	۱۵،۸۸	۱۵،۷۶	۱۵،۹۲	
#mg	۰،۴۵	۰،۵	۰،۵	۰،۵	۰،۵۱	۰،۵	۰،۵	۰،۵۲	۰،۵۴	
T(°C)	۸۱۷	۷۵۳	۷۵۰	۷۵۷	۷۵۴	۷۵۶	۷۶۹	۷۴۶	۸۰۷	
P(Kbar)	۶،۴۳	۳،۹	۳،۷۹	۴،۰۵	۳،۹۲	۴،۰۳	۴،۵۱	۳،۶۱	۶،۰۵	

فلدسپات

ترکیب پلاژیوکلازها براساس رده‌بندی پلاژیوکلازها [۲۲] در زینولیت‌های هورنبلدیتی گروه ۱ آندزین تا لابرادوریت و در گروه ۲ لابرادوریت است (شکل ۴ ج). پلاژیوکلازهای سنگ‌های آتشفشانی ترکیب آندزین تا لابرادوریت دارند و فلدسپات پتاسیم‌دار آنها ترکیب سانیدین (Ab_{25.04}An_{7.77}Or_{67.19}) دارد (شکل ۴ ج). در برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی میزبان منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شود (جدول ۳). در صورتیکه پلاژیوکلازهای گروه ۱ و ۲ منطقه‌بندی مشخصی نشان نمی‌دهند.

دما - فشارسنجی

به منظور تعیین شرایط فشار تبلور هورنبلد‌های مورد بررسی، از فرمول $P \pm 0.5 \text{ Kb} = -3.97 + 4.23 \text{ Al}^I$ استفاده شد [۲۳]. در این روش به دلیل اینکه هسته بلور در موقع تشکیل و تبلور در تعادل با ماگمای مولد است، لذا جهت بالا بودن دقت نتایج حاصل و تعیین فشار شروع تبلور کانی که می‌تواند نشانگر عمق تقریبی تشکیل آن باشد، از ترکیب هسته کانی‌های هورنبلند استفاده شد. به این ترتیب، فشار تشکیل کانی‌های

هورنبلند در نمونه‌های گروه ۱، گروه ۲ و سنگ‌های آتشفشانی میزبان به ترتیب ۳/۶۵ تا ۵/۴، ۶/۴۹ تا ۸/۲۶ و ۲/۴۳ تا ۶/۴۳ کیلوپار به دست آمد (جدول ۲). جهت تخمین دمای تشکیل کانی هورنبلند از فرمول $T = 25.3P + 654.9$ استفاده شد [۲۴]. در این رابطه، دما بر حسب سانتیگراد و فشار، بر حسب کیلوپار است. دمای تشکیل کانی‌های هورنبلند در نمونه‌های گروه ۱، گروه ۲ و سنگ‌های آتشفشانی میزبان به ترتیب ۷۴۷ تا ۷۹۱، ۸۱۹ تا ۸۶۳ و ۷۱۶ تا ۸۱۷ درجه سانتیگراد برآورد شده است (جدول ۲). عمق تبلور کانی‌های هورنبلند (بر اساس فشار تشکیل) در نمونه‌های گروه ۱، گروه ۲ و سنگ‌های آتشفشانی میزبان به ترتیب ۱۱ تا ۱۶، ۲۰ تا ۲۵ و ۷ تا ۱۹ کیلومتر محاسبه شده است. با توجه به این که با روش‌های زمین‌فیزیک ضخامت پوسته در منطقه مورد بررسی ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر محاسبه شده است [۲۵]، به نظر می‌رسد که کانی‌های نمونه‌های گروه ۱ و گروه ۲ پس از تبلور در پوسته، در مخازن ماگمایی موقت تجمع یافته‌اند. مسلماً ماگماهای تشکیل دهنده سنگ‌های آتشفشانی میزبان دارای خاستگاهی پایین‌تر از عمق ۲۵ کیلومتر بوده‌اند و این نمونه‌ها را به همراه خود به سطح زمین منتقل کرده‌اند.

جدول ۳ نتایج بررسی نقطه‌ای پلاژیوکلازهای موجود در اتولیت‌ها و زینولیت‌های هورنبلدیتی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان منطقه.

سنگ نمونه	گروه ۱												گروه ۲ k-28
	k	k	k	k	k	k	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	
موقعیت	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته
SiO ₂	۶۲٫۳۹	۶۱٫۴۸	۶۰٫۵۸	۶۰٫۳۷	۶۰٫۱۱	۵۸٫۷۱	۶۲٫۲۸	۶۱٫۸۲	۵۹	۵۹٫۳۷	۵۸٫۵۱	۵۶٫۷۷	۵۱٫۵۱
TiO ₂	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Al ₂ O ₃	۲۳٫۶۴	۲۳٫۸۶	۲۴٫۵۶	۲۴٫۴۲	۲۳٫۶۶	۲۶٫۴۲	۲۳٫۸۴	۲۴٫۳۹	۲۵٫۷۷	۲۴٫۶۸	۲۸٫۹۴	۲۵٫۷۶	۳۰٫۹۴
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
FeO(t)	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۱۸	۰٫۴۳	۰٫۲۱	۰٫۴۹	۰٫۴۲	۰٫۳۱
MnO	۰	۰٫۰۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۲
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲
CaO	۵٫۵۸	۶٫۰۳	۳٫۹۲	۶٫۸۸	۶٫۲۱	۸٫۴۱	۵٫۶۲	۶٫۱۸	۸٫۳	۷٫۳۶	۷٫۹۹	۹٫۰۶	۱۳٫۸۷
Na ₂ O	۷٫۷۷	۷٫۴۳	۷٫۰۷	۷٫۱۷	۷٫۳۹	۶٫۴۵	۷٫۵۲	۷٫۵۴	۶٫۲۵	۶٫۹۲	۶٫۱۱	۵٫۹۹	۳٫۴۴
K ₂ O	۰٫۹۸	۰٫۹۱	۰٫۷۶	۰٫۷۳	۰٫۹۶	۰٫۵۴	۱٫۱۲	۰٫۹۴	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۷۵	۰٫۶	۰٫۰۹
Total	۱۰۰٫۵۴	۹۹٫۹۶	۱۰۰٫۰۷	۹۹٫۸۳	۹۸٫۷۵	۱۰۰٫۸۷	۱۰۰٫۶۸	۱۰۱٫۱۱	۱۰۰٫۴۵	۹۹٫۲۳	۹۸٫۸۳	۹۸٫۷۲	۱۰۰٫۲۳
کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.													
Si	۲٫۴۸	۲٫۴۶	۲٫۴۲	۲٫۴۲	۲٫۴۴	۲٫۳۳	۲٫۴۷	۲٫۴۴	۲٫۳۵	۲٫۳۹	۲٫۳۷	۲٫۳	۲٫۰۵
Al	۱٫۲۵	۱٫۲۷	۱٫۳۱	۱٫۳۱	۱٫۲۸	۱٫۴	۱٫۲۶	۱٫۲۹	۱٫۳۷	۱٫۳۳	۱٫۳۵	۱٫۳۹	۱٫۶۵
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe+2	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Zn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱
Ca	۰٫۴۴	۰٫۴۸	۰٫۵۵	۰٫۵۵	۰٫۵	۰٫۶۷	۰٫۴۵	۰٫۴۹	۰٫۶۶	۰٫۵۹	۰٫۶۵	۰٫۷۳	۱٫۱۱
Na	۱٫۲۴	۱٫۱۹	۱٫۱۳	۱٫۱۵	۱٫۲	۱٫۰۲	۱٫۱۹	۱٫۱۹	۱	۱٫۱۲	۰٫۹۹	۰٫۹۷	۰٫۵۵
K	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۰۶
Total	۵٫۵۸	۵٫۵۶	۵٫۵۴	۵٫۵۶	۵٫۶۱	۵٫۵۳	۵٫۵۸	۵٫۵۹	۵٫۵۲	۵٫۵۶	۵٫۵۲	۵٫۵۳	۵٫۴۵
Or	۸٫۴۸	۸٫۰۴	۶٫۷۱	۶٫۴۱	۸٫۳۵	۴٫۸۳	۹٫۶۹	۸٫۱۲	۶٫۰۱	۶٫۱	۶٫۸۸	۵٫۴۲	۰٫۸۸
Ab	۶۷٫۳۷	۶۵٫۴۴	۶۲٫۶۱	۶۳٫۲۵	۶۴٫۵۴	۵۷٫۶	۶۵٫۷۴	۶۵٫۱۹	۵۶٫۴۸	۶۱٫۳	۵۶٫۳	۵۳٫۸۴	۳۲٫۸۳
An	۲۴٫۱۶	۲۶٫۵۲	۳۰٫۶۸	۳۰٫۳۴	۲۷٫۱۲	۳۷٫۵۷	۲۴٫۵۷	۲۶٫۶۹	۳۷٫۵۱	۳۲٫۶۱	۳۶٫۸۳	۴۰٫۷۴	۶۶٫۲۹

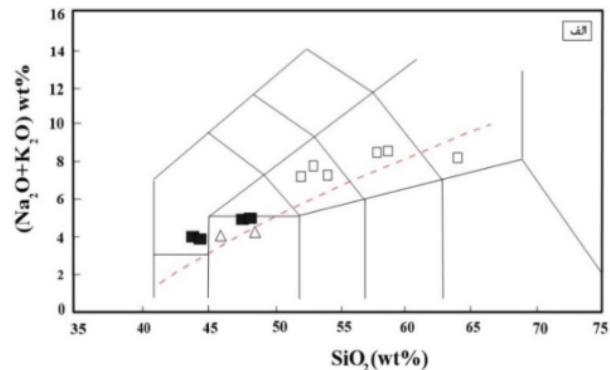
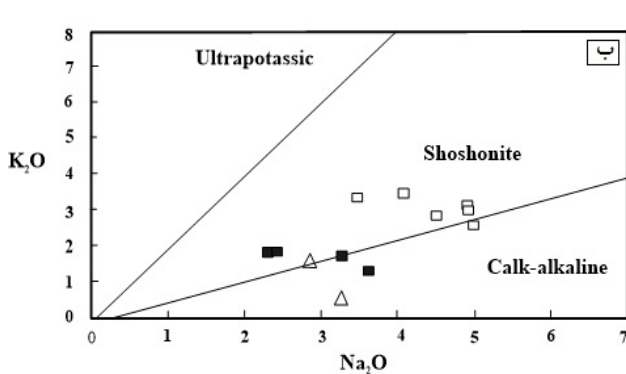
ادامه جدول ۳

سنگ نمونه	گروه ۲		سنگ‌های آتشفشانی میزان										
	k-28	k	k	k	k	k	k	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6	k-6
موقعیت	هسته	هسته	حاشیه	میانه	هسته	میانه	حاشیه	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته	هسته
SiO ₂	۵۲٫۱۵	۵۱٫۹	۵۸٫۳۶	۶۲٫۳۵	۵۸٫۰۴	۵۸٫۴۲	۵۵٫۶۵	۵۷٫۲۳	۵۹٫۲۱	۵۸٫۵۹	۵۶٫۵۸	۶۰٫۶۳	۷۱٫۴۱
TiO ₂	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۱۵
Al ₂ O ₃	۲۹٫۴	۳۰٫۱۲	۲۶٫۳۱	۲۳٫۷۳	۲۵٫۱۲	۲۴٫۷۷	۲۶٫۲۸	۲۶٫۸۳	۲۵٫۲	۲۵٫۵۵	۲۶٫۸۳	۲۳٫۹۹	۱۵٫۱۳
Cr ₂ O ₃	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱
FeO(t)	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۲۴	۰٫۳۸	۰٫۲۳	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۲۹	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۲۲	۱٫۱۸
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰	۰	۰٫۰۲
MgO	۰	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۲۱
CaO	۱۲٫۸۹	۱۳٫۲۶	۸٫۵۱	۵٫۴۸	۷٫۸	۷٫۶۵	۹٫۵۸	۹٫۲۳	۷٫۶۱	۸٫۲۴	۹٫۶۲	۶٫۳۸	۱۳٫۶
Na ₂ O	۳٫۸۶	۳٫۶۵	۶٫۱۳	۷٫۶۱	۶٫۱۶	۶٫۵۹	۵٫۷۱	۵٫۸۶	۶٫۶۶	۶٫۳۷	۵٫۷۳	۷٫۱	۲٫۱۹
K ₂ O	۰٫۲۵	۰٫۱۳	۰٫۶۸	۱٫۰۴	۰٫۶۳	۰٫۷	۰٫۳۸	۰٫۵۶	۰٫۷۲	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۹۱	۵٫۸۷
Total	۹۹٫۰۶	۹۹٫۵۱	۱۰۰٫۳۵	۱۰۰٫۵۲	۹۸٫۱۶	۹۸٫۳۹	۹۸٫۰۷	۱۰۰٫۱۷	۹۹٫۹	۹۹٫۸۳	۹۹٫۶۵	۹۹٫۲۶	۹۷٫۵۳
کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.													
Si	۲٫۱۱	۲٫۰۸	۲٫۳۳	۲٫۴۸	۲٫۳۷	۲٫۳۷	۲٫۲۷	۲٫۲۹	۲٫۳۷	۲٫۳۵	۲٫۲۷	۲٫۴۴	۲٫۹۳
Al	۱٫۵۸	۱٫۶۱	۱٫۴	۱٫۲۶	۱٫۳۶	۱٫۳۴	۱٫۴۳	۱٫۴۳	۱٫۳۵	۱٫۳۶	۱٫۴۴	۱٫۲۹	۰٫۸۳
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱
Fe+3	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۱
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲
Zn	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰
Ca	۱٫۰۴	۱٫۰۷	۰٫۶۸	۰٫۴۴	۰٫۶۴	۰٫۶۲	۰٫۷۸	۰٫۷۴	۰٫۶۱	۰٫۶۶	۰٫۷۷	۰٫۵۱	۰٫۱۱
Na	۰٫۶۲	۰٫۵۹	۰٫۹۸	۱٫۲۱	۱	۱٫۰۷	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۱٫۰۷	۱٫۰۲	۰٫۹۲	۱٫۱۴	۰٫۳۶
K	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۵	۰٫۹۶
Total	۵٫۴۳	۵٫۴	۵٫۵۵	۵٫۵۸	۵٫۵	۵٫۵۳	۵٫۵	۵٫۵۳	۵٫۵۵	۵٫۵۴	۵٫۵۱	۵٫۵۵	۵٫۳۲
Or	۲٫۳۵	۱٫۲	۶٫۱	۹٫۱۱	۵٫۸۶	۶٫۳	۳٫۵	۵٫۰۳	۶٫۴۱	۶٫۲۲	۴٫۵۶	۸٫۱۵	۶۷٫۱۹
Ab	۳۶٫۵	۳۵٫۱	۵۵٫۴۵	۶۶٫۸۲	۵۷٫۶۲	۵۹٫۳	۴۷٫۵۲	۵۳٫۱۳	۵۹٫۵۵	۵۶٫۹۳	۵۱٫۹	۶۳٫۳۸	۲۵٫۰۴
An	۶۱٫۱	۶۳٫۶۹	۳۸٫۴۵	۲۴٫۰۸	۳۶٫۵۲	۳۴٫۴	۴۴٫۰۳	۴۱٫۸۴	۳۴٫۰۴	۳۶٫۸۵	۴۳٫۵۴	۲۸٫۴۷	۷٫۷۷

زمین شیمی سنگ کل

نتایج بررسی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های گروه ۱ و ۲ و سنگ‌های آتشفشانی میزان در جدول ۴ آورده شده است. بیشتر نمونه‌ها در شکل ۵ الف در گستره قلیایی قرار می‌گیرند. در شکل ۵ ب موقعیت نمونه‌ها براساس نسبت اکسید پتاسیم به اکسید سدیم نشان داده است [۲۶]. چنانکه دیده می‌شود،

سنگ‌های آتشفشانی میزان در گستره شوشونیتی و نمونه‌های گروه ۱ و ۲ در گستره‌های شوشونیتی و آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. با مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی، ملاحظه می‌شود که در سنگ‌های آتشفشانی مقادیر CaO، MgO و FeO(t) کمتر و مقادیر Na₂O، K₂O، P₂O₅ و SiO₂ بیشتر از نمونه‌های گروه ۱ و ۲ هستند (جدول ۴).



شکل ۵ الف- نمودار Na₂O+K₂O نسبت به SiO₂ و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آن [۲۷]. ب- نمودار Na₂O نسبت به K₂O و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آن. اتولیت‌های هورنبلدیتی (گروه ۱) با نماد مربع توپر و زینولیت‌های هورنبلدیتی (گروه ۲) با نماد مثلث و سنگ‌های آتشفشانی میزان با نماد مربع توخالی مشخص شده‌اند

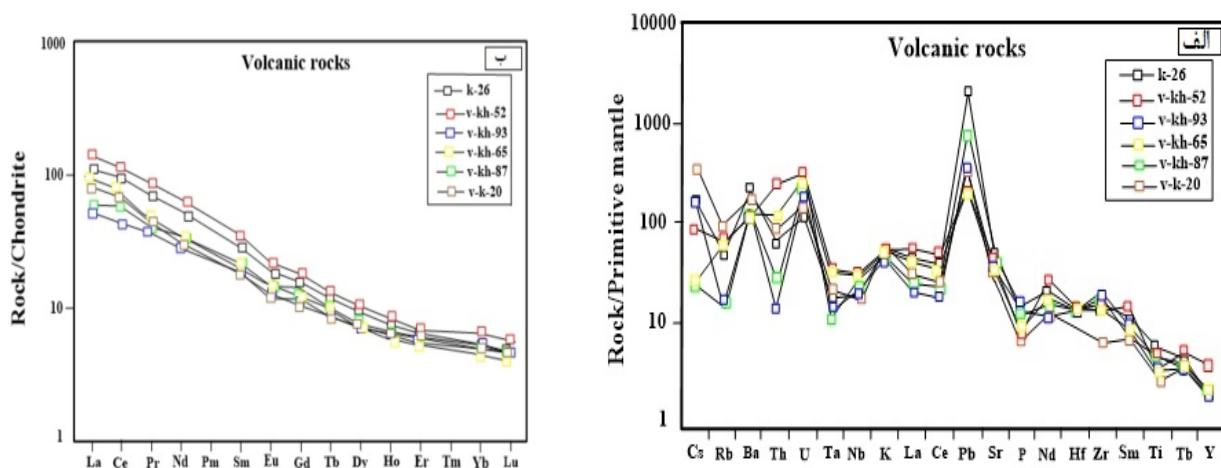
جدول ۴ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های اتولیت‌ها و زینولیت‌های هورنبلندیتی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان منطقه.

سنگ نمونه	گروه ۱				گروه ۲		سنگ‌های آتشفشانی میزبان					
	K	K-6	K-11	Kh-52	K-28	Kh-12	V-K-26	V-K-20	V-Kh-93	V-Kh-52	Kh-87	V-Kh-65
SiO ₂	۴۳٫۸۶	۴۴٫۲	۴۸٫۳۲	۴۷٫۸۶	۴۸٫۸۶	۴۵٫۷۷	۵۲٫۸	۶۴٫۸۵	۵۲٫۷	۵۸٫۷۴	۵۲٫۵۲	۵۹٫۵۵
TiO ₂	۱٫۸۵	۱٫۸۳	۱٫۶۸	۲٫۲۱	۰٫۸۱	۱٫۶۹	۱٫۳۲	۰٫۶۴	۱٫۱۴	۰٫۸۲	۱٫۱۱	۰٫۸
Al ₂ O ₃	۱۲٫۳۹	۱۲٫۳۴	۱۶٫۲۶	۱۵٫۱	۱۶٫۰۳	۱۵٫۵	۱۶٫۱۴	۱۷٫۱۵	۱۷٫۵۴	۱۶	۱۷٫۳۶	۱۵٫۷۲
FeO(t)	۱۲٫۶۲	۱۲٫۲۶	۱۱٫۶۶	۱۴٫۳۱	۸٫۹۸	۱۲	۸٫۷۸	۵٫۱۵	۸٫۵	۸٫۳۳	۸٫۱۴	۵٫۳۶
MnO	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۲۱	۰٫۲	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۰۹
MgO	۱۲٫۱۱	۱۱٫۷۱	۷٫۲۹	۵٫۴۲	۸٫۹	۷٫۶۹	۴٫۶۱	۰٫۹۶	۲٫۷۹	۳٫۴۲	۲٫۵۳	۳٫۵۶
CaO	۱۰٫۴۱	۱۰٫۳۳	۱۰٫۲۸	۸٫۴۴	۱۱٫۰۸	۹٫۹۷	۹٫۰۳	۳٫۶۹	۷٫۷۳	۵٫۷۸	۷٫۶۸	۵٫۸
Na ₂ O	۲٫۲۵	۲٫۲۸	۳٫۷۳	۳٫۲۴	۳٫۲۳	۲٫۸۷	۳٫۴۷	۴٫۱	۴٫۹۸	۴٫۹۲	۴٫۵	۴٫۹۷
K ₂ O	۱٫۷۶	۱٫۸۵	۱٫۱۶	۱٫۵۷	۰٫۶۲	۱٫۴	۳٫۳۹	۳٫۴۸	۲٫۵۸	۳٫۰۵	۲٫۸۵	۲٫۹۴
P ₂ O ₅	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۳	۰٫۰۸	۰٫۱۶	۰٫۶۶	۰٫۳۱	۰٫۶۲	۰٫۳۹	۰٫۵۸	۰٫۴
LOI	۱٫۱۲	۱٫۲۱	۰٫۷۸	۲٫۱۵	۰٫۹۶	۲٫۰۶	۱٫۲۷	۰٫۸۲	۲٫۵۶	۱٫۵۵	۲٫۳۳	۰٫۵۴
Total	۹۸٫۸۲	۹۸٫۴۸	۱۰۱٫۶۱	۱۰۰٫۸	۹۹٫۷۱	۹۹٫۰۸	۱۰۱٫۵۸	۱۰۱٫۱۹	۱۰۱٫۳۳	۱۰۰٫۰۹	۹۹٫۷۷	۹۹٫۷۴
Sr	۲۸۱٫۶۷	۳۰۰٫۲۷	۵۶۸٫۴۹	۴۳۴٫۰۴	۲۶۸٫۴۳	۳۱۱٫۸۹	۱۱۲۹٫۱۶	۶۷۳٫۹۱	۸۶۷٫۷۸	۱۰۰۲٫۷۷	۱۲۴۷٫۶۳	۸۲۱٫۱۹
Ba	۳۵۵٫۷	۳۶۱٫۳۱	۵۹۱٫۵۲	۵۴۰٫۵۴	۱۱۴٫۴۳	۱۳۶٫۹۸	۱۵۲۰٫۹۳	۱۲۳۱	۸۷۸٫۹۵	۸۳۴٫۸۶	۸۷۲٫۲۹	۹۰۹٫۱۳
V	۳۸۳٫۲۵	۳۷۹٫۶۳	۲۹۸٫۵۴	۳۰۸٫۲۴	۲۲۱٫۹	۲۶۳٫۴۴	۲۲۶٫۶۲	۱۰۹٫۹	۲۰۲٫۴۸	۹۷٫۹۷	۱۸۴٫۷۴	۹۳٫۹۳
Cr	۹۵٫۱	۸۴٫۲۱	۳۰۰٫۶۱	۲۷۴٫۷۲	۳۷۰٫۳۸	۳۱۰٫۳۲	۱۶۶٫۸۲	۱۱٫۷۶	۵٫۲۶	۱۳۵٫۳۴	۲۰٫۰۶	۱۳۸
Co	۶۲٫۷۵	۶۲٫۳۲	۴۲٫۰۱	۵۵٫۴۹	۴۰٫۲۴	۵۳٫۳۶	۴۶٫۹۶	۲۸٫۷۶	۲۷٫۲	۲۷٫۷	۲۶٫۳۷	۳۳٫۶۱
Ni	۱۳۸٫۱۴	۱۳۵٫۵۴	۶۱٫۸	۱۸۶٫۰۱	۱۴۱٫۷۴	۹۲٫۵۱	۸۰٫۶۱	۷٫۶۹	۸٫۲۷	۶۷٫۷۶	۱۶٫۶۳	۶۷٫۷۲
Y	۲۶٫۶۱	۲۵٫۵۵	۳۹٫۹۷	۳۲٫۰۸	۲۱٫۴۲	۲۰٫۷۵	۲۳٫۶۳	۱۳٫۶۱	۳۲٫۵	۱۵٫۶۶	۳۴٫۶۳	۱۴٫۷۴
Zr	۵۷٫۲	۵۷٫۲۶	۵۷٫۶۵	۸۱٫۱۸	۲۵٫۷۹	۴۷٫۲۶	۱۹۱٫۴۴	۸۳٫۰۳	۲۱۶٫۸۱	۱۶۲٫۸۵	۲۴۱٫۸۱	۱۵۷٫۰۲
Nb	۵٫۹۴	۵٫۹۸	۹٫۶۹	۲۴٫۵۲	۳٫۳۹	۷٫۲۴	۱۴٫۷	۱۳٫۵۴	۱۶٫۶۳	۲۳٫۱۷	۱۹٫۶	۲۲٫۶۵
Mo	۰٫۴۶	۰٫۲۶	۰٫۴۶	۰٫۸۸	۰٫۳۴	۰٫۷۳	۳٫۶۳	۲٫۲۸	۰٫۹۷	۱٫۴	۲٫۴۹	۰٫۸۵
La	۱۲٫۵۲	۱۰٫۴۲	۱۷٫۵۹	۱۵٫۳۵	۵٫۰۱	۶٫۳۶	۳۴٫۴۹	۲۴٫۷۷	۱۵٫۹۶	۴۲٫۸۹	۱۸٫۸۶	۲۹٫۹۵
Ce	۳۴٫۷۹	۲۷٫۳۸	۳۸٫۵	۳۹٫۰۷	۱۱٫۵۶	۱۶٫۵۱	۷۷٫۸۳	۵۳٫۸۴	۳۴٫۳۴	۸۹٫۴۹	۴۷٫۱۳	۶۸٫۹۹
Pr	۴٫۹۹	۴٫۰۷	۴٫۵۹	۴٫۱۲	۱٫۵۳	۲٫۱۵	۸٫۳۵	۵٫۴۸	۴٫۳	۱۰٫۳۶	۵٫۰۵	۶٫۹۶
Nd	۲۴٫۵۴	۱۹٫۹۲	۱۹٫۷۳	۱۶٫۶۷	۷٫۱۲	۱۰٫۱۹۶	۳۱٫۸۱	۱۹٫۴۲	۱۶٫۸۳	۳۸٫۴۲	۲۱٫۲۳	۲۵٫۷
Sm	۶٫۴۲	۵٫۱۳	۴٫۶۲	۳٫۷۴	۲٫۱۴	۲٫۷۲	۵٫۶	۳٫۵۲	۳٫۵۳	۶٫۷۳	۴٫۲۱	۴٫۳۹
Eu	۱٫۸۵	۱٫۴	۱٫۳۸	۱٫۱۵	۰٫۸۷	۱٫۰۳	۱٫۴۲	۰٫۹۷	۰٫۸۸	۱٫۵۶	۱٫۰۸	۱٫۰۷
Gd	۶٫۷۳	۵٫۱۳	۴٫۷۷	۴٫۰۱	۲٫۸	۲٫۹۸	۴٫۰۹	۲٫۷۸	۳٫۰۶	۴٫۶۸	۳٫۶۱	۳٫۰۸
Tb	۰٫۹۲	۰٫۷	۰٫۷۳	۰٫۶۴	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۵۶	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۶۱	۰٫۴۸	۰٫۴۱
Dy	۴٫۹	۳٫۸۱	۴٫۵۲	۳٫۸	۳٫۱۵	۲٫۹۴	۲٫۹۶	۲٫۳	۲٫۲۷	۳٫۱۸	۲٫۴۸	۲٫۰۳
Ho	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹۶	۰٫۷۸	۰٫۶۹	۰٫۵۹	۰٫۵۴	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۵۹	۰٫۴۸	۰٫۳۷
Er	۲٫۲۷	۱٫۷۷	۲٫۶۲	۲٫۰۸	۱٫۹۸	۱٫۵۷	۱٫۳۷	۱٫۲	۱٫۱۷	۱٫۴۶	۱٫۲۷	۰٫۹۵
Yb	۱٫۶۶	۱٫۲۸	۲٫۱۹	۱٫۷	۱٫۷۷	۱٫۳۲	۱٫۱۱	۱٫۰۸	۱٫۰۳	۱٫۳۵	۱٫۱۲	۰٫۸۱
Lu	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۱
Hf	۲٫۰۷	۲٫۲۳	۱٫۷	۲٫۱۱	۰٫۸۷	۱٫۴۷	۴٫۴۹	۳٫۱۳	۴٫۴۷	۴٫۷۳	۴٫۷	۴٫۳۸
W	۱۹٫۳۲	۱۶	۳۸٫۲۷	۳۱٫۳۳	۳۱٫۹۸	۳۲٫۲۹	۱۲۶٫۳۳	۱۲۱٫۶۲	۴۴٫۶۹	۶۴٫۲۱	۲۹٫۷۹	۷۰٫۷۳
Th	۰٫۵۹	۰٫۷۵	۰٫۶۷	۱٫۲۶	۰٫۵۴	۰٫۵۱	۵٫۷۴	۸٫۱	۱٫۳۳	۲۱٫۲	۲٫۳۳	۱۰٫۹
U	۰٫۵۴	۰٫۵۷	۰٫۴۲	۰٫۸۹	۰٫۲۳	۰٫۴۳	۲٫۶۲	۳٫۵۴	۴٫۲۳	۶٫۸۱	۵٫۵۴	۶٫۰۹
Cu	۲۱٫۹۵	۱۹٫۵۷	۱۲٫۰۴	۱۸۹٫۸۸	۱۵٫۰۴	۴۶٫۳۱	۴۸٫۹۳	۱۸٫۷۴	۴۴٫۷۳	۴۰٫۵۲	۷۹٫۵۹	۱۷۵٫۱۳
Zn	۹۵٫۷۸	۸۲٫۰۹	۸۷٫۸	۱۳۷٫۵۱	۵۵٫۹۵	۹۰٫۹۳	۱۳۸٫۶۹	۶۲٫۸۴	۸۹٫۷۶	۵۰٫۸۴	۸۶٫۲۹	۴۶٫۴
Ga	۱۵٫۱	۱۲٫۶۱	۱۶٫۳۶	۱۶٫۷	۱۲	۱۵٫۶	۱۷٫۰۱	۱۸٫۶	۱۷٫۸	۱۸٫۳۵	۱۸٫۴۴	۱۶٫۹۶
Rb	۴۶٫۲۴	۲۸٫۱۵	۶۵٫۳	۳۱٫۲۶	۳٫۱۳	۱۷٫۲۳	۳۷٫۱	۶۷٫۱۵	۱۰۰٫۳۲	۴۶٫۴۶	۱۰۰٫۰۸	۳۸٫۹۷
Cs	۱۰٫۴۶	۱۵٫۷۱	۰٫۷۲	۱٫۶۱	۰٫۱۷	۴٫۲۳	۳٫۹۷	۹٫۰۶	۴٫۰۸	۲٫۱۶	۰٫۵۷	۰٫۶۲
Ta	۰٫۳۳	۰٫۲۶	۰٫۴۳	۱٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۴۶	۰٫۷۷	۰٫۹۹	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۵۲	۱٫۴۵
Pb	۵٫۲۶	۵٫۱۵	۹٫۶۶	۸٫۲۳	۴٫۷۲	۵٫۶۳	۱۴۲٫۱۷	۲۳٫۹۲	۲۶	۱۵٫۶	۵۷٫۶۲	۱۵٫۱۷
Ba/Nb							۱۰۳	۹۱	۵۳	۳۶	۴۵	۴۰
Ba/Ta							۱۹۶۶	۱۲۴۵	۱۳۹۱	۵۱۲	۱۶۷۷	۶۲۷

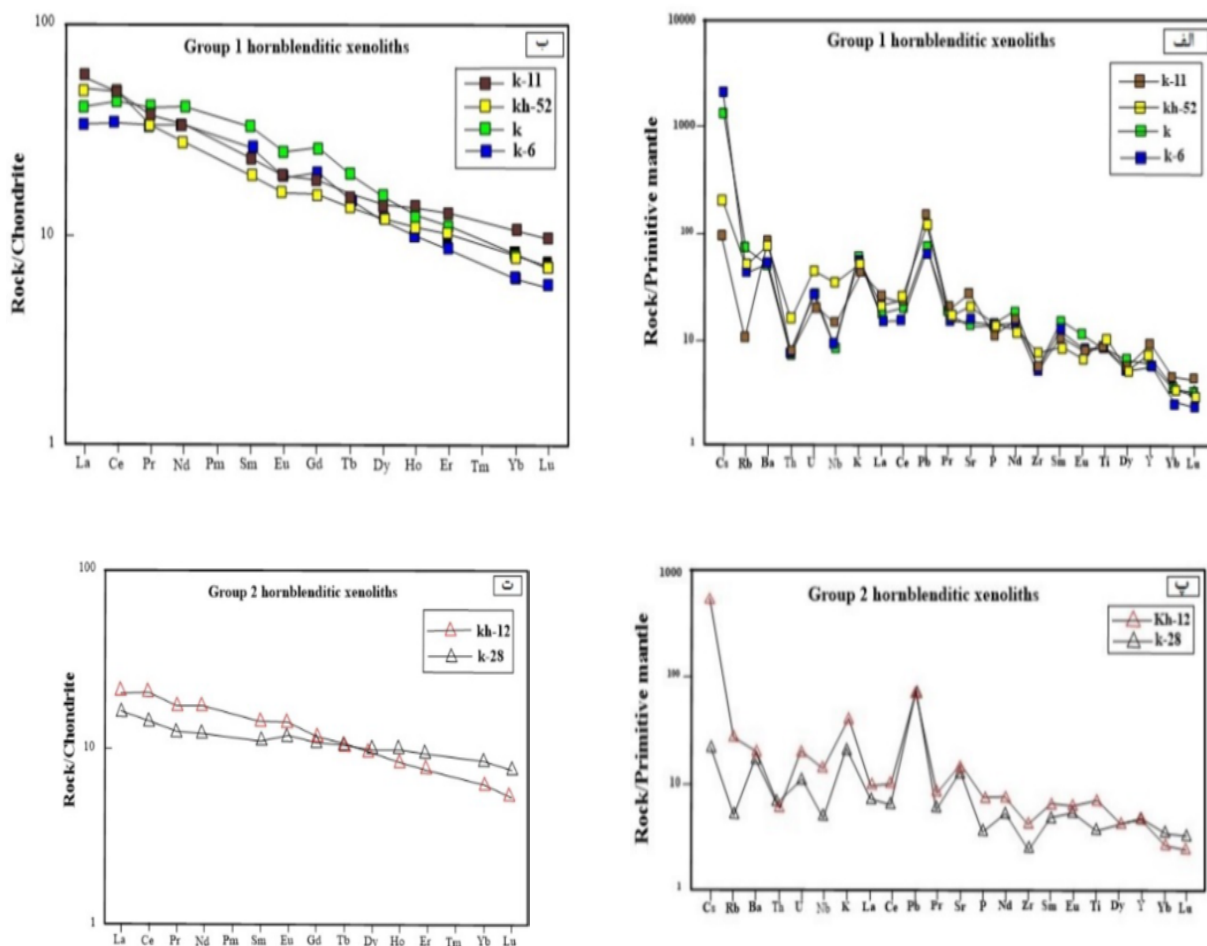
بررسی روند تغییرات میانگین عناصر کمیاب براساس نمودارهای عنکبوتی عادی نسبت به کندریت و گوشته اولیه در سنگ‌های آتشفشانی نشانگر غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر ناسازگار نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است (شکل ۶ الف و ب). غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE در این الگو می‌تواند نشانگر وجود گارنت در مواد خاستگاه، نرخ کم ذوب و گریزندگی بالای $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در محیط تشکیل ماگمای سنگ-های آتشفشانی باشد. بی‌هنجاری مثبت Pb و بی‌هنجاری‌های منفی Hf و Zr به آرایش پوسته‌ای اشاره دارند. بی‌هنجاری‌های منفی Ta و Nb مشابه سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش کرانه فعال قاره‌ای است [۲۸، ۲۹]. مقادیر $\text{Ba/Ta} > 450$ و $\text{Ba/Nb} > 2$ نشان دهنده ماگماتیسم در ارتباط با فرورانش است [۳۰]. نسبت Ba/Nb در سنگ‌های آتشفشانی از ۳۶ تا ۱۰۳ متغیر است. همچنین نسبت Ba/Ta در سنگ‌های آتشفشانی از ۵۱۱ تا ۱۹۶۵ تغییر می‌کند که نشانگر تاثیر اجزای فرورانشی در ماگماهای سنگی منطقه است. بالا بودن فراوانی LREE و LILE بیانگر دگرنهاده شدن گوشته غنی شده است. بنابراین گوشته دگرنهاده می‌تواند به عنوان منبع سنگ‌های آتشفشانی مطرح شود. مقدار کروم در سنگ‌های حدواسط ۵ تا ۱۳۹ ppm است و مقدار نیکل در سنگ‌های حدواسط ۷ تا ۸۰ ppm است. کمتر بودن مقادیر عناصر سازگار کروم و نیکل در سنگ-های آتشفشانی می‌تواند نشان دهنده خروج کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن از ماگمای اولیه باشد. فقدان کانی الیوین و فراوانی کمتر کانی کلینوپیروکسن به‌ویژه در سنگ‌های حدواسط به شاید دلیلی بر این مطلب باشد.

گروه ۱ غنی‌شدگی مشخصی در عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین نشان می‌دهند و شکل روند مشابهی با سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارند و همانند آنها بی-هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). گروه ۱، بی-هنجاری منفی برای Th و Zr و بی‌هنجاری مثبت برای Ba، K، Sm، Nd و Ti نشان می‌دهند (شکل ۷ الف) که به تجمع کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن وابسته است و مقادیر مختلف P، Ce و La با فراوانی متفاوت کانی آپاتیت در این نمونه‌ها در ارتباط است. غنی‌شدگی عناصر ناسازگار مانند Ba، U و Pb و LREE شواهد روشنی برای منشاء غنی‌شدگی

و دگرنهادی آنهاست. مقادیر عناصر سازگار نیکل و کروم در زینولیت‌های گروه ۱ همانند سنگ‌های آتشفشانی میزبان است. با توجه به مقادیر عناصر سازگار نیکل و کروم و شکل روند عناصر خاکی نادر (REE) و مشابهت ترکیب شیمیایی عناصر اصلی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول، احتمال داده می‌شود که ترکیب ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آتشفشانی میزبان و نمونه‌های گروه ۱ یکسان باشند. با در نظر گرفتن تشابه‌های گفته شده در بالا می‌توان نمونه‌های گروه ۱ را اتولیت در نظر گرفت. نمونه‌های گروه ۲ همانند گروه ۱ غنی‌شدگی در عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین نشان می‌دهند (شکل ۷ ت). مقدار LREE در نمونه‌های گروه ۲ کمتر از گروه ۱ است (جدول ۴) و برخلاف نمونه‌های گروه ۱ بی‌هنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند. این گروه نیز همانند گروه ۱ بی‌هنجاری منفی برای Th و Zr و بی‌هنجاری مثبت برای Ba، K، Sm، Nd و Ti نشان می‌دهند (شکل ۷ پ) که به تجمع کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن وابسته است. مقادیر عناصر P، Ce و La در گروه ۲ کمتر از گروه ۱ است که با فراوانی کمتر کانی آپاتیت در نمونه‌های این گروه در ارتباط است. چنانکه در جدول ۴ دیده می‌شود، مقدار TiO_2 در نمونه‌های گروه ۲ کمتر از گروه ۱ است و با توجه به اینکه Ti عنصری کم تحرک است، در اثر دگرسانی از سنگ و کانی به راحتی خارج نمی‌شود و در نتیجه مقدار این عنصر در ترکیب خاستگاه ماگمای این گروه کمتر از گروه ۱ است. چنانکه در مبحث شیمی کانی‌ها نیز بیان شد مقدار TiO_2 در ترکیب آمفیبول‌های گروه ۲ کمتر از گروه ۱ است و این تاییدی دیگر بر کمتر بودن این عنصر در خاستگاه ماگماهای این گروه است. علاوه بر Ti، مقدار عناصر ناسازگار دیگر از قبیل K، Ba، Th و U در نمونه‌های گروه ۲ کمتر از نمونه‌های گروه ۱ است. با در نظر گرفتن مقادیر LREE و عناصر ناسازگار، به‌نظر می‌رسد که ترکیب خاستگاه ماگمای نمونه‌های گروه ۲ با نمونه‌های گروه ۱ مشابه نیستند. براساس موارد گفته شده در بالا، احتمال داده می‌شود که خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده نمونه‌های گروه ۲ نیز گوشته دگرنهاده باشد، با این تفاوت که غنی‌شدگی خاستگاه این گروه کمتر از گروه ۱ است. به این ترتیب می‌توان نمونه‌های گروه ۲ را بعنوان زینولیت در نظر گرفت.



شکل ۶ الف- نمودار عنكبوتي سنگ‌های آتشفشانی ميزبان بهنجار شده با گوشته اوليه [۳۱]. ب- نمودار عناصر خاکی نادر سنگ‌های آتشفشانی بهنجار شده نسبت به کندريت‌ها. [۳۲]



شکل ۷ الف و ب- نمودارهای عنكبوتي اتوليت‌ها و زينوليت‌های هورنبلنديتي بهنجار شده با گوشته اوليه. ب و ت- نمودار عناصر خاکی نادر اتوليت‌ها و زينوليت‌های هورنبلنديتي بهنجار شده نسبت به کندريت‌ها.

برداشت

داده است که سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از لحاظ سنی مربوط به پليو-کواترنراند. بیشتر اتوليت‌ها و زينوليت‌های هورنبلنديتي مشاهده شده در این مجموعه در بخش فوران‌های

سنگ‌های آتشفشانی قلیایی در شمالی‌ترین بخش منطقه آتشفشانی ارومیه-دختر قرار دارند. بررسی‌های صحرایی نشان

دانشگاه تبریز به انجام رسیده است که به این وسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود. نگارندگان از آزمایشگاه تولوز فرانسه برای انجام بررسی‌های نقطه‌ای کانی‌ها و بررسی کلی سنگ نهایت سپاس و امتنان را دارند.

مراجع

- [1] Capedri S., Venturelli G., Salvioli M.E., Crawford A.J., Barbieri M., "Upper-mantle xenoliths and megacrysts in an alkali basalt from Tallante, south-eastern Spain", *European journal of Mineralogy* 1 (1989) 685-699.
- [2] Downes H., Upton B.G.I., Handisyde E., Thirlwall M.F., "Geochemistry of mafic and ultramafic xenoliths from Fidora (Southern Uplands, Scotland): implications for lithospheric processes in Permo-Carboniferous times", *Lithos* 58 (2001) 105-124.
- [3] Downes H., Kostoula T., Iones P., Beard D., Thirlwall F., Bodinier L.L., "Geochemistry and Sr-Nd isotopic compositions of mantle xenoliths from the Monte Vulture carbonatite melilitite volcano, central southern Italy", *Contrib. Mineral. Petrology* 144 (2002) 78-93.
- [4] Carraro A., Visona D., "Mantle xenoliths in Triassic camptonite dykes of the Predazzo area (Dolomites, northern Italy); petrography, mineral chemistry and geothermobarometry", *European journal of Mineralogy* 15 (2003) 103-115.
- [5] Orejana D., Villaseca C., Paterson B.A., "Geochemistry of Pyroxenitic and hornblenditic xenoliths in alkaline lamprophyres from the Spanish central system", *lithos* 86 (2006) 167-196.
- [6] Witt-Eickschen G., Kramm U., "Evidence for the multiple stage evolution of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Eifel (Germany) from pyroxenite and composite pyroxenite/ peridotite xenoliths", *Contrib. Mineral. Petrology* 131 (1998) 258-272.
- [7] Capedri S., Venturelli G., Salvioli M.E., Crawford A.J., Barbieri M., "Upper-mantle xenoliths and megacrysts in an alkali basalt from Tallante, south-eastern Spain", *European journal of Mineralogy* 1 (1989) 685-699.
- [8] Frey F.A., Prinz M., "Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona; petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis", *Earth Planet. Sci. Lett.* 38 (1978) 129-176.
- [9] Irving A.I., "Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle", *Am. J. Sci.* 280A (1980) 389-426.

[۱۰] خضولو ع، امینی ص، موید م، "پترولوژی، ژئوشیمی و شیمی کانی‌های سنگ‌های پتاسیک و التراپتاسیک شمال غرب

تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی قرار دارند. سنگ‌های آتشفشانی میزبان بافت ریزبلوری پورفیری و پورفیری نشان می‌دهند و دارای فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، میکا و آمفیبول هستند. بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها نشان می‌دهد که در سنگ‌های آتشفشانی ترکیب میکاها، بیوتیت و ترکیب آمفیبول‌ها، منیزیم-هاستنزیت است. پلاژیوکلازهای سنگ‌های آتشفشانی ترکیب آندزین تا لابرادوریت دارند و فلدسپات پتاسیم‌دار آنها ترکیب سانیدین دارد. بالا بودن فراوانی LREE و LILE در سنگ‌های آتشفشانی بیانگر گوشته دگرنهاده و غنی شده است. اتولیت‌ها و زینولیت‌های هورنبلندیتی دارای کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند. مقادیر کمتر Al^{VI} میکاها و بافت انباشتی حاکی از خاستگاه ماگمایی اتولیت‌ها و زینولیت‌ها است. ترکیب کانی‌های میکا، آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه‌های گروه ۱ همانند سنگ‌های آتشفشانی میزبان به ترتیب بیوتیت، منیزیم-هاستنزیت و آندزین تا لابرادوریت است. ترکیب کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه‌های گروه ۲ به ترتیب پارگازیت و لابرادوریت است. عمق تبلور کانی‌های آمفیبول در نمونه‌های گروه ۱ و ۲ به ترتیب ۱۱ تا ۱۶ و ۲۰ تا ۲۵ کیلومتری پوسته محاسبه شده است. شکل روند REE در نمونه‌های گروه ۱ (اتولیت‌ها) مشابه با سنگ‌های آتشفشانی است و همانند آنها غنی‌شدگی مشخصی در عناصر خاکی‌نادر سبک نسبت به عناصر خاکی‌نادر سنگین نشان می‌دهد و این بیانگر آن است که خاستگاه این گروه، همانند سنگ‌های آتشفشانی میزبان گوشته دگرنهاده و غنی شده است و با در نظر گرفتن مقادیر عناصر سازگار نیکل و کروم و مشابهت عناصر اصلی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول، احتمال داده می‌شود که ترکیب ماگمای تشکیل دهنده آنها یکسان باشند. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی کانی‌های گروه ۲ (زینولیت‌های هورنبلندیتی) با گروه ۱ و سنگ‌های آتشفشانی میزبان متفاوت هستند و با در نظر گرفتن مقادیر عناصر سازگار نیکل و کروم، شکل روند و مقدار REE و بی‌هنجاری Eu، به نظر می‌رسد که خاستگاه ماگمای این گروه با سنگ‌های آتشفشانی یکسان نیستند. با توجه به مقادیر عناصر ناسازگار و LREE احتمال داده می‌شود، که غنی‌شدگی خاستگاه ماگمای گروه ۲ کمتر از گروه ۱ و سنگ‌های آتشفشانی میزبان باشد.

قدردانی

این پژوهش بخشی از کار پایان‌نامه دکتری نویسنده اول است که با حمایت معاونت پژوهشی و معاونت تحصیلات تکمیلی

- amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*", Can Mineral 35 (1997) 219-246.
- [21] Coogan L. A., Wilson R. N., Gillis K. M., MacLeod C. J., "Near solidus evolution of oceanic gabbros: insights from amphibole geochemistry", *Geochim Cosmochim Acta* 65 (2001) 4339-4357.
- [22] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock forming minerals", Longman, London (1991) 1-528.
- [23] Harker B. R., "Igneous, sedimentary and metamorphic petrology", John Wiley and sons (1997) 529pp.
- [24] Vynhal C.R., McSween H.Y., Jr., "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *Am. Mineral.* 76 (1991) 176-188.
- [25] Dehghani G.A., Makris T., "The gravity field and crustal structure of Iran", *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen* 168 (2-3) (1984) 215-229.
- [26] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in the Kastamonu area, Northern Turkey", *Contrib. Mineral. Petrol.* 58 (1976) 63-81.
- [27] Le Bas M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *J. Petrol.* 27 (1986) 745-750.
- [28] Gertisser R., Keller J., "From basalt to dacite: Origin and evolution of the calc alkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139 (2000) 607-626.
- [29] Rudnick R. L., Gao S., "Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.) *The Crust. In: H. D., Holland and K. K., Turekian (Eds.): Treatise on Geochemistry*", Elsevier/Pergamon, Oxford 3 (2003) 1-64.
- [30] Fitton J.G., James D., Leeman W.P., "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", *Journal of Geophysical Research* 96 (B8) (1991) 13693-13711.
- [31] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Oceanic Basalts*", Geological Society Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [32] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, New York 16 (1984) 63-114.
- مرند"، مجله علمی دانشگاه خوارزمی، شماره ۳ (۱۳۸۷) ص ۲۰۴-۱۸۳.
- [11] Ahmadzadeh G., Jahangiri A., Lentz D., Mojtahed, M., "Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (2010) 37-50.
- [12] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (2007) 433-447.
- [۱۳] موذن م، مؤید م، حسین زاده ق، "پتروگرافی و پترولوژی دایک لامپروفیری قخلار، غرب مرند"، مجموعه هفتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۲).
- [14] Aghazadeh M., Prelević D., Badrzadeh Z., Braschi E., Bogaard P., Conticelli S., "Geochemistry Sr-Nd-Pb isotopes and geochronology of amphibole and mica-bearing lamprophyres in northwestern Iran: implications for mantle wedge heterogeneity in a paleo-subduction zone", *Lithos* 216-217 (2015) 352-369.
- [۱۵] نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرند، جلفا، تسوج و قره ضیاءالدین، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۶).
- [16] Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Lin Y.C., Lee H.Y., Lo C.H., Khatib M.M., "Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of postcollisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone", *Terra Nova* 25 (2013) 405-413.
- [17] Speer J.A., "Mica in igneous rocks", In: Micas, Bailey, S. W. Mineralogy Society of American, *Review in Mineralogy* 13 (1984) 299-356.
- [18] 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*
- [19] Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D., "Nomenclature of the amphibole super group", *American Mineralogist* 97 (2012) 2031-2048.
- [20] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo Y., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on