

بررسی سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپارقلیایی، پیروکسن و الیوین موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه‌ی رباط - شهرابک در استان کرمان، ایران

شیدا اکملی^{۱*}، عباس مرادیان^۱، حمید احمدی پور^۱، ماسیمو تیپولو^۲

۱- بخش زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران.

۲- بخش علوم زمین، دانشگاه یونیومی میلان، ایتالیا.

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۵/۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۸/۲)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی، در جنوب شرق پهنه سنندج - سیرجان، در ۳۱ کیلومتری جنوب غرب شهرستان شهرابک و در شمال باتولیت گرانودیوریت شهرستان شهرابک قرار دارد. در این منطقه، توده‌های منفرد گابرویی رخمون دارند که در ۱۷۳ میلیون سال پیش، موجب تکامل بخش جنوب شرقی پهنه سنندج - سیرجان شده‌اند. نمونه‌های این منطقه شامل دونیت، الیوین گابرو، هورنبلند گابرو، تروکتولیت و گرانودیوریت هستند. در این نمونه‌ها، رگه‌های آنورتوزیتی وجود دارد که بر آمده از فرایند جدایش (به ویژه مواد فرار)، تزریق شدن ماگماهای جدید و جریان یافتن هستند. براساس بررسی‌های شیمی کانی‌ها، پلاژیوکلازها ترکیبی از نوع آندزین تا لابرادوریت و فلدسپارهای قلیایی ترکیبی از نوع ارتوکلاز دارند. پیروکسن‌ها در گستره‌ی کلینوپیکروکسن (دیوپسید) و الیوین‌ها در گستره‌ی کریزولیت قرار دارند.

واژه‌های کلیدی: گابرو؛ شیمی کانی‌ها؛ سنندج - سیرجان؛ رباط؛ شهرابک؛ کرمان.

مقدمه

سال پیش تعیین شده است [۲]. پهنه سنندج سیرجان از پهنه‌های مهم زمین‌ساختی کوهزاد زاگرس است [۳-۸]. برخی از پژوهشگران بر این باورند که توده‌های نفودی پهنه سنندج - سیرجان از فروروانش ثنوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی ایجاد شده‌اند [۲، ۹، ۱۰] و سنگ‌های گابرویی مافیک و فرامافیک در پهنه سنندج - سیرجان رایج هستند [۱۱]. جدایش پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان در اثر کافتی شدن موجب ایجاد ماگمایی با ترکیب لوکوکوارتزیدیوریت - آنورتوزیت و گابروهای آپاتیت‌دار - پیروکسنیت (مجموعه مافیک - فرامافیک) در بخش جنوبی این پهنه شده است [۲، ۹، ۱۲]. موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی، در نقشه تقسیم‌بندی پهنه‌های ایران [۱۳] در شکل ۱ و در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز برگرفته از سازمان زمین‌شناسی کشور [۱۴] در شکل ۲

منطقه‌ی مورد بررسی، در بین طول‌های جغرافیایی ۳۴'، ۵۴° تا ۴۳'، ۵۴° و عرض‌های جغرافیایی ۵۶'، ۲۹° و ۵۸'، ۲۹° واقع است. پژوهش‌هایی پیرامون پهنه سنندج - سیرجان و منطقه‌ی مورد بررسی رباط انجام شده است. علوی [۱] پهنه‌ی سنندج - سیرجان را بخش میانی نوار کوهزایی زاگرس در جنوب ایران و بخش‌های دیگر این نوار کوهزایی را مجموعه‌ی ماگمایی ارومیه - دختر، در شمال شرق و کمربند ساده‌ی چین‌خورده‌ی زاگرس در جنوب غرب با روندهای موازی معرفی کرد. همچنین او این کمربند کوهزایی را در نتیجه‌ی باز و بسته شدن اقیانوس ثنوتتیس در اواخر پالئوزوئیک و مزوزوئیک دانست. بر اساس بررسی به روش U-Pb بر کانی‌های زیرکن، سن توده‌ی مافیک - فرامافیک تل‌پهلوانی ۱۷۰/۵±۱/۹ میلیون

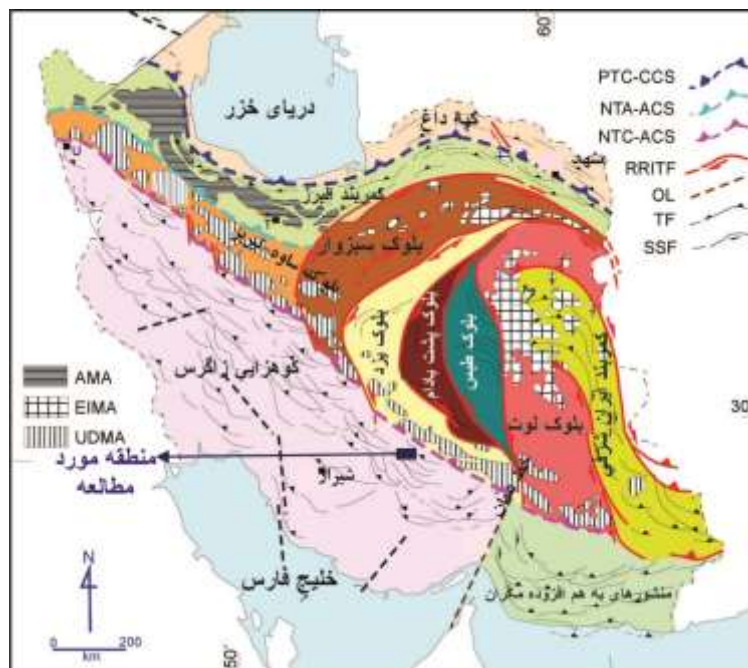
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۱۸۰۸۵۲۷۴، پست الکترونیکی: Sheidaakmali65@gmail.com



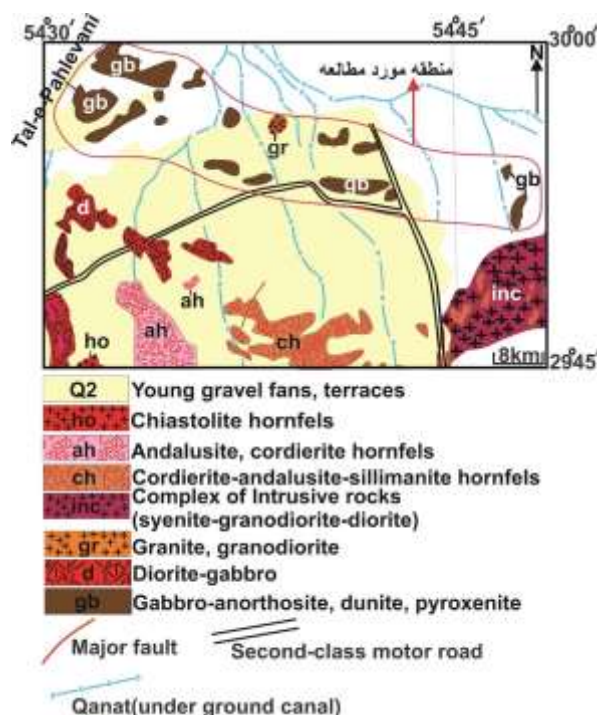
نشان داده شده است.

منطقه تعیین شده و شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار
قلیایی، پیروکسن و الیوین موجود در نمونه‌ها با تجزیه به روش
ریزپردازشی بررسی گردید.

در این پژوهش براساس بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری
ویژگی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و بافتی سنگ‌های



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی، در نقشه‌ی تقسیمات زمین‌ساختی ایران [۱۳]، (AMA: مجموعه‌ی ماگمایی البرز، EIMA: مجموعه‌ی ماگمایی شرق ایران، NTA-ACS: زمین‌درز برخوردی کمان-کمان نئوتتیس، NTC-ACS: زمین‌درز برخوردی قاره-کمان نئوتتیس، PTC-ACS: زمین‌درز برخوردی قاره-قاره‌ی پالتوتتیس، RRITF: گسل درون‌قاره‌ای وابسته به چرخش، TF: گسل رورانگی، SSF: گسل راست‌الغز، T: تهران، U: ارومیه، UDMA: کمان ماگمایی ارومیه - دختر).



شکل ۲ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی رباط در نقشه‌ی اصلاح‌شده‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز برگرفته از سازمان زمین‌شناسی کشور [۱۴].

محیط زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی رباط در جنوب‌شرقی پهنه سنندج - سیرجان قرار دارد و شامل توده‌های نفوذی چون دونیت‌ها، الیوین‌گابروها، هورنبلندگابروها، تروکتولیت‌ها و گرانودیوریت‌هاست. در این منطقه، رخنمون توده‌های گابرویی وجود دارد که بلندترین آن‌ها تل‌پهلوانی (شکل‌های ۳ الف و ب) با ارتفاع ۱۶۶۳ متر است که در ۱۷۳ میلیون سال پیش، موجب تکامل بخش جنوب‌شرقی پهنه سنندج - سیرجان شده است [۲]. دونیت‌های این منطقه فقط در بخش جنوب‌غربی تل‌پهلوانی بیرون‌زدگی دارند و در قله‌ی آن به‌صورت برونوم قرار دارند. آنها قله‌ای مانند هستند و اندازه‌ی قله‌ها از ۵ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر است. سطوح تازه شکسته‌شده‌ی این سنگ‌ها، به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و در نمونه‌ی هوازده، قهوه‌ای رنگ هستند. در الیوین‌گابروها، برونوم‌هایی از جنس گابرو ولی روشن‌تر وجود دارند که به احتمال بسیار مربوط به ماگماهای جدایش‌یافته هستند (شکل ۳ پ). هورنبلندگابروهای منطقه‌ی مورد بررسی رباط پس از

الیوین‌گابروها، بیشترین فراوانی را دارند. این سنگ‌ها، به‌صورت توده‌ای و گنبدی وجود دارند (شکل ۳ ت) ولی به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی به شده خرد شده و دارای درزه‌های بسیاری از قبیل انقباضی و تکتونیکی هستند. تروکتولیت‌های منطقه‌ی دچار هوازدگی کمی شده‌اند و نمونه‌برداری از آن‌ها به راحتی امکان‌پذیر است. این سنگ‌ها لایه‌بندی ماگمایی دارند. لایه‌بندی در آن‌ها بیشتر به‌صورت لایه‌های تیره و روشن (رگه‌های آنورتوزیتی، با رنگ کاملاً سفید، (شکل ۳ ث) دیده می‌شود که به احتمال بسیار بر اثر فرایند جدایش (به ویژه مواد فرار)، تزریق‌شدن ماگماهای جدید و جریان‌یافتن ایجاد می‌گردد [۱۵]. توده‌ی نفوذی گرانودیوریت این منطقه در راستای توده‌های گابرویی و در بین آن‌ها بیرون‌زدگی دارد. این سنگ‌ها در سطح تازه شکسته‌شده به رنگ خاکستری تیره هستند و رنگ هوازده‌ی آن‌ها، قهوه‌ای تیره است. در این سنگ‌ها، آب از درزه‌های انقباضی از نوع کششی نفوذ کرده و باعث شده است که گرانودیوریت‌ها به‌صورت فرسایش پوست‌پیزی از نوع شیمیایی فرسایش یابند (شکل ۳ ج).



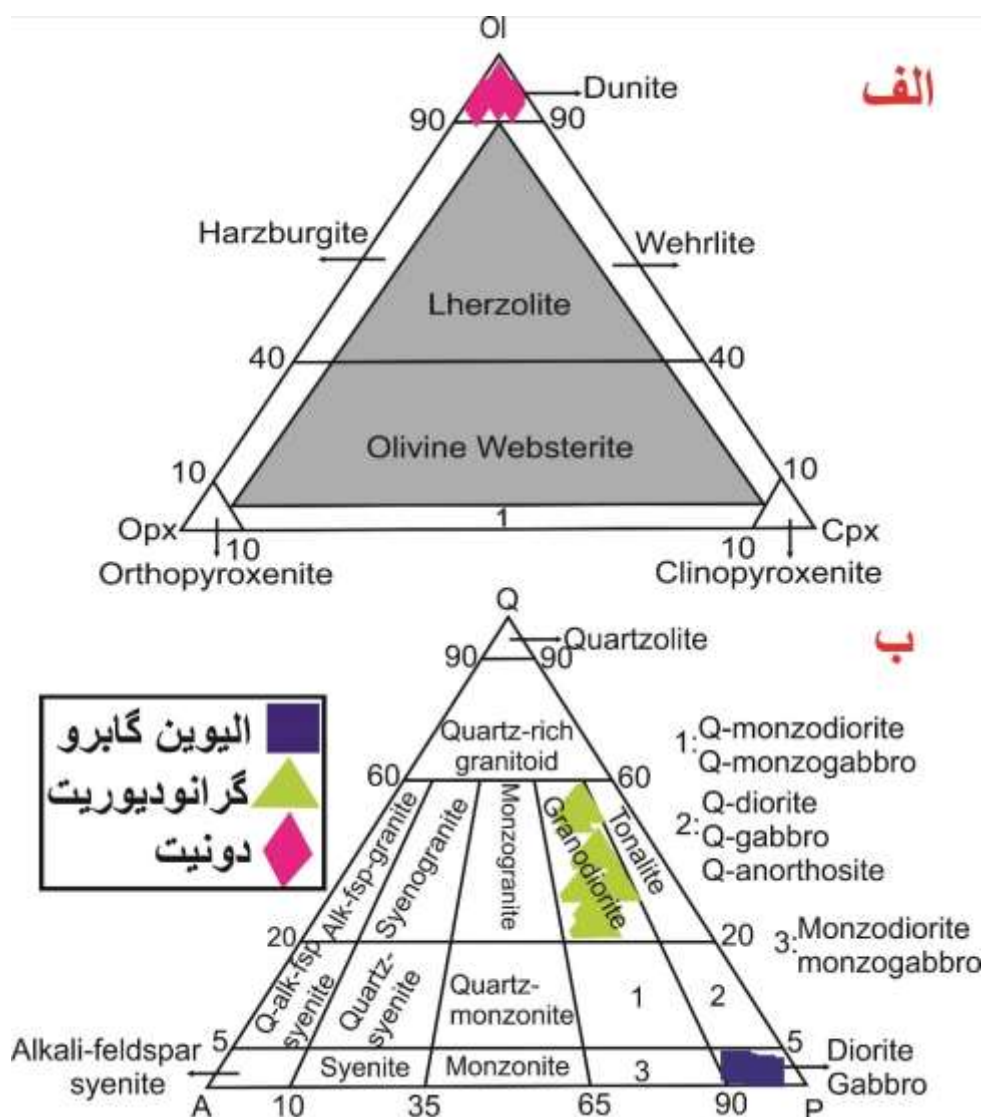
شکل ۳ الف- نمایی از توده‌ی مافیک تل‌پهلوانی، ب- زمین‌ریخت تل‌پهلوانی، پ- نمونه‌ای از برونوم در الیوین‌گابروها، ت- نمایی از هورنبلندگابروها، ث- رگه‌های آنورتوزیتی در تروکتولیت‌ها، ج- فرسایش پوست‌پیزی در گرانودیوریت‌ها.

روش کار

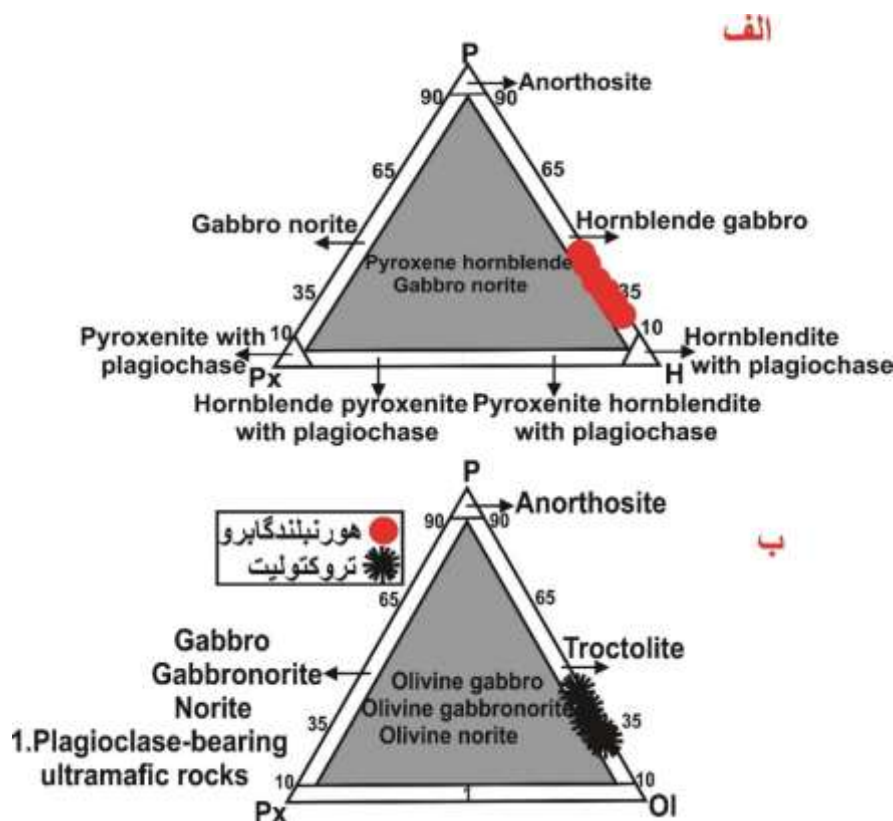
پس از پیمایش‌های صحرایی و نمونه‌برداری در منطقه‌ی مورد بررسی، از برخی نمونه‌های سالم‌تر، مقاطع نازک و صیقلی تهیه شد و با میکروسکوپ قطبشی در دانشگاه شهید باهنر کرمان بررسی سنگ نگاری انجام شدند. سپس آزمایش‌های شیمی کانی‌ها در دانشگاه یونیمی میلان ایتالیا و بر کانی‌های اصلی الیون‌گابرو، هورنبلندگابرو و گرانودیوریت تجزیه ریزپردازشی انجام شد. تجزیه شیمیایی کانی‌ها با یک ابرپردازشگر (WDS) JEOL ۸۲۰۰ با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵ kV و جریان پرتو ۵ nA انجام شد و سپس، با نرم‌افزارهای گرافیکی و تخصصی چون اکسل، Corel Draw, Iqpet, Minpet نتایج تجزیه‌های زمین‌شیمیایی تحلیل شدند.

سنگ نگاری

برپایه درصد حجمی کانی‌ها، نام دقیق نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی تعیین می‌شود. برای نام‌گذاری دقیق آن‌ها از رده‌بندی بر اساس نمودار سنگ‌های آذرین درونی فرامافیک از [۱۶] برای دونیت‌ها (شکل ۴ الف)، نمودار QAP [۱۶] برای الیون‌گابروها و گرانودیوریت‌ها (شکل ۴ ب)، نمودار آذرین درونی مافیک [۱۶] برای هورنبلندگابروها (شکل ۵ الف) و تروکتولیت‌ها (شکل ۵ ب) استفاده می‌شود. بر پایه‌ی بررسی‌های سنگ‌نگاری نمونه‌های این منطقه شامل دونیت‌ها، الیون‌گابروها، هورنبلندگابروها، تروکتولیت‌ها و گرانودیوریت‌ها هستند.



شکل ۴ الف- موقعیت دونیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی، در نمودار سنگ‌های آذرین درونی فرامافیک [۱۶]. ب- موقعیت الیون‌گابروها و گرانودیوریت‌های منطقه‌ی، در نمودار رده‌بندی مودال QAP [۱۶].



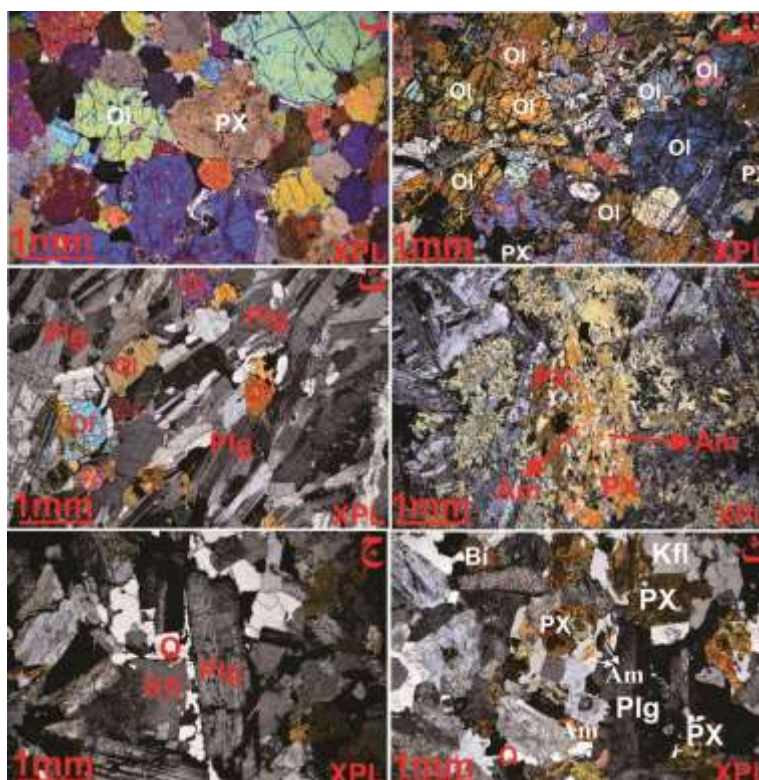
شکل ۵ الف- موقعیت هورنبلندگابروهای منطقه‌ی مورد بررسی بر پایه نمودار سنگ‌های آذرین درونی مافیک [۱۶]، ب- موقعیت تروکتولیت‌های منطقه براساس نمودار سنگ‌های آذرین درونی مافیک [۱۶].

و اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۴/۵ میلی‌متر یافت می‌شوند. پیروکسن‌ها اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی، ۳۵ تا ۴۵ درجه دارند. بافت غالب الیوین گابروها، دانه‌ای است (شکل ۶ ب). این سنگ‌ها دارای بافت‌های فرعی غربالی، پوست ماری (افیتیک)، اینترگرانولار، خال خال (پوئیکلیتیک) و برونوبوم هم‌ماگما هستند.

هورنبلندگابروها: این سنگ‌ها دربردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز (۵۴٪)، فلدسپارقلیایی (۵٪)، پیروکسن (۱۵٪)، الیوین (۵٪)، کانی کدر (۸٪)، بیوتیت (۱/۵٪)، آپاتیت (۰/۵٪)، آمفیبول (۱۰٪)، کلریت (۰/۵٪) و کلسیت (۰/۵٪) هستند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها با اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۴/۵ میلی‌متر، زاویه‌ی خاموشی ۳۰ درجه دارند. فلدسپارهای قلیایی، در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر و الیوین‌ها، به‌صورت شکلدار تا بی شکل هستند و اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر دارند. پیروکسن‌ها با اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر، زاویه‌ی خاموشی، ۳۵ تا ۴۵ درجه دارند و در برخی از نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، کانی پیروکسن در حال تبدیل به کانی آمفیبول است (شکل ۶ پ).

دونیت‌ها: این سنگ‌ها (شکل ۶ الف) دارای کانی‌های الیوین (۹۵٪)، پیروکسن (۲٪)، پلاژیوکلاز (۱٪)، کانی کدر (۱٪)، آپاتیت (۰/۵٪) و کلسیت (۰/۵٪) هستند. بافت غالب این سنگ‌ها، الیوین‌های شکلدار تا نیمه شکلدار با اندازه حدود ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر هستند. الیوین‌ها یک فاز انباشتی مهم در بسیاری از سنگ‌های آذرین درونی هستند [۱۷]. پیروکسن‌ها، زاویه خاموشی ۳۵ درجه دارند و اندازه‌ی این کانی‌ها حدود ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر است و ماکل ساده و دوتایی دارند. همچنین، پلاژیوکلازها، اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی ۳۷ درجه دارند.

الیوین‌گابروها: این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۲٪)، فلدسپارقلیایی (۵٪)، الیوین (۲۴٪)، پیروکسن (۲۰٪)، کانی کدر (۵٪)، بیوتیت (۲٪)، آپاتیت (۰/۵٪)، کلریت (۰/۵٪)، کلسیت (۰/۵٪) و کلینوزوئیزیت (۰/۵٪) هستند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها اندازه‌ی حدود ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۳۸ درجه دارند. فلدسپارهای قلیایی، با اندازه حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و الیوین‌ها به‌صورت شکلدار و بی شکل



شکل ۶ الف- سنگ دونیت، ب- بافت دانه‌ای در الیون گابروها، پ- تبدیل کانی پیروکسن به کانی آمفیبول در هورنبلندگابروها، ت- تروکتولیت، ث- بافت دانه‌ای در گرانودیوریت‌ها، ج- بافت گرانوفیری در گرانودیوریت‌ها. (Plg: پلاژیوکلاز، Kfl: فلدسپارقلیایی، PX: پیروکسن، Ol: الیون، Bi: بیوتیت، Am: آمفیبول، Q: کوارتز).

وجود دارند. پیروکسن‌ها، با اندازه‌ی ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر، زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۴۸ درجه دارند. در این سنگ‌ها، بافت اصلی دانه‌ای (شکل ۶ ث) و بافت فرعی گرانوفیری (شکل ۶-ج) وجود دارد. بافت گرانوفیری در اثر تبلور همزمان کوارتز و فلدسپارقلیایی در آخرین قطره‌های مذاب بین بلوری ایجاد می‌شود [۱۸].

شیمی کانی‌ها

در این پژوهش، برای شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، پیروکسن و الیون تجزیه ریزپردازشی شدند (جدول-های ۱ تا ۴).

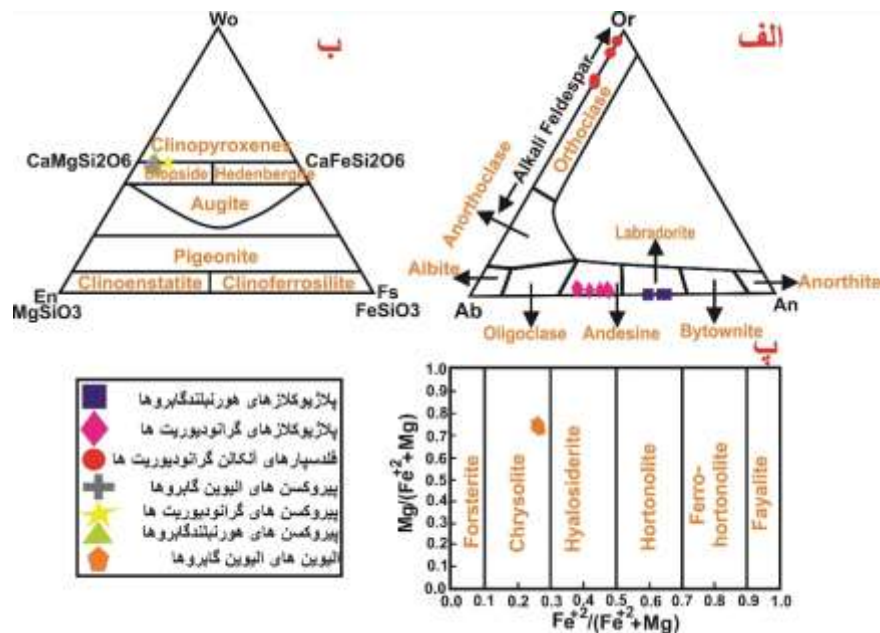
بر اساس نمودار مثلی آل‌بیت-رتوز- آنورتیت برای تقسیم‌بندی شیمیایی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی [۱۹]، پلاژیوکلازهای نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، از نوع آندزین تا لابرادوریت و فلدسپارهای قلیایی، از نوع ارتوکلاز هستند (شکل ۷ الف). بر پایه نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs [۲۰]، پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره کلینوپیروکسن (دیوپسید) قرار دارند (شکل ۷ ب). بر اساس

تروکتولیت‌ها: در این سنگ‌ها (شکل ۶ ت)، کانی‌های پلاژیوکلاز (۸۵٪)، الیون (۸٪)، پیروکسن (۳٪)، کانی کدر (۱٪)، بیوتیت (۰/۵٪) و آپاتیت (۰/۵٪)، کلریت (۱/۵٪) و کلسیت (۰/۵٪) وجود دارند. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها، به‌صورت درشت بلورهای کشیده با اندازه‌ی ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر هستند. این کانی‌ها، با زاویه‌ی خاموشی ۳۲ درجه دارند. الیون‌ها به‌صورت شکلدار تا نیمه‌شکلدار با اندازه‌ی حدود ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر بوده و پیروکسن‌ها دارای اندازه‌ی ۰/۵ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی ۳۰ درجه هستند. در تروکتولیت‌ها، بافت اصلی دانه‌ای و بافت‌های فرعی اینترگرانولار، غربالی و خال خال (پوئیکیلیتیک) دیده می‌شوند.

گرانودیوریت‌ها: این سنگ‌ها، دربردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۵٪)، فلدسپارقلیایی (۱۵٪)، کوارتز (۲۰٪)، پیروکسن (۳٪)، بیوتیت (۹٪)، کانی کدر (۱٪)، آپاتیت (۰/۵٪)، آمفیبول (۵٪)، کلسیت (۱٪) و کلریت (۰/۵٪) هستند. در این سنگ‌ها، زاویه‌ی خاموشی کانی‌های پلاژیوکلاز ۳۰ تا ۳۸ درجه بوده که گویای لابرادوریتی بودن آن است. فلدسپارهای قلیایی، در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر و کوارتزها، به‌صورت نیمه شکلدار تا بی‌شکل با لبه‌هایی نامنظم و اندازه‌ی حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر

غنی از منیزیم هستند و می‌توان نتیجه گرفت که خاستگاه آن‌ها گوشته‌ای است (شکل ۷ ت).

نمودار $Mg/(Fe^{+2}+Mg)$ نسبت به $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ [۱۹]، الیوین‌های نمونه‌های منطقه، از نوع کریزولیت و الیوین‌های



شکل ۷ الف- موقعیت پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی در نمودار آل بیت-رتوز- آنورتیت [۱۹]، ب- موقعیت پیروکسن‌ها در نمودار Wo-En-Fs [۲۰]، پ- موقعیت الیوین‌ها در نمودار $Mg/(Fe^{+2}+Mg)$ نسبت به $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ [۱۹].

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن انجام شده است (اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب apfu).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA۱-۱-A۷-Plg-۳۲	RA۱-۱-A۸-Plg-۳۶	RA۱-۱-A۹-Plg-۴۰	RA۱-۱-A۱۰-Plg-۴۴	RA۱-۱-A۱۱-Plg-۴۶	RA۱-۱-A۱۱-Plg-۴۷	RA۱-۱-A۱۱-Plg-۴۸
نام سنگ	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو
SiO _۲	۵۲٫۹۵	۵۳٫۴۷	۵۳٫۴	۵۳٫۰۱	۵۲٫۷	۵۴٫۴۱	۵۳٫۹۱
TiO _۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۵۶۸	.	۰٫۰۴۰۳	۰٫۰۱۰۵	۰٫۰۱۰۴	۰٫۰۶۵۸
Al _۲ O _۳	۲۸٫۸۱	۲۸٫۹	۲۹٫۸۴	۲۹٫۶۴	۲۹٫۹۹	۲۹٫۳۶	۲۹٫۴۲
FeO	۰٫۱۸۴۱	۰٫۱۹۱۲	۰٫۱۱۷	۰٫۲۴۴۷	۰٫۲۲۳۱	۰٫۱۴۸۸	۰٫۱۰۱۵
MnO	.	.	۰٫۰۳۶۸	.	.	.	۰٫۰۰۷۴
MgO	۰٫۰۰۷۶	.	۰٫۰۳۲۴	.	.	.	۰٫۰۰۵۷
CaO	۱۱٫۸۵	۱۱٫۵۹	۱۲٫۰۵	۱۲٫۶۶	۱۲٫۸۱	۱۱٫۴۵	۱۱٫۵۹
Na _۲ O	۴٫۸۱	۴٫۶۳	۴٫۵۱	۴٫۲۴	۳٫۹۵	۴٫۷۸	۴٫۷۷
K _۲ O	۰٫۰۴۱۲	۰٫۰۶۱۷	۰٫۰۲۸۲	۰٫۰۴۸۶	۰٫۰۵۱۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۷۹
Cr _۲ O _۳	.	.	.	۰٫۰۱۳۲	.	.	۰٫۰۰۷۸
مجموع اکسیدها	۹۸٫۶۶	۹۸٫۹	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۹	۹۹٫۷۳	۱۰۰٫۱۹	۹۹٫۹۲
Si	۲٫۴۲۸	۲٫۴۴۱	۲٫۴۱۲	۲٫۴۰۲	۲٫۳۹۳	۲٫۴۵	۲٫۴۳۴
Ti	.	۰٫۰۰۳	.	۰٫۰۰۳	.	.	۰٫۰۰۳
Al	۱٫۵۶۱	۱٫۵۵۳	۱٫۵۹۱	۱٫۵۸۶	۱٫۶۰۵	۱٫۵۵۸	۱٫۵۶۹
Fe ^۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳
Mn	.	.	۰٫۰۰۳	.	.	.	.
Mg	.	.	۰٫۰۰۳	.	.	.	.
Ca	۰٫۵۸۱	۰٫۵۶۸	۰٫۵۸۳	۰٫۶۱۶	۰٫۶۲۲	۰٫۵۵۲	۰٫۵۶۲
Na	۰٫۴۳	۰٫۴۱۲	۰٫۳۹۶	۰٫۲۷	۰٫۳۵	۰٫۴۱۶	۰٫۴۱۸
K	.	۰٫۰۰۶	.	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	.	.
Cr	.	.	.	.	.	.	.
مجموع کاتیون‌ها	۵٫۰۰۸	۴٫۹۹۱	۴٫۹۹۳	۴٫۹۹۱	۴٫۹۸۴	۴٫۹۸	۴٫۹۸۹
Ab	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۲۷	۰٫۳۶	۰٫۴۳	۰٫۴۳
An	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۶۰	۰٫۶۲	۰٫۶۴	۰٫۵۷	۰٫۵۷
Or	.	۰٫۰۰۶	.	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	.	.

ادامه‌ی جدول ۱

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA1-10-A12-Plg-51	RA1-6-A6-Plg-20	RA1-6-A13-Plg-37	RA1-6-A14-Plg-28	RA1-6-A15-Plg-42	RA1-6-A5-Plg-PROFILE-1	RA1-6-A5-Plg-PROFILE-2	RA1-6-A5-Plg-PROFILE-3
نام سنگ	هورنبلند گابرو	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت
SiO ₂	۵۳.۸۴	۶۰.۱۴	۵۸.۵۴	۵۷.۶۸	۵۹.۷۴	۵۷.۷۹	۵۷.۹۳	۶۰.۷۲
TiO ₂	.	۰.۳۸۸	۰.۲۳۹	۰.۱۹۴	۰.۴۶۲	۰.۵۵۲	۰.۱۷۹	۰.۴۳۲
Al ₂ O ₃	۲۸.۳۶	۲۵.۰۵	۲۶.۲۱	۲۶.۶۳	۲۵.۷۳	۲۶.۴۵	۲۶.۴۶	۲۵.۱۷
FeO	۰.۱۴۲۹	۰.۱۱۱	۰.۱۶۰۹	۰.۳۴۹۷	۰.۱۹۷۳	۰.۲۸۰۵	۰.۲۵۸۱	۰.۲۷۲۱
MnO	۰.۰۲۰۶	۰.۰۱۶۲	۰.۰۱۲۵	.	.	.	۰.۰۱۲۵	۰.۰۲۴۳
MgO	.	۰.۰۰۲۹	۰.۰۲۵	۰.۰۱۵۴	.	۰.۰۲۷	.	.
CaO	۱۱.۱۴	۶.۹۵	۸.۴	۸.۸۸	۷.۶۸	۸.۸۵	۸.۴۶	۶.۸۲
Na ₂ O	۵.۰۹	۷.۱۲	۶.۳۶	۵.۹۷	۶.۷۴	۶.۱۱	۶.۳۶	۷.۲۵
K ₂ O	۰.۰۲۶۱	۰.۳۷۴۹	۰.۳۳۱۶	۰.۳۲۲۳	۰.۳۳۷۹	۰.۴۶۱۱	۰.۳۸۶	۰.۴۵۸۵
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰۵۶	۰.۰۲۸۵	.	۰.۰۳۳۶	.	.	۰.۰۱۲۲	۰.۰۳۱
مجموع اکسیدها	۹۸.۶۳	۹۹.۸۳	۱۰۰.۰۶	۹۹.۹	۱۰۰.۴۷	۱۰۰.۰۲	۹۹.۹	۱۰۰.۷۹
Si	۲۶.۴۶	۲۶.۸۳	۲۶.۱۵	۲۵.۹	۲۶.۵۱	۲۵.۹۱	۲۵.۹۶	۲۶.۸۴
Ti	.	.	.	.	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	.	۰.۰۰۳
Al	۱.۵۳	۱.۳۱۹	۱.۳۸۱	۱.۴۰۹	۱.۳۴۵	۱.۳۹۶	۱.۴۰۱	۱.۳۱۲
Fe ^۲	۰.۰۰۶	۰.۰۰۵	۰.۰۰۵	۰.۰۱۳	۰.۰۰۸	۰.۰۱۱	۰.۰۱۱	۰.۰۱۱
Mn	.	.	.	.	.	.	.	.
Mg	.	.	۰.۰۰۳	.	.	۰.۰۰۳	.	.
Ca	۰.۵۴۷	۰.۳۳۲	۰.۴۰۳	۰.۴۲۶	۰.۳۶۵	۰.۴۲۶	۰.۴۰۷	۰.۳۲۴
Na	۰.۴۵۲	۰.۶۱۶	۰.۵۵۴	۰.۵۱۸	۰.۵۸۲	۰.۵۳۴	۰.۵۵۴	۰.۶۲۲
K	.	۰.۰۲۲	۰.۰۲۲	۰.۰۱۶	۰.۰۲۲	۰.۰۲۶	۰.۰۲۲	۰.۰۲۶
Cr	.	.	.	.	.	.	.	.
مجموع کاتیون‌ها	۴.۹۹۹	۴.۹۷۶	۴.۹۸۳	۴.۹۷۲	۴.۹۷۷	۴.۹۹	۴.۹۹۱	۴.۹۸۳
Ab	۰.۴۵	۰.۶۴	۰.۵۶	۰.۵۴	۰.۶۰	۰.۵۴	۰.۵۶	۰.۶۴
An	۰.۵۵	۰.۳۴	۰.۴۱	۰.۴۴	۰.۳۸	۰.۴۳	۰.۴۱	۰.۳۳
Or	.	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای قلیایی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن انجام شده است (اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA1-6-A6-Kfl-19	RA1-6-A8-Kfl-25	RA1-6-A9-Kfl-28	RA1-6-A11-Kfl-31	RA1-6-A13-Kfl-35	RA1-6-A15-Kfl-43
نام سنگ	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت
SiO ₂	۶۵.۱۱	۶۶.۰۹	۶۵.۸۶	۶۵.۳۹	۶۴.۲۷	۶۵.۴۸
TiO ₂	۰.۰۱۹۴	۰.۰۳۶	۰.۰۰۴۵	۰.۰۳۵۹	.	۰.۰۱۹۵
Al ₂ O ₃	۱۸.۶	۱۸.۲۸	۱۸.۶۷	۱۸.۰۳	۱۷.۵	۱۸.۵
FeO	۰.۰۲۲۴	۰.۰۳۲۴	۰.۰۹۸۸	۰.۰۶۸۳	۰.۰۹۳۹	۰.۰۰۹۱
MnO	.	.	.	۰.۰۱۶۹	.	۰.۰۱۲۵
MgO	۰.۰۰۸۴	.	۰.۰۰۹۳	.	۰.۰۰۹۲	۰.۰۰۸۳
CaO	۰.۱۷۰۴	۰.۰۸۱۲	۰.۰۶۰۸	۰.۰۲۲۳	۰.۰۳۶۴	.
Na ₂ O	۲.۰۵	۱.۹۶	۰.۹۲۳۴	۰.۴۴۳۸	۰.۴۵۲۱	۰.۵۳۳۱
K ₂ O	۱۲.۶۲	۱۲.۸۹	۱۴.۲۳	۱۵.۱	۱۴.۸۷	۱۴.۹۹
Cr ₂ O ₃	.	.	.	۰.۰۰۷۱	۰.۰۶۳	۰.۰۰۹۹
مجموع اکسیدها	۹۸.۶	۹۹.۳۷	۹۹.۸۶	۹۹.۰۲	۹۷.۲۹	۹۹.۵۶
Si	۳.۰۰۷	۳.۰۲۷	۳.۰۱۴	۳.۰۲۹	۳.۰۳۲	۳.۰۱۷
Ti	.	.	.	.	.	.
Al	۱.۰۱۱	۰.۹۸۶	۱.۰۰۷	۰.۹۸۶	۰.۹۷۵	۱.۰۰۳
Fe ^۲	.	.	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	.
Mn	.	.	.	.	.	.
Mg	.	.	.	.	.	.
Ca	۰.۰۰۸	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	.	۰.۰۰۳	.
Na	۰.۱۸۴	۰.۱۷۶	۰.۰۸۲	۰.۰۳۴	۰.۰۴	۰.۰۵
K	۰.۷۴۴	۰.۷۵۴	۰.۸۳	۰.۸۹	۰.۸۹۶	۰.۸۸
Cr	.	.	.	.	.	.
مجموع کاتیون‌ها	۴.۹۵۴	۴.۹۴۶	۴.۹۳۹	۴.۹۴۲	۴.۹۴۹	۴.۹۴۹
Ab	۰.۲۰	۰.۱۹	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۵
An	۰.۰۰۹	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	.	۰.۰۰۳	.
Or	۰.۸	۰.۸	۰.۹	۰.۹	۰.۹	۰.۹

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۶ اتم اکسیژن انجام شده است (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب apfu).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA۱-۱-A۱-PX-۱	RA۱-۱-A۴-PX-۱۶	RA۱-۶-A۱-PX-۱	RA۱-۶-A۵-PX-۱۶	RA۲-۱-A۱-PX-۴
نام سنگ	هورنبلندگابرو	هورنبلندگابرو	گرانودیوریت	گرانودیوریت	الیون گابرو
SiO _۲	۵۲٫۶۹	۵۳٫۳۴	۵۳٫۰۳	۵۲٫۷۲	۵۱٫۴۸
TiO _۲	۰٫۲۹۲۱	۰٫۱۳۸۳	۰٫۲۵۴۸	۰٫۱۶۲۲	۰٫۷۰۹۶
Al _۲ O _۳	۱٫۱۲۴	۰٫۴۶۲۵	۰٫۹۴۹۶	۰٫۵۵۰۱	۳٫۵۳
FeO	۸٫۶۹	۷٫۲۵	۱۲٫۶۸	۱۱٫۹۸	۶٫۹
MnO	۰٫۳۳۵۶	۰٫۳۲۱۲	۰٫۴۲۹	۰٫۳۹۷۷	۰٫۱۸۴۶
MgO	۱۴٫۸۹	۱۵٫۰۷	۱۲٫۶۹	۱۳٫۰۶	۱۵٫۰۲
CaO	۲۱٫۳۶	۲۳٫۴۳	۲۰٫۹۶	۲۱٫۴۶	۲۲٫۳۹
Na _۲ O	۰٫۲۵۹۸	۰٫۹۹۲	۰٫۲۲۰۴	۰٫۲۰۱۳	۰٫۲۳۰۲
K _۲ O	۰٫۰۰۶۷	۰	۰٫۰۰۷۵	۰	۰٫۰۰۸۴
Cr _۲ O _۳	۰٫۰۰۸۷	۰	۰	۰	۰٫۲۰۴۷
مجموع اکسیدها	۹۹٫۶۶	۱۰۰٫۱۱	۱۰۱٫۲۲	۱۰۰٫۵۳	۱۰۰٫۶۶
Si	۱٫۹۶۷	۱٫۹۷۷	۱٫۹۸۲	۱٫۹۸۱	۱٫۸۹۴
Ti	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۲
Al	۰٫۰۴۹	۰٫۰۲۲	۰٫۰۴۱	۰٫۰۲۳	۰٫۱۵۵
Fe ^۲	۰٫۲۷۱	۰٫۲۲۵	۰٫۳۹۵	۰٫۳۷۷	۰٫۲۱۲
Mn	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۷
Mg	۰٫۸۲۸	۰٫۸۳۳	۰٫۷۰۷	۰٫۷۳۲	۰٫۸۲۴
Ca	۰٫۸۵۵	۰٫۹۳۱	۰٫۸۳۹	۰٫۸۶۵	۰٫۸۸۲
Na	۰٫۰۱۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۸
K	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۵
مجموع کاتیون‌ها	۴٫۰۰۸	۴٫۰۱۲	۴٫۰۰۲	۴٫۰۱۱	۴٫۰۱۷
Al ^(IV)	۰٫۰۳۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۹	۰٫۱۰۶
Al ^(VI)	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۴۹
Woll	۰٫۸۴	۰٫۹۲۴	۰٫۸۳	۰٫۸۶۱	۰٫۸۲۹
En	۰٫۸۲۸	۰٫۸۳۳	۰٫۷۰۷	۰٫۷۳۲	۰٫۸۲۴
Fs	۰٫۱۴۱	۰٫۱۱۸	۰٫۲۰۴	۰٫۱۹۶	۰٫۱۱

ادامه‌ی جدول ۳

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA۲-۱-A۲-PXa-۸	RA۲-۱-A۲-PXb-۹	RA۲-۱-A۳-PX-۱۵	RA۲-۱-A۴-PX-۱۸	RA۲-۱-A۵-PX-۲۱
نام سنگ	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو
SiO _۲	۵۰٫۹۶	۵۰٫۴۷	۵۰٫۰۸	۵۲٫۲۶	۵۲٫۰۴
TiO _۲	۰٫۶	۰٫۵۸۸۴	۰٫۸۶۸۸	۰٫۵۳۰۴	۰٫۵۴۰۹
Al _۲ O _۳	۳٫۶۶	۳٫۲۷	۴٫۶۵	۲٫۶۶	۲٫۹۹
FeO	۷٫۱۵	۷٫۰۵	۶٫۵۴	۶٫۸۷	۶٫۶۵
MnO	۰٫۲۱۵۲	۰٫۱۷۳۴	۰٫۱۴۹۲	۰٫۱۹۴۶	۰٫۱۴۰۵
MgO	۱۴٫۷۱	۱۴٫۹۳	۱۴٫۵۵	۱۵٫۶	۱۵٫۲۴
CaO	۲۲	۲۲	۲۲٫۰۳	۲۲٫۲۷	۲۱٫۹۸
Na _۲ O	۰٫۳۴۸۵	۰٫۱۸۴۳	۰٫۳۷۵۷	۰٫۲۹۲۹	۰٫۲۴۲۷
K _۲ O	۰	۰٫۰۳۹۳	۰٫۰۲۶۱	۰٫۰۰۳۲	۰٫۰۱۰۲
Cr _۲ O _۳	۰٫۲۳۵۷	۰٫۱۲۰۹	۰٫۲۸۲۷	۰٫۱۱۹۵	۰٫۱۷۷۱
مجموع اکسیدها	۹۹٫۸۸	۹۸٫۸۳	۹۹٫۵۵	۱۰۰٫۹	۱۰۰٫۰۱
Si	۱٫۸۹	۱٫۸۹۶	۱٫۸۶۳	۱٫۹۱۹	۱٫۹۲۱
Ti	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۵
Al	۰٫۱۶۱	۰٫۱۴۵	۰٫۲۰۵	۰٫۱۱۵	۰٫۱۲۹
Fe ^۲	۰٫۲۲۳	۰٫۲۲۱	۰٫۲۰۳	۰٫۲۱۱	۰٫۲۰۶
Mn	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴
Mg	۰٫۸۱۴	۰٫۸۳۵	۰٫۸۰۶	۰٫۸۵۱	۰٫۸۳۸
Ca	۰٫۸۷۴	۰٫۸۸۵	۰٫۸۷۸	۰٫۸۷۳	۰٫۸۷
Na	۰٫۰۲۶	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۸
K	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵
مجموع کاتیون‌ها	۴٫۰۲۲	۴٫۰۲۲	۴٫۰۱۸	۴٫۰۱۸	۴٫۰۰۶
Al ^(IV)	۰٫۱۱	۰٫۱۰۴	۰٫۱۳۷	۰٫۰۸۱	۰٫۰۷۹
Al ^(VI)	۰٫۰۵۱	۰٫۰۴۱	۰٫۰۶۸	۰٫۰۲۴	۰٫۰۵
Woll	۰٫۸۱۹	۰٫۸۳۳	۰٫۸۰۹	۰٫۸۳۳	۰٫۸۳۱
En	۰٫۸۱۴	۰٫۸۳۵	۰٫۸۰۶	۰٫۸۵۱	۰٫۸۳۸
Fs	۰٫۱۱۵	۰٫۱۱۳	۰٫۱۰۴	۰٫۱۰۹	۰٫۱۰۵

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای الیون‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۴ اتم اکسیژن انجام شده است. (اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RAY-۱-A۱-OI-۵	RAY-۱-A۲-OI-۱۱	RAY-۱-A۲-OI-۱۲	RAY-۱-A۳-OI-۱۶	RAY-۱-A۴-OI-۱۷	RAY-۱-A۵-OI-۲۳	RAY-۱-A۶-OI-۲۴
نام سنگ	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو
SiO _۲	۳۸٫۶۵	۳۸٫۶۸	۳۸٫۸۱	۳۸٫۵۲	۳۸٫۴۳	۳۸٫۵۹	۳۸٫۶۵
TiO _۲	۰	۰٫۰۲۲۴	۰٫۰۳۹۳	۰٫۰۱۴	۰	۰٫۰۰۲۸	۰٫۰۶۷۳
Al _۲ O _۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۲۹۸	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۱۵۸	۰٫۰۱۹۱	۰	۰
FeO	۲۵٫۵۲	۲۶٫۷۳	۲۵٫۷۳	۲۵٫۱۶	۲۴٫۹۷	۲۴٫۸۶	۲۵٫۲۷
MnO	۰٫۳۶۶	۰٫۴۲۱۴	۰٫۳۶۰۶	۰٫۴۰۵۶	۰٫۳۶۲۸	۰٫۳۳۱۴	۰٫۴۰۶۳
MgO	۳۸٫۲۵	۳۷٫۴۷	۳۸٫۵۵	۳۸٫۷۸	۳۹٫۶۲	۳۹٫۰۸	۳۸٫۴۸
CaO	۰٫۰۲۰۹	۰٫۰۲۵۵	۰٫۰۰۶۹	۰٫۰۰۸۸	۰٫۰۱۹۱	۰٫۰۰۳۷	۰٫۰۲۳۸
Na _۲ O	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱۳	۰	۰٫۰۲۹۷
K _۲ O	۰	۰٫۰۱۱۸	۰٫۰۰۰۴	۰	۰	۰	۰
Cr _۲ O _۳	۰٫۰۱۰۶	۰	۰	۰	۰٫۰۱۲۶	۰	۰
مجموع اکسیدها	۱۰۲٫۸۳	۱۰۳٫۳۹	۱۰۳٫۵	۱۰۲٫۹	۱۰۳٫۴۵	۱۰۲٫۸۷	۱۰۲٫۹۳
Si	۰٫۹۹۱	۰٫۹۹۳	۰٫۹۹	۰٫۹۸۶	۰٫۹۷۹	۰٫۹۸۶	۰٫۹۸۹
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۲
Al	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ^۲	۰٫۵۴۷	۰٫۵۷۳	۰٫۵۴۸	۰٫۵۳۸	۰٫۵۳۲	۰٫۵۳۱	۰٫۵۴۲
Mn	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹
Mg	۱٫۴۶۳	۱٫۴۳۲	۱٫۴۶۵	۱٫۴۸	۱٫۵۰۳	۱٫۴۸۸	۱٫۴۶۸
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
K	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع کاتیون‌ها	۳٫۰۰۹	۳٫۰۰۷	۳٫۰۱۱	۳٫۰۱۳	۳٫۰۲۲	۳٫۰۱۳	۳٫۰۰۹
Fo	۷۲٫۷۹	۷۱٫۴۲	۷۲٫۷۸	۷۳٫۳۴	۷۳٫۸۶	۷۳٫۷۰	۷۳٫۰۳
Fa	۲۷٫۲۱	۲۸٫۵۸	۲۷٫۲۲	۲۶٫۶۶	۲۶٫۱۴	۲۶٫۳۰	۲۶٫۹۷

بحث و بررسی

درصد)، پیروکسن‌های گرانودیوریت‌ها، (۰٫۲۰ تا ۰٫۲۳ درصد)، پیروکسن‌های هورنبلندگابروها، (۰٫۹۹۲ تا ۰٫۲۷ درصد) و سرانجام به‌سوی الیون‌های الیون‌گابرو (۰ تا ۰٫۰۴ درصد) کاهش می‌یابد. روند نزولی نمودار Na_۲O + K_۲O با MgO از کانی‌های روشن به‌سوی کانی‌های مافیک برای نمونه‌های این منطقه نشان می‌دهد که شعاع یونی بزرگ عنصر سدیم (۱٫۰۲ آنگستروم) و پتاسیم (۱٫۳۸ آنگستروم) مانع از نفوذ آنها به شبکه‌ی کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه‌ی تبلور (کانی‌هایی چون الیون و پیروکسن) می‌شود [۲۱].

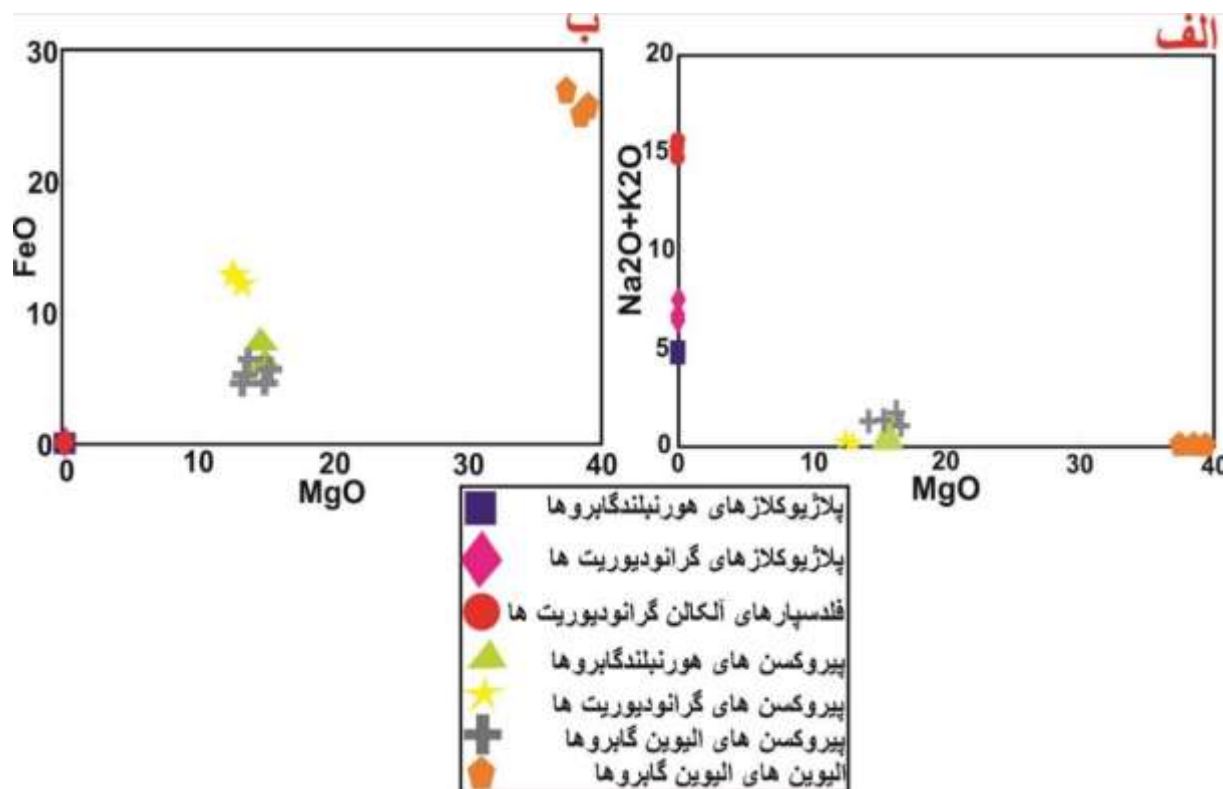
نمودار FeO نسبت به MgO روند صعودی از کانی‌های روشن به‌سمت کانی‌های مافیک، نشان می‌دهد (شکل ۸ ب). بیانی با افزایش MgO، مقدار FeO از فلدسپارهای قلیایی

نمودار فتر برخی از اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی % wt) نسبت به MgO، برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در شکل ۸ نشان داده شده است. با افزایش MgO، از کانی‌های کانی‌های روشن به‌سوی کانی‌های مافیک (کانی‌های تیره)، نمودار Na_۲O+K_۲O روند نزولی و نمودار FeO روند صعودی نشان می‌دهد. با افزایش MgO، نمودار Na_۲O+K_۲O، از کانی‌های روشن به‌سوی کانی‌های مافیک، روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۸-الف). به بیانی با افزایش MgO، مقدار Na_۲O+K_۲O از فلدسپارهای قلیایی گرانودیوریت‌ها، (۱۲٫۹۶ تا ۱۷٫۱۵ درصد)، به‌سمت پلاژیوکلازهای گرانودیوریت‌ها، (۶٫۲۹ تا ۷٫۷۱ درصد)، پلاژیوکلازهای هورنبلندگابروها، از (۳٫۹۸ تا ۵٫۱۵ درصد)، پیروکسن‌های الیون‌گابروها، (۰٫۱۸ تا ۰٫۴

نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، دارای بافت‌های فرعی غربالی، پوست ماری، اینترگرانولار، خال خال و برونوم هم‌ماگما هستند. بافت‌های فرعی (نامتعادل) و برونومهای موجود در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، نشان‌دهنده‌ی نقش موثر پدیده‌ی آلاش ماگمایی و تبلور جدایشی هستند [۱۸، ۲۴]. در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، کانی پیروکسن در حال تبدیل به کانی آمفیبول است که دگرسانی کانی‌های پیروکسن و تبدیل آن‌ها به آمفیبول‌ها را اورالیتی شدن گویند [۱۹]. همچنین، شکل مدور بعضی از کانی‌های الیوین در نمونه‌های این منطقه نشان‌گر نبود تعادل بر اثر تغییر ترکیب شیمیایی، فشار و دماست که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی بلورهای درشت پایداری که پیشتر متبلور شده‌اند، نقش داشته و موجب هضم و تحلیل آن‌ها شده است. در برخی بخش‌های این سنگ‌ها، الیوین‌ها به‌صورت کشیده هستند که می‌توانند نشانگر تبلور در دمای بالا و در شرایط گوارشی باشند

گوارشی

گرانودیوریت‌ها، (۰/۰۰۹۱ تا ۰/۰۹۸۸ درصد)، به‌سمت پلاژیوکلازهای هورنبلندگابروها، (۰/۱ تا ۰/۲ درصد)، پلاژیوکلازهای گرانودیوریت‌ها، از (۰/۱ تا ۰/۳ درصد)، پیروکسن‌های الیوین‌گابرو، (۶/۵ تا ۷/۱۵ درصد)، پیروکسن‌های هورنبلندگابروها، (۷/۲۵ تا ۸/۷ درصد)، سپس به‌سوی پیروکسن‌های گرانودیوریت‌ها، (۱۱/۹۸ تا ۱۲/۷ درصد) و در آخر الیوین‌های الیوین‌گابروها (۲۴/۹ تا ۲۶/۷ درصد) افزایش می‌یابد. عنصر Fe، عنصری سازگار است و در مراحل اولیه‌ی جدایش، به ترکیب کانی‌های فرومنیزین چون الیوین و پیروکسن نفوذ می‌کند. در فازهای اولیه‌ی جدایش، مقدار MgO زیاد و مقدار آهن کم بوده است، به‌طوری که با پیشرفت جدایش ماگما، کانی‌های جدایش یافته‌تر چون الیوین‌ها، FeO بیشتری دارند [۲۲]. افزایش FeO با بالا رفتن مقدار MgO در سنگ‌های گابرویی در اصل با فرآیندهای تبلور جدایشی، شرایط گریزندگی اکسیژن، ترکیب ماگمای اولیه و برهم‌کنش‌های بین کانی‌های متبلور صورت می‌گیرد [۲۳].



شکل ۸ نمودار برخی از اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به MgO در کانی‌های اصلی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی.

در ۱۸۰ تا ۱۸۷ میلیون سال پیش (پایان کیمیرین پیشین)، یک ضخیم‌شدگی در پوسته‌ی قاره‌ای منطقه‌ی مورد بررسی، ایجاد شده و منجر به عمق مورد نیاز با فشار ۹ تا ۱۲ کیلو بار برای جایگیری ماگماها در این اعماق گردیده است [۲، ۲۱، ۳۰].

سن توده‌ی نفوذی مافیک 170 ± 19 میلیون سال (ژوراسیک) و سن باتولیت گرانودیوریت شهرستان شهرابک 164.3 ± 8.1 میلیون سال (ژوراسیک) است [۲] که سن توده‌ی نفوذی مافیک با سن افیولیت‌های شهرابک، ۵۷ تا ۶۰ میلیون سال پیش (پالئوسن) [۳۱-۳۳] همخوانی ندارد. از این رو، بر اساس تفاوت سن دیده شده، توده‌ی نفوذی مافیک این منطقه بخش‌هایی از افیولیت شهرابک نیستند و همچنین، در منطقه‌ی مورد بررسی، شواهدی از دگرشکلی جایگزینی افیولیت‌ها مانند توالی‌های افیولیتی، چون رسوب‌های دریایی، گابروهای توده‌ای، گدازه‌های بالشی، دایک‌های صفحه‌ای و توالی‌های گوشته‌ای چون پریدوتیت‌ها وجود ندارد.

برداشت

توده‌های نفوذی گابرویی بر اثر کاهش دما و تبلور کانی‌های الیوین و پیروکسن ایجاد شده‌اند. از این رو، در اثر تبلور این ماگماها، انباشت کانی‌ها و جورشدگی انجام شده و کومولاهای فرامافیک و آنورتوزیت‌ها در توده‌ی نفوذی مافیک ایجاد می‌گردند. همچنین، نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، دارای بافت‌های فرعی غربالی، پوست ماری، اینترگرانولار، خال خال و برونوم هم‌ماگما هستند. بافت‌های فرعی (نامتعادل) و برونوم‌های موجود در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، نشان‌دهنده‌ی نقش موثر پدیده‌ی آلیش ماگمایی و جدایش بلوری هستند.

با توجه به بررسی‌های صحرایی و شواهدی، گابروهای منطقه از گابروهای پیش‌رس توده‌ی نفوذی گرانودیوریت شهرابک هستند. این شواهد عبارتند از: (۱) بیشتر بودن سن گابروها از گرانودیوریت‌ها، (۲) نبود برونوم از گرانودیوریت درون گابروها، (۳) قرارگیری گابروها به صورت خطی و در لبه گرانودیوریت‌ها و (۴) ارتباط رگه‌های آنورتوزیتی تزریق شده در گابروها به گرانودیوریت‌ها.

در بررسی‌های شیمی کانی‌ها، پلاژیوکلازها از نوع آندزین تا لابرادوریتی و فلدسپارهای قلیایی از نوع ارتوکلاز هستند. پیروکسن‌ها در گستره کلینوپیکروکسن (دیوپسید) قرار دارند. در

چگونگی تغییرات ماگمایی در اتاق ماگمایی توده‌های مافیک منطقه‌ی مورد بررسی، به صورت دو فرضیه بیان می‌شود. فرضیه نخست بر پایه فرایند آمیزش ناپذیری است که می‌تواند موجب ایجاد بخش‌های آنورتوزیتی با ترکیب شیمیایی ثابتی از کانی پلاژیوکلاز شود و به علت شناورشدن و جدایش از بخش‌های غنی از آهن در پایان آشیانه‌ی ماگمایی، مجموعه‌های مجزای آنورتوزیتی در بخش‌های بالایی آشیانه و ماگمای مافیک در بخش‌های پایینی آشیانه ایجاد شود [۲۷]. این فرضیه، با شواهد صحرایی منطقه‌ی مورد بررسی همخوانی ندارد، زیرا رگه‌های آنورتوزیتی درون تروکتولیت‌ها نه به صورت مجموعه‌های مجزا وجود دارند. همچنین، این امر که فرایند آمیزش ناپذیری می‌تواند منجر به بخش‌های آنورتوزیتی با ترکیب شیمیایی ثابتی از کانی پلاژیوکلاز شود نیز رد می‌شود، زیرا از نظر شیمی کانی، پلاژیوکلازها ترکیب شیمیایی ثابتی ندارند و از نوع آندزین تا لابرادوریتی هستند. در فرضیه دوم بر اثر فرایند جدایش بلوری یک ماگمای بازالتی بدون آب غنی از آلومین در اعماق پوسته، امکان دارد انباشتی‌های (کومولاهای) دربردارنده پلاژیوکلاز و فرامافیک ایجاد گردند [۲۸]. اگر این ماگماهای بازالتی در اعماق در فشارهای ۱۵ تا ۲۰ کیلو بار تبلور یابند، کانی‌های ارتوپیکروکسن به شکل کانی‌هایی در مذاب ایجاد گردیده و در نتیجه آنورتیت نوریتی ایجاد می‌شود. این در حالی است که اگر این نوع ماگما در اعماق کم تبلور یابد، کانی‌های الیوین به صورت فاز مذاب، جایگزین هیپرستن می‌گردند و آنورتوزیت تروکتولیتی ایجاد می‌شود [۲۹]. از این رو، امکان دارد که طی فرایند تبلور جدایشی توده‌ی نفوذی مافیک در اعماق پوسته‌ی پایینی (اعماق با فشارهای کمتر از ۱۲ کیلو بار) توده‌های کوچکی از آنورتوزیت و فرامافیک (سرشار از کانی‌های الیوین و کلینوپیکروکسن) ایجاد شده باشند و به این دلیل، امکان تبلور کانی‌های ارتوپیکروکسن وجود ندارد. بر پایه بررسی‌های شیمی کانی، پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی رباط در گستره دیوپسید و کلینوپیکروکسن قرار دارند و براساس بررسی‌های صحرایی، در تروکتولیت‌های منطقه، رگه‌های آنورتوزیتی وجود دارد همه‌ی این شواهد فرضیه‌ی تبلور جدایشی ماگمای بازالتی در اعماق کمتر از ۱۲ کیلو بار را تأیید می‌کنند و این رگه‌های آنورتوزیتی به احتمال بسیار بر اثر فرایند جدایش (به ویژه مواد فرار)، تزریق ماگماهای جدید و جریان‌یافتن ایجاد می‌گردند. چنین بحثی تأیید می‌شود، زیرا

- [7] Nabavi M., "An introduction to the geology of Iran", (In Persian), (1977) 109.
- [8] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran", a review. AAPG bulletin, 52(7), (1968) 1229-1258.
- [9] Fazlnia A., "Partial melting of subducted clay xenoliths in Tale Pahlavani batholith, Shahr-Babak: the reasons for the formation of peraluminous granite intermediates, (In Persian)", Science Journal of Shahid Chamran University, Number 23 (Part B), (2010) 61-78.
- [10] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Sciences, 24(4), (2005) 405-417.
- [11] Fazlnia A., Schenk V., Appel P., Alizade A., "Petrology, geochemistry, and geochronology of the Chah-Bazargan gabbroic intrusions in the south Sanandaj-Sirjan zone, Neyriz, Iran", International Journal of Earth Sciences, 102, (2013) 1403-1426.
- [12] Fazlnia A., "Studying the batholith in the southwest of Shahr-babak and its relationship with the metamorphic rocks in the northeast of Neyriz. PhD thesis, (In Persian)", Shahid Bahonar University of Kerman, Faculty of Science, (2007) P. 339.
- [13] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological society of America Bulletin, 103, (1991) 983-992.
- [14] Valeh N., Alavi Tehrani N., "Geological Survey of Iran", 1:250000 Neyriz Scale Map (1985).
- [15] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations" (No Title) (1993).
- [16] Streckeisen A., "To each plutonic rock its proper name", Earth-science reviews, 12(1) (1976) 1-33.
- [17] Bédard J. H., "Partitioning coefficients between olivine and silicate melts", Lithos, 83(3-4) (2005) 394-419.
- [18] Best M., Christiansen E. H., "Igneous petrology", Blackwell Science (2001) 458 p.
- [19] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", Mineralogical Society of Great Britain and Ireland (2013) 510 p.
- [20] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Gottardi G.,

بررسی‌های سنگ‌نگاری نمونه‌های منطقه دیده شد که الیوین‌ها به‌صورت کشیده هستند که نشانگر دگرسانی دمای بالا و با خاستگاه گوشته‌ای است. از نظر شیمی کانی‌ها نیز الیوین‌ها از نوع کریزولیت و سرشار از منیزیم هستند که الیوین‌های غنی از منیزیم در دمای بالا و در گوشته و یا در سنگ‌های آذرینی بالا آمده از گوشته ایجاد می‌شوند.

قدردانی

از دکتر مارکو فیلیپی برای آموزش دستگاه‌های موجود در آزمایشگاه دانشگاه یونیمی میلان (ایتالیا) و دکتر جان لوکا سسا و آندریا ریسپلندنته کارشناسان فنی آزمایشگاه و همه گروه بخش زمین‌شناسی دانشگاه یونیمی میلان که صبورانه در انجام آزمایش‌ها کمک کردند، تشکر می‌کنم. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری ایران، برای اعطای بورسیه فرصت مطالعاتی و دانشگاه شهید باهنر کرمان (ایران) سپاسگزاریم.

مراجع

- [1] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics, 229(3-4), (1994) 211-238.
- [2] Fazlnia M., Moradian A., Rezaei K., Moazen M., ALI P. S., "Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran", evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating (2007).
- [3] Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian journal of earth sciences, 18(2), (1981) 210-265.
- [4] Fathi Behrouz, "the investigation of petrology and mineral chemistry granite dykes in the Diorite intrusive body, Kangarah WS- Ghorveh (Kurdistan Province), (In Persian)", The 23rd Conference of Crystallography and Mineralogy of Iran, Damghan University. (2016).
- [5] Mohajjel M., Fergusson C. L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", Journal of Structural geology, 22(8), (2000) 1125-1139.
- [6] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 21(4), (2003) 397-412.

- Scotland", Contributions to Mineralogy and Petrology, 175 (2020) 1-25.
- [27] Philpotts A. R., "A model for the generation of massif-type anorthosites", Canadian Mineralogist, 19(2) (1981) 233-253.
- [28] Green T. H., "High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite", Canadian Journal of Earth Sciences, 6(3) (1969) 427-440.
- [29] Simmons E. C., Hanson G. N., "Geochemistry and origin of massif-type anorthosites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 66 (1978) 119-135.
- [30] Fazlnia A., Schenk V., van der Straaten F., Mirmohammadi M., "Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran", Lithos, 112(3-4), (2009) 413-433.
- [31] Campbell K., Ghazi A. M., LaTour T., Hassanipak A. A., "Geochemistry, petrology and tectonics of the Shahr-Babak ophiolite, SE Iran", Geol. Soc. Am., SE Sect. Abstr. Progr, 31(9), (1999) 485-497.
- [32] Ghazi A. M., Pessagno E. A., Hassanipak A. A., Kariminia S. M., Duncan R. A., Babaie H. A., "Biostratigraphic zonation and 40Ar - 39Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193(2) (2003) 311-323.
- [33] Ghazi A. M., Hassanipak A. A., Mahoney J. J., Duncan R. A., "Geochemical characteristics, 40Ar - 39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran", Tectonophysics, 393(1-4) (2004) 175-196.
- "Nomenclature of amphiboles", American Mineralogist, 73 (1988) 1123-1133.
- [21] Zhao J. H., Zhou M. F., "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle", Precambrian research, 152(1-2), (2007) 27-47.
- [22] Reichow M. K., Saunders A. D., White R. V., Al'Mukhamedov A. I., Medvedev A. Y., "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps", Russia. Lithos, 79(3-4) (2005) 425-452.
- [23] Khalil K., Summers P., El-Shazly A., "Origin of the post-collisional younger gabbroic rocks and the associated Fe-Ti oxide ores, Abu Ghalaga area, Southern Eastern Desert, Egypt: mineralogical and geochemical constraints", Arabian Journal of Geosciences, 16(3) (2023) 160.
- [24] Filipov M., de Assis Janasi V., "The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography geochemistry and U-Pb dating", Brazilian Journal of Geology, 31(3) (2008) 341-348.
- [25] Hepworth L. N., O'Driscoll B., Gertisser R., Daly J. S., Emeleus C. H., "Incremental construction of the unit 10 Peridotite, Rum eastern layered intrusion, NW Scotland", Journal of Petrology, 58(1) (2017) 137-166.
- [26] Hepworth L. N., Kaufmann F. E., Hecht L., Gertisser R., O'Driscoll B., "Braided peridotite sills and metasomatism in the Rum Layered Suite,