

بررسی سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های گابرویی منطقه‌ی جوزم - شهر بابک 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 یونیمی میلان، ایتالیا

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۴/۲۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۷/۱)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی، در ۴۵ کیلومتری شمال غرب شهر بابک و در جنوب شرقی کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر قرار دارد و جزئی از ایران مرکزی است. در توده‌ی نفوذی گابرویی این منطقه، پگماتیت گابرو دیده می‌شود که گویای خاستگاه عمیق آن‌هاست. در پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها، بافت‌های عدم تعادل چون برونوم (آنکلاو)، بافت‌های غربالی و منطقه‌بندی دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها از نوع آندزین تا بایتونیت هستند. پیروکسن‌ها که از نوع کلینوپیروکسن (دیوپسید) هستند، در گستره آذرین (نیمه قلیایی) ساب آکالن (تولیتی) قرار دارند. همچنین، این کانی‌ها، از نوع کوهزایی و کمان آتشفشانی هستند. دمای تشکیل کانی‌های پلاژیوکلاز حدود ۵۵۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و دمای شکل‌گیری کانی‌های کلینوپیروکسن حدود ۱۱۸۰ تا ۱۲۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است. مقدار فشار در حین تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن، در حدود ۶ تا ۱۰ کیلو بار است. در محیط تشکیل کانی‌های پیروکسن، فوگاسیته اکسیژن زیاد و مقدار آب ماگما در حین تبلور ماگما ۱۰ درصد می‌باشد. الیون‌ها، از نوع هیالوسیدریت و غنی از منیزیم هستند.

واژه‌های کلیدی: گابرو؛ پگماتیت گابرو؛ شیمی کانی‌ها؛ جوزم؛ شهر بابک؛ کرمان.

مقدمه

ماگمایی است که از برخورد لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی ایجاد شده است [۴-۷]. قدیمی‌ترین سنگ‌های ماگمایی کمر بند ارومیه - دختر سنگ‌های نفوذی آهکی قلیایی هستند که روی سازندهای زوراسیک پسین قرار دارند و به‌طور نامتجانس با سنگ‌های آهک فسیلی کرتاسه‌ی پیشین پوشانده شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مافیک تا حد واسط با ماهیت آهکی قلیایی تا شوشونیتی کمان ماگمایی ارومیه - دختر وابسته به ائوسن هستند [۱، ۲، ۵، ۱۴، ۸]. جوان‌ترین سنگ‌های این کمر بند، بیشتر از جریان‌های گدازه‌ای و آذرآواری‌هایی وابسته به

منطقه‌ی مورد بررسی، با طول‌های جغرافیایی ۰۳'، ۵۵° تا ۰۵'، ۵۵° و عرض‌های جغرافیایی ۳۷'، ۳۰° تا ۴۱'، ۳۰° در جنوب شرقی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر، شمال غرب نوار دهج - ساردوئیه و در شهر بابک قرار دارد. کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر، یک کمان ماگمایی مربوط به فروانش است که از سنگ‌های درونی و بیرونی با ماهیت تولیتی، آهکی قلیایی (کالک آکالن) و قلیایی غنی از پتاسیم بوده که بین پهنه‌های سندانج - سیرجان و ایران مرکزی واقع است [۱-۳]. همچنین، فرض می‌شود که کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر یک کمان

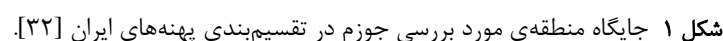
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۱۸۰۸۵۲۷۴، پست الکترونیکی: Sheidaakmali65@gmail.com

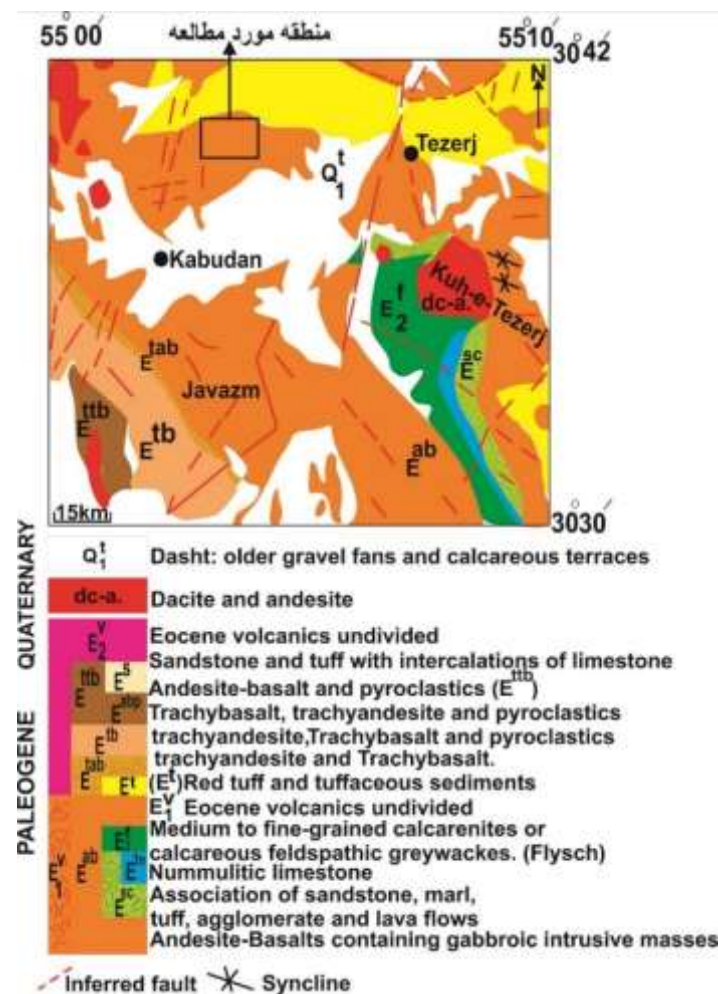
Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited



قاره‌ای قرار دارند. دورانی و مرادیان [۳۱] با بررسی زمین-شیمیایی و زمین‌ساختی ماگمایی توده‌های گابرویی جنوب غرب شهرستان شهر بابک در استان کرمان پی بردند که سری ماگمایی گابروهای منطقه، نیمه‌قلیایی (تولیتی) بوده و ماگمای تولیتی از یک پریدوتیت گوشته‌ی بالایی ایجاد گردیده است. جایگاه منطقه‌ی مورد بررسی جوزم، در تقسیم‌بندی پهنه‌های ایران [۳۲] در شکل ۱ و در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انار به‌دست‌آمده از سازمان زمین‌شناسی کشور [۳۳] در شکل ۲ نشان داده شده است.

در این پژوهش، با بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، ویژگی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و بافتی سنگ‌های منطقه‌ی جوزم تعیین شده است. همچنین با بررسی شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون نمونه‌های این منطقه، به روش آنالیز ریزپردازش الکترونی و زمین دما فشارسنجی، شرایط ترمودینامیکی هنگام انجماد ماگماها و محیط زمین-ساختی ماگمایی نمونه‌ها تعیین گردیده‌اند.





شکل ۲ جایگاه منطقه‌ی جوزم در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انار به‌دست‌آمده از سازمان زمین‌شناسی کشور [۳۳].

محیط زمین‌شناسی

در منطقه‌ی مورد بررسی جوزم، توده‌ی گابرویی (شکل ۳ الف) به زیر آتشفشانی‌های ائوسن بیرون‌زدگی دارد (شکل ۳ ب). بر اساس بررسی‌های صحرایی، رخنمون این توده‌ی نفوذی گابرویی نقطه‌ای و تقریباً بیضی‌شکل است و گابروی دیگری در منطقه‌ی مورد مطالعه دیده نمی‌شود. گابروهای این منطقه نسبتاً سالم و دارای هوازدگی کم هستند. این سنگ‌ها، دانه‌ریز تا کمی دانه‌درشت هستند و در این سنگ‌ها، برونوم‌های داسیتی دیده می‌شود (شکل ۳ پ). وجود برونوم‌ها گویای جوان‌بودن توده‌ی گابرویی نسبت به پلاگ‌های داسیتی این منطقه است. توده‌ی نفوذی منطقه به زمان پس از فروانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی مربوط بوده و به‌علت نفوذ به زیر سنگ‌های آتشفشانی‌های ائوسن و دارابودن برونوم‌هایی از زبانه‌های داسیتی چون کوه تزر و تیرکوه، از دیگر گروه‌های سنگی موجود در منطقه جوان‌تر است [۳۰].

همچنین، مرادیان [۲۸] با بررسی ایزوتوپی بیوتیت‌ها و هورنبلندهای این زبانه‌ها و با سن‌سنجی K-Ar برای سنگ‌های نرکوه جوزم، سن تقریبی ۶/۵ میلیون سال و برای سنگ‌های کوه تزر، سن 16.4 ± 1 میلیون سال را بدست آورده است که دلیل دیگری بر جوان‌بودن توده‌ی گابرویی است. در توده‌ی نفوذی گابرویی این منطقه، پگماتیت‌گابرو وجود دارد (شکل ۳ ت). این سنگ‌ها سطح تازه شکسته شده‌ی خاکستری روشن دارند. در پگماتیت‌گابروها، بلورها می‌توانند به اندازه‌های ۱ تا ۵ سانتی‌متر یا حتی بزرگتر تا اندازه‌ی ۳ تا ۴ متر رشد کنند و ویژگی‌های آنها وابسته به شرایط تبلور و ترکیب ماگمای مادر است و از شواهد تأیید‌کننده‌ی خاستگاه عمیق گابروها هستند [۳۴]. از پدیده‌های دیگر قابل مشاهده در این سنگ‌ها، فرسایش پوست‌پیزی (شکل ۳ ث) است. همچنین، در گابروها درز و شکاف‌هایی وجود دارد و کانی ثانویه‌ی کلسیت در آنها، نفوذ کرده است (شکل ۳ ج).



شکل ۳ الف) رخنمون کلی توده‌ی نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی، ب) محل تماس گابرو با سنگ‌های آتشفشانی، پ- نمونه‌هایی از برونوم‌های داسیتی در گابروها، ت) پگماتیت گابرو، ث) فرسایش پوست‌پیزی در گابروها، ج) وجود رگه‌های کلسیتی در گابروها.

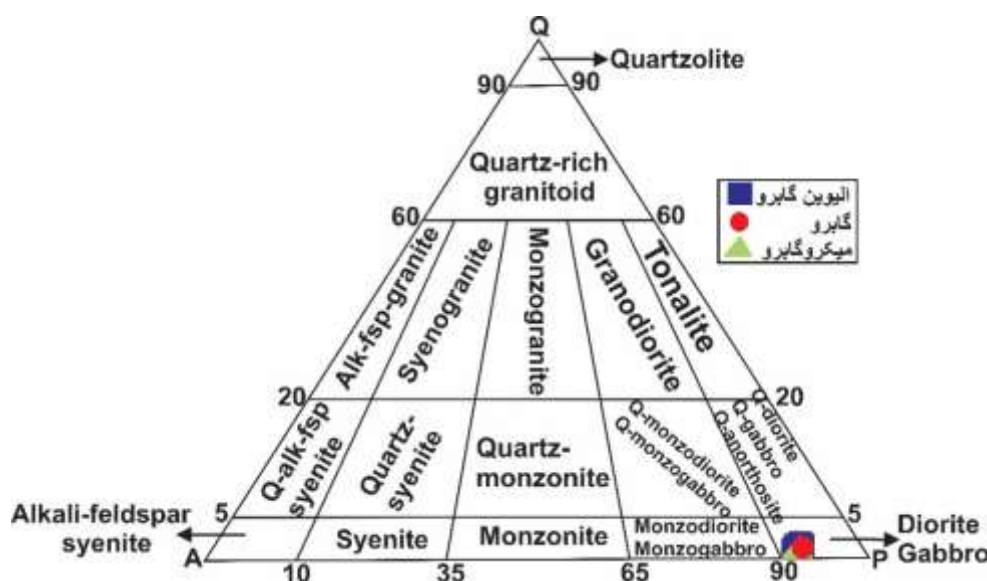
روش کار

پس از پیمایش‌های صحرایی در منطقه جوزم، از برخی نمونه‌های تازه‌تر، مقاطع نازک و صیقلی تهیه شد و بررسی‌های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ قطبشی در دانشگاه شهید باهنر کرمان انجام شد. مراحل بعدی آزمایش‌های شیمی کانی‌ها در دانشگاه یونیمی میلان در کشور ایتالیا با آنالیز ریزپردازشی الکترونی انجام گردید. تجزیه و تحلیل شیمیایی کانی‌ها در ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵ kV و با جریان پرتو ۵ nA انجام شد و سپس، با نرم‌افزارهای گرافیکی و تخصصی (از جمله

اکسل،...، Iqpet, Minpet, Corel draw) آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام و نتایج بررسی گردید.

سنگ‌نگاری

با تعیین درصد حجمی کانی‌ها، می‌توان نام دقیق نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی را مشخص کرد و برای نام‌گذاری سنگ‌ها از رده‌بندی بر اساس QAP [۳۵] (شکل ۴) استفاده کرد. بر پایه‌ی بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده‌های نفوذی این منطقه شامل البوین گابرو، گابرو و میکروگابرو هستند.



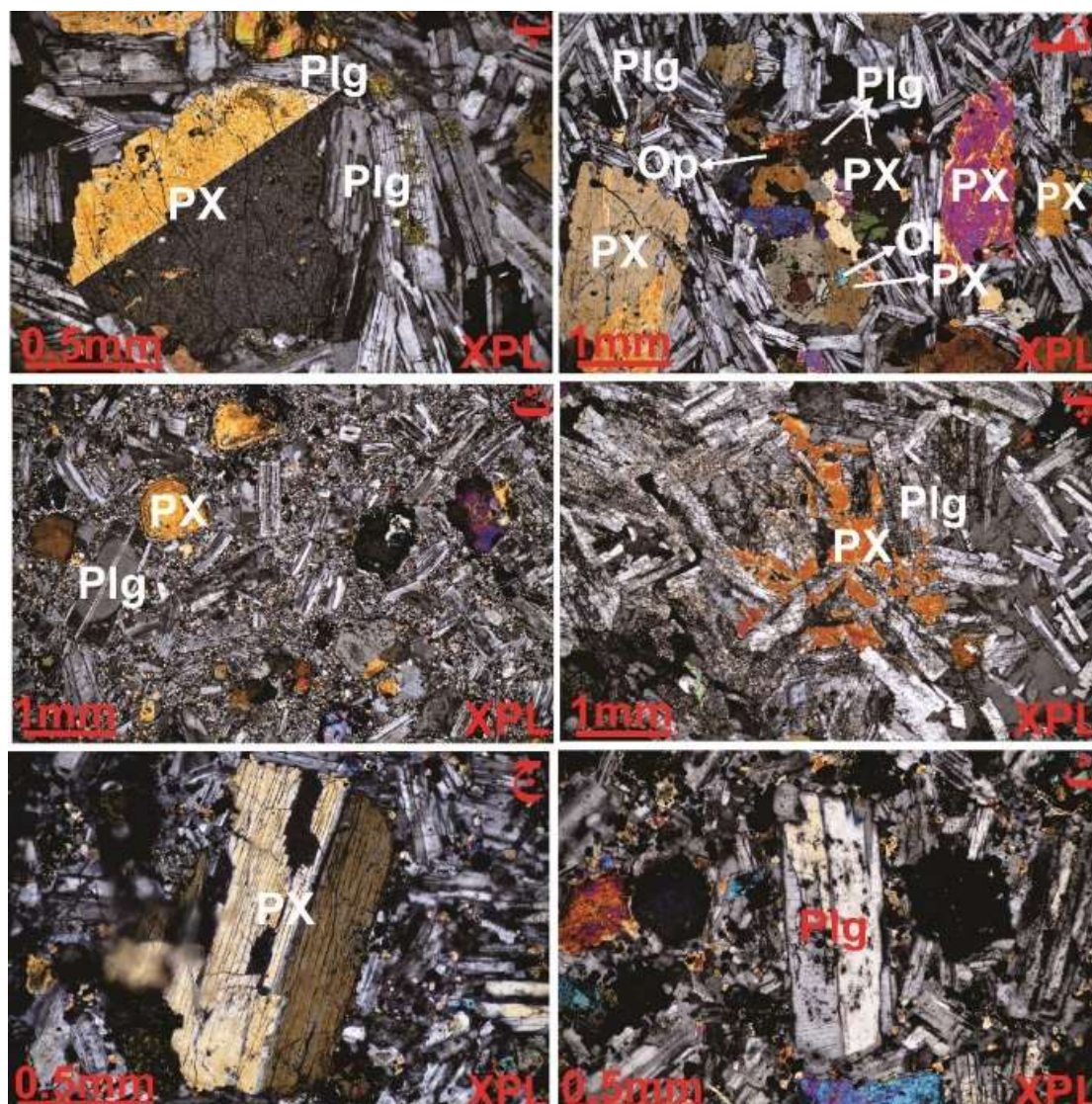
شکل ۴ تقسیم‌بندی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار QAP [۳۵].

۳ میلی‌متر، به‌صورت شکلدار تا بی‌شکل، با ماکل ساده و دوتایی و زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۴۵ درجه در سنگ وجود دارند. در برخی بخش‌های این سنگ‌ها، کانی‌های پیروکسن منطقه‌بندی نشان می‌دهند. الیوین‌ها، به‌صورت نیمه شکلدار تا بی‌شکل در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر هستند.

میکروگابروها: این سنگ‌ها، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۵۲٪)، فلدسپارقلیایی (۳٪)، پیروکسن (۱۵٪)، الیوین (۱۰٪)، کانی کدر (۱۰٪)، بیوتیت (۰/۵٪)، آپاتیت (۰/۵٪)، اپیدوت (۸٪)، کلریت (۰/۵٪) و کلسیت (۰/۵٪) هستند. در کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن این سنگ‌ها، منطقه‌بندی دیده می‌شود (شکل ۵ ت). همچنین در این سنگ‌ها، بافت اصلی پورفیری (شکل ۵ ت) و بافت فرعی غربالی در پلاژیوکلازها (شکل ۵ ث) و پیروکسن‌ها دیده می‌گردد. در میکروگابروهای این منطقه، پلاژیوکلازها به‌صورت ریزسنگ‌هایی ریزدانه در اندازه‌های ۰/۱ تا ۱/۵ میلی‌متر و با زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۳۸ درجه هستند. فلدسپارهای قلیایی در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر دیده می‌شوند. پیروکسن‌ها به‌صورت شکلدار تا بیشکل و با ماکل ساده و دوتایی (شکل ۵ ج) در اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۴۶ درجه وجود دارند. در برخی بخش‌های این سنگ‌ها در کانی‌های پیروکسن، منطقه‌بندی دیده می‌شود. الیوین‌ها، به‌صورت شکلدار تا بیشکل در اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر هستند.

الیوین گابروها: این سنگ‌ها، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۵۴٪)، فلدسپارقلیایی (۳٪)، الیوین (۱۵٪)، پیروکسن (۱۰٪)، کانی کدر (۸٪)، بیوتیت (۸٪)، آپاتیت (۰/۵٪)، کلریت (۱٪) و کلسیت (۰/۵٪) هستند. بافت غالب این سنگ‌ها دانه‌ای است و بافت‌های فرعی غربالی، خال خال و برونوم (اتصال کانی‌ها به هم) نیز دیده می‌شود (شکل ۵ الف). در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها به‌صورت درشت بلورهای کشیده با اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر و با زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۳۵ درجه هستند. فلدسپارهای قلیایی در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر وجود دارند. الیوین‌ها، نیمه شکلدار تا بیشکل و با اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر هستند. پیروکسن‌ها در اندازه‌ی ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر، به‌صورت نیمه شکلدار تا بی‌شکل، با ماکل ساده و دوتایی و زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۴۰ درجه هستند.

گابروها: این سنگ‌ها، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۶۰٪)، فلدسپارقلیایی (۳٪)، پیروکسن (۱۵٪)، الیوین (۱۰٪)، کانی کدر (۸٪)، بیوتیت (۲٪)، آپاتیت (۰/۵٪)، کلریت (۱٪) و کلسیت (۰/۵٪) هستند. در این سنگ‌ها، بافت غالب دانه‌ای و بافت فرعی غربالی، بین دانه‌ای (شکل ۵ ب) و پوست ماری (شکل ۵ پ) دیده می‌گردد. در این نمونه‌ها، پلاژیوکلازها با زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۳۵ درجه هستند و اندازه‌ای حدود ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر دارند. فلدسپارهای قلیایی در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر وجود دارند. پیروکسن‌ها، در اندازه‌ی ۰/۵ تا



شکل ۵ الف- بافت اصلی گلاتولار، بافت فرعی غربالی در پیروکسن، بافت پوئی کیلیتیک و برونوم در الیون گابروها، (ب) بافت فرعی اینترگلانولار در گابروها، (پ) بافت فرعی افیتیک در گابروها، (ت) بافت اصلی پورفیری و منطقه‌بندی در پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای میکروگابروها، (ث) بافت فرعی غربالی در پلاژیوکلازهای میکروگابروها، (ج) ماکل دوتایی کانی پیروکسن در میکروگابروها. Plg: پلاژیوکلاز، ol: کانی کدر، Ol: الیون، Px: پیروکسن.

شیمی کانی‌ها

در این پژوهش، برای شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌های نمونه‌ی منطقه‌ی مورد بررسی جوزم، کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون آنالیز ریزپردازشی الکترونی شدند (جدول ۱، ۲ و ۳).

بر اساس نمودار مثلثی آلیت-آرتوز- آنورتیت [۳۶]، پلاژیوکلازهای نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، از نوع آندزین تا بایتونیت بوده (شکل ۶ الف) و بر پایه‌ی نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs [۳۷]، پیروکسن‌های نمونه‌های این منطقه از نوع

کلینوپیروکسن (دیوپسید) هستند (شکل ۶ ب). همچنین، بر اساس نمودار $Mg/(Fe^{+2}+Mg)$ نسبت به $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ [۳۶]، الیون‌های این منطقه، از نوع هیالوسیدریت بوده که الیون‌های غنی از منیزیم هستند. الیون فورستریتی بیشتر در گوشته و یا در سنگ‌های آذرینی که به‌صورت مستقیم از گوشته صعود می‌کنند، یافت می‌شود [۳۸] و می‌توان چنین گفت که خاستگاه این کانی‌ها گوشته‌ای است (شکل ۶ پ) که وجود پگماتیت‌گابرو در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، گوشته‌ای بودن خاستگاه را تأیید می‌کند.

بحث و بررسی

دگرگونی‌های ماگمایی

در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، نشانه‌های سنگ‌نگاری پدیده‌ی جدایش ماگمایی و آرایش ماگمایی چون برونوم و بافت غربالی وجود دارند که بیانگر شرایط عدم تعادل طی انجماد ماگما هستند. همچنین، در پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها، منطقه‌بندی دیده می‌شود. منطقه‌بندی در کانی‌های پلاژیوکلاز به سه علت ایجاد می‌شود که عبارتند از ۱- بازجذب یا انحلال بیگانه بلورهایی که طی آرایش ماگمایی یا هضم در ماگما بوده‌اند. ۲- بازجذب یا انحلال درشت بلورها به دلیل کاهش فشار سیال‌ها و یا افزایش دمای ذوب و ۳- کاهش رشد بلوری به دلیل سردشدن سریع [۳۹]. همچنین، ماهیت درشت بلورهای پیروکسن و منطقه‌بندی در آن‌ها فرایندهای ماگمایی را در مخازن ماگمایی

پیش و یا همزمان با فوران ثبت می‌کنند [۴۰].
توده‌ی گابرویی بر اثر کاهش دما و تبلور کانی‌های الیوین و پیروکسن ایجاد می‌گردد [۴۱]. در توده‌ی گابرویی، کانی پلاژیوکلاز بسیار یافت می‌شود که به علت جدایش فازهای مافیک در فشار به نسبت بالاست. در این فشارها به دلیل تبلور فازهای مافیک، اکسید آلومینیوم در مذاب افزایش می‌یابد و در فشارهای پایین‌تر، کانی‌های پلاژیوکلاز در دمای انجماد، از مذاب مافیک متبلور می‌گردند که نشان می‌دهد که ماگمای مادر نمونه‌های این منطقه پیش از جایگزینی دچار فرایند جدایش شده‌اند [۴۲، ۴۳]. در پیروکسن‌های نمونه‌های این منطقه، آلومینیوم بیشتر از سدیم است، از این رو این کانی‌ها در گروه پیروکسن‌های کلسیمی قرار دارند، زیرا با افزایش آلومینیوم در ترکیب کانی پیروکسن، فعالیت کلسیم زیاد می‌شود که ناشی از افزایش فشار هنگام تبلور کانی است [۴۴].

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی جوزم (اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu). کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن محاسبه‌ی شده‌اند.

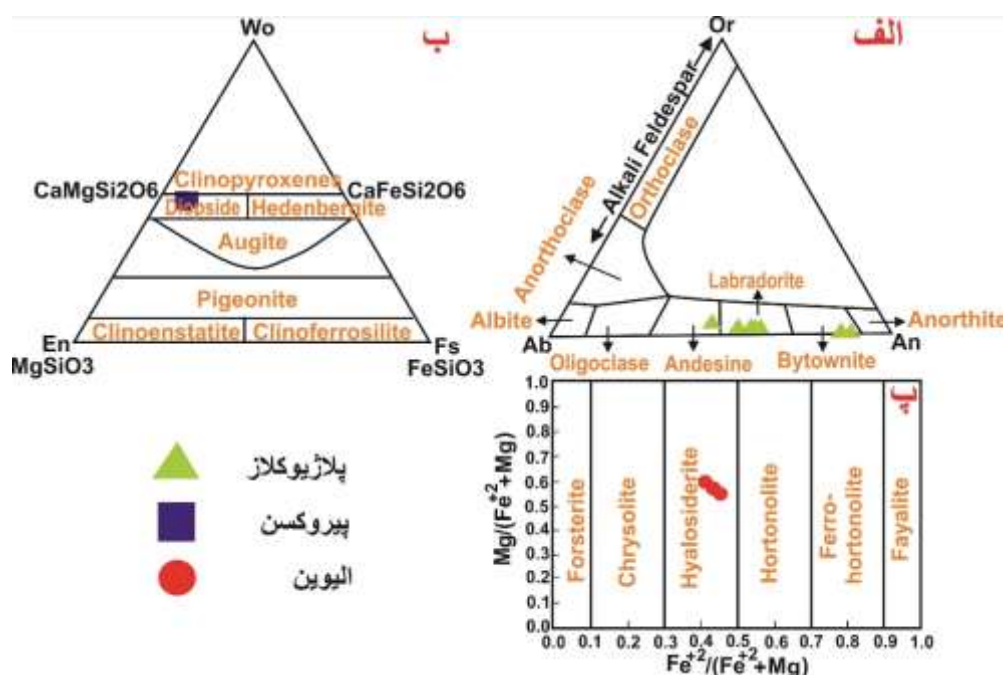
شماره نمونه‌ها و نقاط تجزیه شده	۱JA۳-A۴-Plg-۲۳	۱JA۳-A۵-Plg-۲۵	۱JA۳-A۶-Plg-۲۸	۱JA۳-A۸-Plg-۳۰	۱JA۳-A۸-Plg-۳۱	۱JA۳-A۸-Plg-۳۲	۱JA۳-A۱۰-Plg-۳۸
نام سنگ	الیوین	الیوین	الیوین	الیوین	الیوین	الیوین	الیوین
SiO _۲	۵۴,۰۴	۴۶,۸۱	۵۳,۵۹	۴۶,۳۷	۵۷,۰۲	۵۴,۸۴	۵۳,۱۹
TiO _۲	۰,۰۶۲۸	۰,۰۳	۰,۱۱۳۶	۰,۰۰۴۵	۰,۰۸۲۱	۰,۰۷۷۷	۰,۱۱۶۵
Al _۲ O _۳	۲۹,۵۵	۳۳,۹۷	۲۹,۲۲	۳۴,۴۴	۲۷,۴۶	۲۸,۵	۲۹,۵۶
FeO	۰,۲۲۲۱	۰,۲۰۴۱	۰,۲۹۲۱	۰,۱۷۷۳	۰,۲۳۶۴	۰,۲۳۳	۰,۲۲۶۲
MnO	۰,۰۱۲۵	۰,۰۲۵۸	۰,۰۰۸۸	۰,۰۰۷۴	۰	۰,۰۱۹۹	۰
MgO	۰,۰۰۱۹	۰	۰,۰۶۳	۰	۰,۰۲۲۱	۰,۰۴۵۹	۰,۰۲۲۹
CaO	۱۱,۷۷	۱۷,۱۵	۱۱,۹۳	۱۷,۶	۹,۲۷	۱۰,۹۶	۱۲,۳۳
Na _۲ O	۴,۴۹	۱,۶۴	۴,۳۲	۱,۲۹	۵,۵۶	۴,۸۲	۴,۳۶
K _۲ O	۰,۳۶	۰,۰۷	۰,۴۰	۰,۰۶	۰,۶۵	۰,۴۰	۰,۳۲
Cr _۲ O _۳	۰	۰,۰۱	۰	۰	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۴
مجموع اکسیدها	۱۰۰,۵۱	۹۹,۹۱	۹۹,۹۴	۹۹,۹۵	۱۰۰,۳۶	۹۹,۹۶	۱۰۰,۱۶
OX	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Si	۲,۴۳	۲,۱۵۴	۲,۴۲۷	۲,۱۳۲	۲,۵۵۴	۲,۴۷۷	۲,۴۰۹
Ti	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳
Al	۱,۵۶۹	۱,۸۴۳	۱,۵۶۳	۱,۸۶۸	۱,۴۴۹	۱,۵۲	۱,۵۷۹
Fe ^T	۰,۰۰۸	۰,۰۰۸	۰,۰۱۱	۰,۰۰۶	۰,۰۰۸	۰,۰۰۸	۰,۰۰۸
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰	۰	۰,۰۰۵	۰	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳
Ca	۰,۶	۰,۸	۰,۶	۰,۹	۰,۴	۰,۵	۰,۶
Na	۰,۳۹	۰,۱۴۴	۰,۳۸	۰,۱۱۶	۰,۴۸۴	۰,۴۲۴	۰,۳۸۲
K	۰,۰۲۲	۰,۰۰۶	۰,۰۲۲	۰,۰۰۶	۰,۰۳۸	۰,۰۲۲	۰,۰۱۶
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع کاتیون‌ها	۴,۹۹	۵,۰۰۱	۴,۹۹۱	۴,۹۹۶	۴,۹۸۲	۴,۹۸۶	۴,۹۹۹
Ab	۰,۴	۰,۱	۰,۴	۰,۱	۰,۵	۰,۴	۰,۴
An	۰,۶	۰,۸	۰,۶	۰,۸	۰,۵	۰,۵	۰,۶
Or	۰,۰۲	۰,۰۰۶	۰,۰۲	۰,۰۰۶	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲

جدول ۲ نتایج تجزیه آنالیز نقطه‌ای پیروکسن‌ها در نمونه‌های منطقه‌ای مورد بررسی جوزم. (محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۶ اتم اکسیژن) (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu)).

شماره نمونه‌ها و نقاط تجزیه شده	۱JA۳-A۵-PX-۲۶	۱JA۳-A۶-PX-۲۷	۱JA۳-A۸-PX-۳۴	۱JA۳-A۹-PX-۳۵	۱JA۳-A۹-PX-۳۶	۱JA۳-A۹-PX-۳۷	۱JA۳-A۱۰-PX-۳۹
نام سنگ	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو
SiO _۲	۵۱٫۰۴	۵۱٫۶۵	۵۱٫۰۲	۵۱٫۲۴	۴۸٫۹۳	۵۰٫۸۳	۵۰٫۸۷
TiO _۲	۱٫۱۸	۰٫۵۷	۱٫۲۵	۱٫۰۸	۱٫۰۷	۱٫۲۷	۱٫۱۳
Al _۲ O _۳	۳٫۵	۳٫۲۷	۳٫۴۹	۲٫۹	۶٫۲۳	۳٫۲۶	۲٫۹۹
FeO	۹٫۱۶	۸٫۲۱	۹٫۰۹	۹٫۴۳	۷٫۲۳	۹٫۳۲	۹٫۱۷
MnO	۰٫۳۲	۰٫۲۲	۰٫۳۱	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۳۴
MgO	۱۳٫۴۷	۱۴٫۶۵	۱۳٫۸۱	۱۳٫۶۱	۱۳٫۷	۱۳٫۵۹	۱۴٫۱۷
CaO	۲۱٫۶۱	۲۱٫۶	۲۱٫۵۸	۲۱٫۸۳	۲۲٫۳۵	۲۱٫۴۸	۲۱٫۳
Na _۲ O	۰٫۴۹	۰٫۴۱	۰٫۳۶	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۳۷	۰٫۳۶
K _۲ O	۰٫۰۰۵۱	۰٫۰۰۶۳	۰	۰	۰٫۰۰۴۴	۰٫۰۰۱۷	۰
Cr _۲ O _۳	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۰۵۸	۰٫۰۱۶۷	۰	۰٫۲۴۰۳	۰	۰٫۰۴۲
مجموع اکسیدها	۱۰۰٫۷۸	۱۰۰٫۷۷	۱۰۰٫۹۳	۱۰۰٫۶۹	۱۰۰٫۵۲	۱۰۰٫۴	۱۰۰٫۳۸
OX	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
Si	۱٫۸۹۶	۱٫۹۰۵	۱٫۸۸۹	۱٫۹۰۶	۱٫۸۱۲	۱٫۸۹۴	۱٫۸۹۷
Ti	۰٫۰۳۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۲
Al	۰٫۱۵۲	۰٫۱۴۶	۰٫۱۵۱	۰٫۱۲۵	۰٫۲۷۶	۰٫۱۴۳	۰٫۱۳
Fe ^۳	۰٫۲۸۳	۰٫۲۵۳	۰٫۲۸۳	۰٫۲۹۳	۰٫۲۲۷	۰٫۲۹۱	۰٫۲۸۷
Mn	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۱
Mg	۰٫۷۴۵	۰٫۸۰۴	۰٫۷۶۳	۰٫۷۵۵	۰٫۷۵۷	۰٫۷۵۴	۰٫۷۸۶
Ca	۰٫۸۵۹	۰٫۸۵۳	۰٫۸۵۷	۰٫۸۶۹	۰٫۸۸۸	۰٫۸۵۷	۰٫۸۵۱
Na	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۶	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۶
K	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰٫۰۰۵	۰	۰	۰٫۰۰۹	۰	۰
مجموع کاتیون‌ها	۴٫۰۱۴	۴٫۰۲۱	۴٫۰۱۳	۴٫۰۱۵	۴٫۰۳۴	۴٫۰۱	۴٫۰۱۹
Al ^(IV)	۰٫۱۰۴	۰٫۰۹۵	۰٫۱۱۱	۰٫۰۹۴	۰٫۱۸۸	۰٫۱۰۶	۰٫۱۰۳
Al ^(VI)	۰٫۰۴۸	۰٫۰۵۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳۱	۰٫۰۸۸	۰٫۰۳۷	۰٫۰۲۷
Woll	۰٫۸۰۷	۰٫۸۰۵	۰٫۸۰۱	۰٫۵۲۳	۰٫۷۹۴	۰٫۸۰۴	۰٫۷۹۹
En	۰٫۷۴۵	۰٫۸۰۴	۰٫۷۶۳	۰٫۷۵۵	۰٫۷۵۷	۰٫۷۵۴	۰٫۷۸۶
Fs	۰٫۱۴۶	۰٫۱۳	۰٫۱۴۶	۰٫۱۴۸	۰٫۱۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴۹

جدول ۳ نتایج تجزیه آنالیز نقطه‌ای الیون‌ها (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu) در نمونه‌های منطقه‌ای مورد بررسی جوزم (محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۴ اتم اکسیژن).

شماره نمونه‌ها و نقاط تجزیه شده	۱JA۳-A۱-OI-۱	۱JA۳-A۳-OI-۱۷	۱JA۳-A۴-OI-۲۲
نام سنگ	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو
SiO _۲	۳۶٫۵۷	۳۶٫۴۱	۳۶٫۱
TiO _۲	۰٫۰۰۸۲	۰٫۰۰۲۷	۰٫۰۶۲۷
Al _۲ O _۳	۰٫۰۲۸۵	۰٫۰۱۵۹	۰٫۰۳۳۳
FeO	۳۷٫۷۷	۳۷٫۲	۳۹٫۴۲
MnO	۰٫۹۹	۰٫۹۰	۱٫۱۱
MgO	۲۸٫۶	۲۸٫۹	۲۷٫۲
CaO	۰٫۲۴	۰٫۱۵	۰٫۲۵
Na _۲ O	۰	۰	۰
K _۲ O	۰	۰	۰٫۰۰۸
Cr _۲ O _۳	۰	۰	۰٫۰۴۷
مجموع اکسیدها	۱۰۴٫۲	۱۰۳٫۵	۱۰۴٫۲
OX	۴	۴	۴
Si	۰٫۹۸۶	۰٫۹۸۵	۰٫۹۸۲
Ti	۰	۰	۰٫۰۰۲
Al	۰	۰	۰
Fe ^۳	۰٫۸۵۲	۰٫۸۴۲	۰٫۸۹۷
Mn	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۶
Mg	۱٫۱۴۷	۱٫۱۶۳	۱٫۱۰۱
Ca	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸
Na	۰	۰	۰
K	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰
مجموع کاتیون‌ها	۳٫۰۱۴	۳٫۰۱۵	۳٫۰۱۶
Fo	۵۷٫۳۷۸۶۹	۵۸٫۰۰۴۹۹	۵۵٫۱۰۵۱۱
Fa	۴۲٫۶۲۱۳۱	۴۱٫۹۹۵۰۱	۴۴٫۸۹۴۸۹



شکل ۶ الف- جایگاه پلاژیوکلازها در نمودار مثلثی آلبیت-آرتوز-آنورتیت [۳۶]، ب- جایگاه پیروکسن‌ها در نمودار Wo-En-Fs [۳۷]، پ- جایگاه الیون‌ها در نمودار $Mg/(Fe^{+2}+Mg)$ نسبت به $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ [۳۶].

با پیشرفت MgO مقدار Na_2O+K_2O از پلاژیوکلازها، ۱/۳۵ تا ۶/۲۱ درصد، به سوی پیروکسن‌ها، ۰/۳۶ تا ۰/۴۹ درصد و در سرانجام به طرف الیون‌ها، ۰/۰۰۸ درصد، روند نزولی دارد (شکل ۷ پ). کاهش Na_2O نسبت به افزایش MgO از کانی‌های فلسی به سمت کانی‌های مافیک در سنگ‌های گابرویی در اصل به دلیل تفاوت در چگالی کانی‌هاست که بر تبلور و جداسازی آن‌ها طی سرد شدن ماگما اثر دارد. یون‌های منیزیم و آهن به دلیل اندازه‌ها و بارهای یونی مشابه می‌توانند به راحتی در شبکه‌ی بلوری کانی‌های مافیک جایگزین هم شوند که باعث افزایش چگالی این کانی‌ها می‌گردد و این کانی‌ها به دلیل داشتن آهن و منیزیم، سنگین‌تر هستند و تمایل به فرو رفتن در محفظه‌ی ماگما دارند. این در حالی است که یون‌های سدیم، بزرگ‌تر هستند و به خوبی در این محیط‌ها جا نمی‌شوند [۴۸]. همچنین، پتاسیم یک عنصر ناسازگار است که به جای این که وارد ساختار بلوری کانی اولیه شود، ترجیح می‌دهد که در مذاب، باقی بماند. با متبلور شدن الیون و پیروکسن، K_2O به طور فزاینده‌ای در مذاب باقی‌مانده متمرکز می‌شود. کانی‌های فلسی چون فلدسپار قلیایی، که سرشار از پتاسیم هستند، متبلور می‌شوند و در این زمان، ماگما تکامل یافته‌تر و غنی‌تر از K_2O می‌گردد [۴۹].

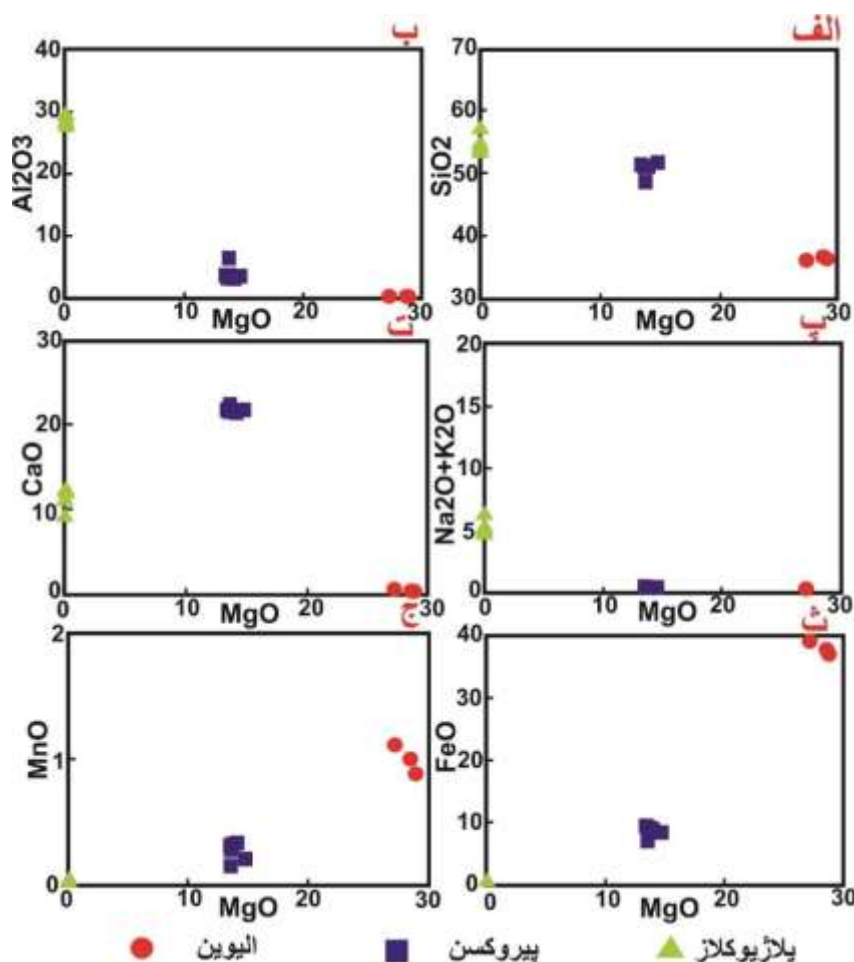
برای بررسی دگرگونی‌های ماگمایی، نمودار فتر برخی از اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی wt %) نسبت به MgO ، برای نمونه‌های منطقه رسم شد (شکل ۷). مقدار SiO_2 از پلاژیوکلازها، ۴۶/۳۷ تا ۵۷/۰۲ درصد، به سوی پیروکسن‌ها، ۴۸/۹۳ تا ۵۱/۶۵ درصد و سرانجام به سمت الیون‌ها، ۳۶/۱ تا ۳۶/۵۷ درصد، روند نزولی دارد (شکل ۷ الف). تشکیل سنگ‌های مافیک ناشی از ذوب مواد گوشته‌ای است که سیلیس کم اما منیزیم و آهن بالایی دارند. هنگامی که ماگما تکامل می‌یابد، دستخوش تبلور جدایشی می‌شود. در فازهای ابتدایی جدایش، زمانی که کانی‌های اولیه غنی از منیزیم و آهن متبلور می‌شوند، مایعی غنی از سیلیس باقی می‌ماند که منجر به کاهش SiO_2 و افزایش MgO می‌گردد [۴۶، ۴۵]. مقدار Al_2O_3 از پلاژیوکلازها، ۲۷/۴۶ تا ۳۴/۴۴ درصد، به سوی پیروکسن‌ها، ۲/۹ تا ۶/۳۳ درصد و سرانجام به سمت الیون‌ها، ۰/۱۳۳ تا ۰/۲۸۵ درصد، روند نزولی دارد (شکل ۷ ب). کاهش Al_2O_3 با افزایش MgO از کانی‌های فلسی به سمت کانی‌های مافیک در سنگ‌های گابرویی به علت جایگزینی آلومینیوم با منیزیم در کانی‌های فرومنیزین چون الیون و پیروکسن است [۴۷].

پیشرفت جدایش ماگما، کانی‌های جدایش یافته‌تر چون الیوین‌ها، آهن بیشتری دارند [۵۲]. به‌طور کلی، افزایش FeO نسبت به افزایش MgO در سنگ‌های گابرویی بیشتر با فرآیندهای تبلور جدایشی، شرایط فوگاسیته اکسایش، ترکیب ماگمای اولیه و برهم‌کنش‌های بین کانی‌های متبلور انجام می‌شود [۵۳].

فراوانی MnO از پلاژیوکلازها، ۰/۲۵۸ درصد، به‌سوی پیروکسن‌ها، ۰/۱۶ تا ۰/۳۴ درصد و سرانجام الیوین‌ها، ۰/۹۰ تا ۱/۱۱ درصد، روند صعودی دارد (شکل ۷ ج). افزایش MnO نسبت به MgO از کانی‌های فلسی به سوی کانی‌های مافیک در سنگ‌های گابرویی را می‌توان با تحرک و پتانسیل بالای اکسایش عنصر منگنز توضیح داد، در حالی‌که عنصر منیزیم پایدارتر می‌ماند و تنوع کمتری در تشکیل کانی دارد [۵۴، ۵۵].

مقدار CaO، از پلاژیوکلازها، ۹/۲۷ تا ۱۲/۳۳ درصد، به‌سوی پیروکسن‌ها، ۲۱/۳ تا ۲۲/۳۵ درصد، روند صعودی و سرانجام به‌طرف الیوین‌ها، ۰/۱۵ تا ۰/۲۵ درصد، روند نزولی دارد (شکل ۷ ت). افزایش اکسید کلسیم در پیروکسن‌ها، گویای رخداد جدایش در این کانی‌هاست [۴۵]. تغییر کانی‌های مافیک چون پیروکسن به آمفیبول می‌تواند به افزایش مقدار CaO کمک کند، زیرا آمفیبول به‌طور کلی دارای مقدار CaO بالاتری در مقایسه با پیروکسن است. این فرآیند تغییر اغلب با هجوم مذاب‌ها یا سیال‌های آبدار به سنگ‌های گابرویی همراه است [۵۰، ۵۱].

فراوانی FeO از پلاژیوکلازها، ۰/۱۷۷۳ تا ۰/۲۹۲۱ درصد، به‌سوی پیروکسن‌ها، ۷/۳۳ تا ۹/۴۳ درصد و سرانجام الیوین‌ها، ۳۷/۲ تا ۳۹/۴۲ درصد، روند صعودی دارد (شکل ۷ ث). عنصر Fe عنصری سازگار است و در مراحل اولیه‌ی جدایش به ترکیب کانی‌های فرومنیزین چون الیوین و پیروکسن نفوذ می‌کند. با



شکل ۷ نمودارهای فتر برخی از اکسیدهای عناصر اصلی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین موجود در نمونه‌ی منطقه‌ی مورد بررسی.

زمین دما فشارسنجی

دمای تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن نشانگر تاریخچه‌ی سرد شدن و ترکیب ماگمایی است که از آن تشکیل شده‌اند [۵۶] و در حالی که هر دو کانی از یک منبع ماگمایی تشکیل می‌شوند، پلاژیوکلازها در دمای پایین‌تری در مقایسه با پیروکسن‌ها در تشکیل سنگ‌های گابرویی متبلور می‌شوند [۵۷].

بر اساس نمودار مثلثی آل‌بیت-آنورتیت-ارتوز [۵۸، ۵۹]، کانی‌های پلاژیوکلاز نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، در گستره ۵۵۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (شکل ۸).

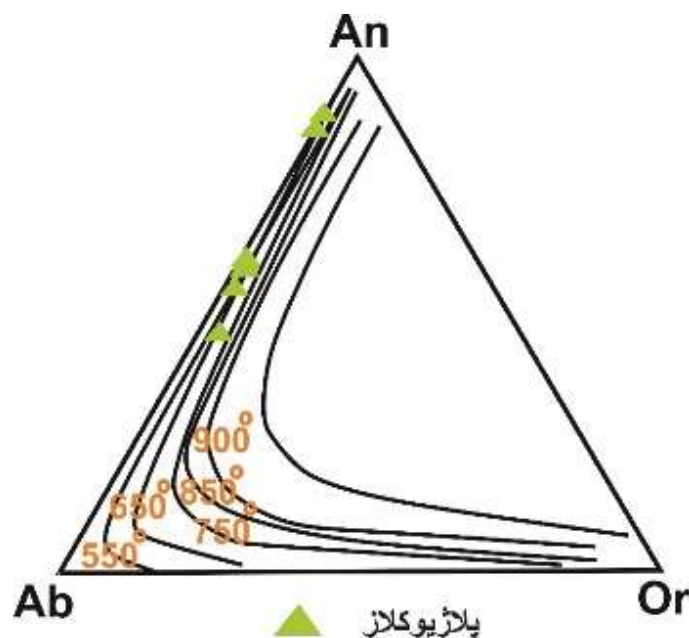
برای بررسی دما و فشار ایجاد کانی پیروکسن با توجه به شاخص‌های XPT و YPT از روابط زیر [۶۰] و سپس بر اساس نمودار تعیین دما و فشار کانی پیروکسن به روش مرجع [۶۰]، استفاده شد:

$$XPT = 0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO (tot)} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \text{ MgO} + 0.431 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}$$

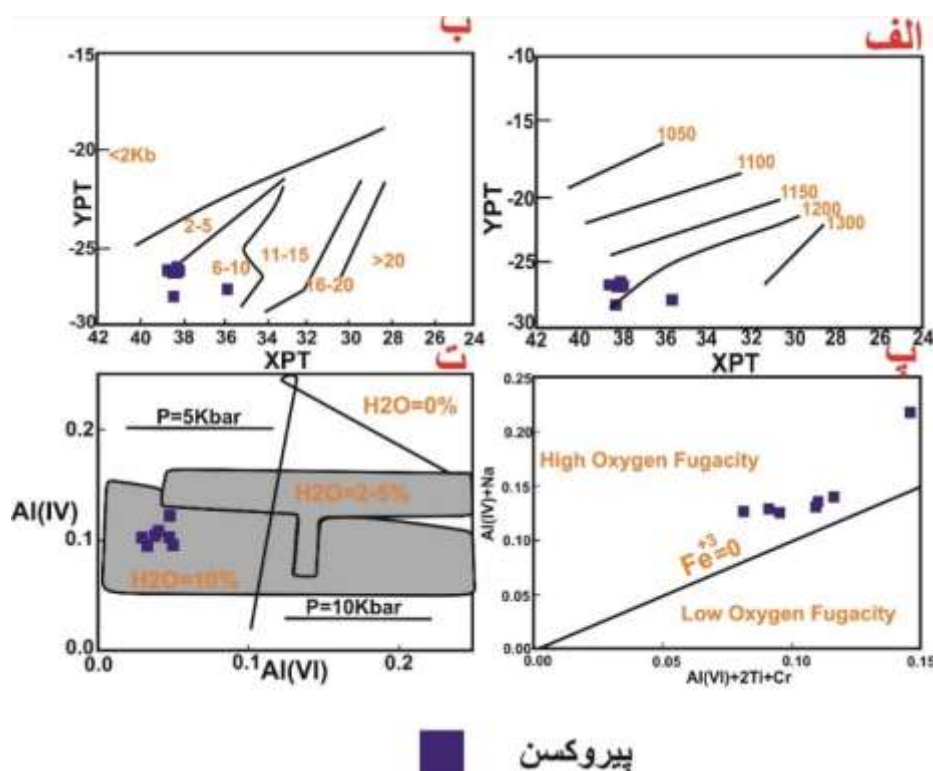
$$YPT = -0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{ FeO (tot)} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$$

دمای ایجاد کانی‌های پیروکسن در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی (شکل ۹ الف) حدود ۱۱۸۰ تا ۱۲۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار تبلور آنها (شکل ۹ ب) در حدود ۶ تا ۱۰ کیلوبار است.

فوغاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کانی‌های پیروکسن نقش بسیار مهمی در تغییر دمای انجماد، ترکیب مذاب و بلور دارد [۶۱]. در نمودار $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$ نسبت به $\text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ [۶۲]، خطی که از نقاط موازنه‌ی $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$ با $\text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ عبور می‌کند، نشان‌گر $\text{Fe}^{+3}=0$ است. واقع شدن نمونه‌ها در پایین و یا بالای خط $\text{Fe}^{+3}=0$ به ترتیب گویای کم و زیاد بودن فوغاسیته اکسیژن در محیط ایجاد کانی‌های پیروکسن است. کانی‌های کلینوپیروکسن موجود در نمونه‌های این منطقه در بالای خط $\text{Fe}^{+3}=0$ قرار می‌گیرند (شکل ۹ پ) و بر اساس فاصله‌ی زیادی که از خط $\text{Fe}^{+3}=0$ دارند، می‌توان گفت که فوغاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بالا بوده است.



شکل ۸ تعیین دمای تشکیل پلاژیوکلازها بر اساس نمودار مثلثی آل‌بیت-آنورتیت-ارتوز [۵۸، ۵۹].



پيروكسن

شکل ۹ الف- تعیین دمای تشکیل کانی‌های پیروکسن، با توجه به شاخص‌های XPT و YPT به روش مرجع [۶۰]، ب- تعیین فشار تشکیل کانی‌های پیروکسن، با توجه به شاخص‌های XPT و YPT به روش مرجع [۶۰]، پ- برآورد فوگاسیته اکسیژن در محیط ایجاد پیروکسن بر اساس نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۶۲]، ت- نمودار توزیع آلومینیوم در جایگاه هشت وجهی (اکتاهدری) (Al^{IV}) نسبت به جایگاه چاروجهی (تتراهدری) (Al^{VI}) کانی‌های پیروکسن [۶۳، ۶۴].

دگرگونی هستند؛ طی دگرگونی، پیروکسن‌ها می‌توانند با آب واکنش داده و آمفیبول‌هایی را تشکیل دهند که سیلیکات‌های آبدار هستند. این امر نشان می‌دهد که آب نقش مهمی در تبدیل و پایداری پیروکسن‌ها در محیط‌های دگرگونی دارد [۶۵].

سنگ‌زایی (پتروژنز)

منطقه‌ی مورد بررسی، بر اساس فروانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای ایران مرکزی ایجاد شده است. این منطقه، در جنوب‌شرقی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر، شمال‌غرب نوار دهج - ساردوئیه و در شهر بابک قرار دارد. در ارتباط با خاستگاه این کمربند سه نظریه وجود دارد. (۱) مدل اول مدل فروانش است؛ بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که آتشفشان‌های ایران مرکزی از نوع کمپرسیونی هستند و فروانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای ایران مرکزی موجب فعالیت‌های آتشفشانی شده است [۱، ۵،

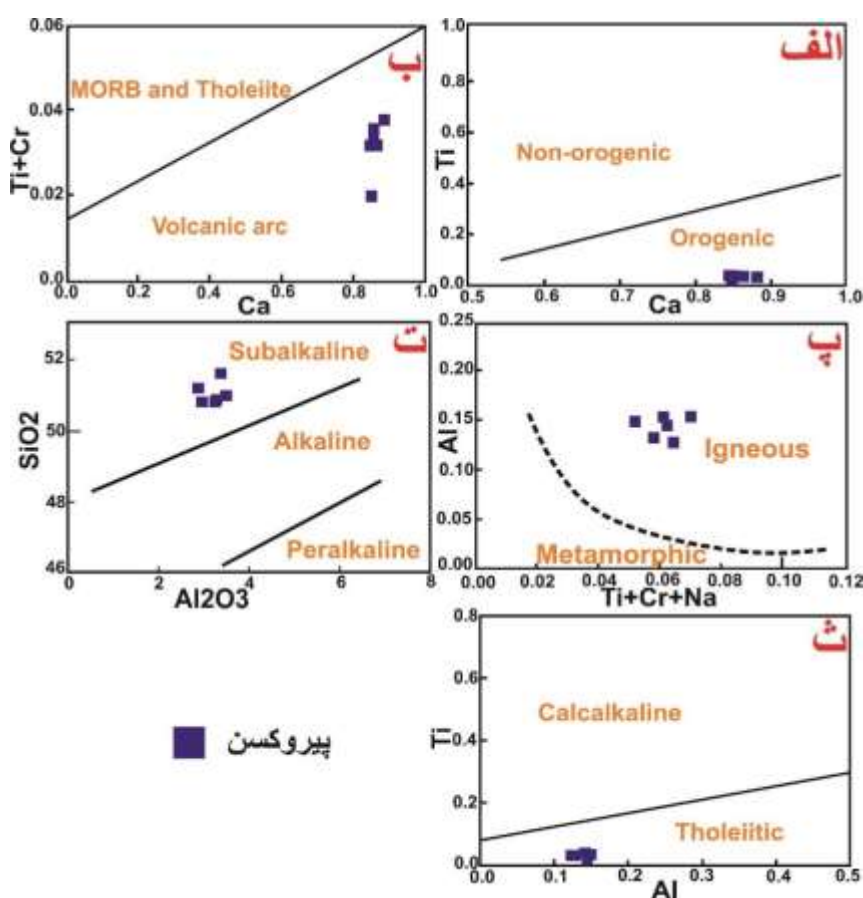
بر اساس نمودار توزیع آلومینیوم در جایگاه هشت وجهی (Al^{IV}) نسبت به جایگاه چاروجهی (Al^{VI}) کانی‌های پیروکسن [۶۳، ۶۴]، مقدار آب ماگما طی تبلور ماگما ۱۰ درصد است (شکل ۹ ت). وجود آب طی تشکیل کانی‌های پیروکسن به عوامل متعددی بستگی دارد؛ (۱) نخستین عامل ترکیب یون‌های هیدروکسیل (OH) است؛ یون‌های هیدروکسیل می‌توانند جایگزین اتم‌های اکسیژن در ترکیب پیروکسن شوند و پیروکسن‌های آب‌دار ایجاد کنند. این فرآیند می‌تواند در شرایط ویژه، چون سرد شدن ماگماهای اشباع شده از آب یا در محیط‌هایی که آب در گوشته وجود دارد، رخ دهد. (۲) دومین عامل انتشار وابسته به دماست؛ انتشار هیدروژن (از آب) به پیروکسن‌ها بستگی به دما دارد، به این معنی که در دماهای بالاتر، آب می‌تواند راحت‌تر وارد شود. این امر به‌ویژه در گوشته‌ی بالایی که در آن پیروکسن‌ها از مذاب‌های غنی از آب تشکیل می‌شوند، رخ می‌دهد. (۳) عامل سوم فرآیندهای

۲۸]. ۲) مدل دوم مدل کافتش است؛ برخی از پژوهشگران به علت حضور بدون ترتیب و درهم گدازه‌های قلیایی و آهکی قلیایی در کنار هم در ایران مرکزی، به فرضیه کافتش باور دارند و معتقدند که آتشفشان‌های ایران مرکزی به سامانه کافت‌های بین‌قاره‌ای مربوط هستند [۶۶]. ۳) مدل سوم مدل فشردگی و اتساع است؛ این فرضیه برای رفع نقایص نظریه‌ی فشاری (مدل فرورانش) بیان می‌شود. و براساس آن، پس از هر فشردگی در برخی بخش‌ها، بخش‌های دیگر پوسته دچار کشش و بازشدگی شده و گسل‌های عمیقی فعال می‌شوند که در اثر برخورد دو گسل، مذاب گابرویی در حال تبلور در اعماق زیاد است، از زیر آتشفشانی‌های ائوسن به سطح زمین رسیده و سرد می‌شود. کاهش فشارهای برآمده از نقطه‌ی ضعف ناشی از تقاطع دو گسل، در مقاطع میکروسکوپی، نشانه‌هایی چون کانی‌های ریز در بین کانی‌های درشت هم‌جنس، تغییر روند سرعت رشد بلورها و تشکیل منطقه‌بندی در درشت‌بلورها دارد. به‌طور کلی مراحل متعدد حرکت‌های کوهزایی با فعالیت‌های ماگمایی متفاوتی همراه که عبارتند از ۱) مرحله‌ی اولیه یا مرحله‌ی نفوذ توده‌های بازیک و خروج گدازه، ۲) مرحله‌ی میانی شامل میگماتیسی شدن، ایجاد ماگماهای پگماتیسی - گرانیتی و باتولیت‌های گرانودیوریتی و ۳) مرحله‌ی پایانی شامل فعالیت‌های آتشفشانی. در بیشتر رشته‌کوه‌های عظیم، حتی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر، هر سه مرحله ماگمایی بسته به شدت کوهزایی دیده می‌شود، به طوری که اگر کوهزایی شدید باشد به‌همان نسبت، این سه مرحله کامل‌تر هستند. از آنجا که در کوهزایی آلپی در ایران، مرحله‌ی اولیه، مهم است، تشکیل توده‌ی گابرویی را می‌توان نتیجه‌ی مرحله‌ی اولیه‌ی کوهزایی دانست [۳۰]. برخی پژوهشگران با بررسی فوران‌های آتشفشانی و تعیین رابطه‌ی بین کوهزایی‌های اصلی و سن آن‌ها، به این نتیجه رسیدند که عمده‌ی فعالیت‌های ماگمایی ایران پس از فازهای کوهزایی اصلی رخ می‌دهد. از این رو به دلیل شکستگی‌های عمیق در پی‌سنگ ایران و حضور سامانه‌های هورست و گرابن، قطعه‌های سازنده‌ی پی‌سنگ ایران، با هر نیروی فشاری، در بخش‌هایی فشرد و در بخش‌های دیگر دچار کشش می‌شوند. این امر می‌تواند علت

وجود آتشفشان‌های کافتی در بعضی مناطق را همزمان با فشردگی در دیگر مناطق توجیه کند [۶۷]. باور میدلموست [۶۸]، در پهنه‌های برخورد قاره - قاره و در ناحیه‌های کنار کرانه‌ی فعال قاره‌ای، به احتمال بسیار پوسته دچار کشش و بازشدگی شده است و گسل‌های عمیقی فعال شده‌اند. از این رو حضور فعالیت‌های ماگمایی در راستای گسل‌ها به این امر مربوط می‌شود. در منطقه‌ی مورد بررسی جوزم، توده‌ی گابرویی به زیر آتشفشانی‌های ائوسن بیرون زدگی دارد. این امر، با توجه به بررسی‌های صحرایی، به احتمال بسیار به دلیل برخورد دو گسل (شمال‌شرق - جنوب‌غرب و شرقی - غربی) و در نتیجه، نفوذ توده‌ی گابرویی از اعماق بسیار زیاد به زیر آتشفشانی‌های ائوسن است که مدل فشردگی و اتساع را که تکمیل‌کننده‌ی مدل فرورانش است، تأیید می‌کند.

در توده‌ی نفوذی گابرویی منطقه‌ی مورد بررسی، پگماتیت‌گابرو دیده می‌شود. پگماتیت‌گابروها، در شرایطی ایجاد می‌گردند که سرعت هسته‌زایی بلورها کندتر از سرعت رشد بلورهاست و در نتیجه، بلورهای بزرگی با اندازه‌ی اغلب بیش از ۱ سانتی‌متر به‌وجود می‌آیند. آن‌ها اغلب از بخش مایع آخر یک توده‌ی ماگمایی غنی‌شده با مواد فرار و کانی‌هایی چون فلدسپار قلیایی و میکا متبلور می‌شوند. پگماتیت‌گابروها اغلب به‌صورت عدسی‌هایی در گابرو نمایان می‌شوند که نشان‌دهنده‌ی ارتباط نزدیک خاستگاهی با توده‌ی گابرویی بزرگ‌تر است و نشان می‌دهد که این سنگ‌ها با فرآیندهای ماگمایی عمیقی همراه هستند [۳۴]. همچنین، تشکیل پگماتیت‌گابروها، به مراحل پایانی تبلور ماگما نسبت داده می‌شود که سیال‌ها با ویسکوزیته پایین غنی از یون‌های محلول، رشد بلورهای بزرگ را تسهیل می‌کنند. این فرآیند، اغلب در محیط‌های با آب و مواد فرار بسیار رخ می‌دهد که امکان تحرک و رشد بلور را فراهم می‌کند [۶۹].

از نظر بررسی‌های شیمی کانی، پیروکسن‌ها، در نمودار Ti نسبت به Ca [۷۰]، در مناطق کوهزایی (شکل ۱۰ الف) و در نمودار Ti+Cr نسبت به Ca [۶۳]، در گستره‌ی کمان آتشفشانی قرار دارند (شکل ۱۰ ب).



شکل ۱۰ جایگاه پیروکسن‌ها در (الف) نمودار Ti نسبت به Ca [۷۰] ب- نمودار Ti+Cr نسبت به Ca [۶۳] پ- نمودار Al نسبت به Ti + Na + Cr [۷۱]، ت- نمودار SiO₂ نسبت به Al₂O₃ [۷۲] و ث- نمودار Ti نسبت به Al از [۶۳].

بر اساس بررسی‌های شیمی کانی‌های نمونه‌های این منطقه، پلاژیوکلازها از نوع آندزین تا بیتونیت هستند. پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن (دیوپسید) هستند و در گستره‌ی آذرین (نیمه‌قلیایی - تولیتی) قرار دارند. همچنین، این کانی‌ها از نوع کوهزایی و کمان آتشفشانی هستند. دمای تشکیل کانی‌های پلاژیوکلاز نمونه‌های این منطقه در گستره‌ی ۵۵۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و برای کانی‌های کلینوپیروکسن، حدود ۱۱۸۰ تا ۱۲۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است. فشار تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن نمونه‌های این منطقه حدود ۶ تا ۱۰ کیلو بار است. در محیط تشکیل کانی‌های پیروکسن، فوگاسیته اکسیژن بالا و مقدار آب ماگما طی تبلور ماگما ۱۰ درصد است. آب موجود طی تبلور پیروکسن در ماگما می‌تواند وابسته به عواملی چون سرعت سرد شدن، ترکیب ماگما، فرآیندهای تبلور باشد. همچنین، آب، به‌عنوان یک حلال در تسهیل تشکیل کانی نقش دارد. پیروکسن‌ها اغلب در محیط‌های بدون آب تبلور

پیروکسن‌ها بر اساس نمودار تغییرات Al نسبت به Ti + Na + Cr [۷۱] از نوع آذرین (شکل ۱۰ پ)، بر پایه‌ی نمودار تغییرات SiO₂ نسبت به Al₂O₃ [۷۲]، در گستره‌ی نیمه‌قلیایی (شکل ۱۰ ت) و در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al از [۶۳]، در گستره‌ی تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ ث). ذوب‌بخشی پریدوتیت گوشته، به‌ویژه در گستره‌ی پریدوتیت اسپینل، می‌تواند مذاب‌های تولیتی ایجاد کند که این مذاب‌ها، پیروکسن‌های تولیتی را متبلور می‌کنند. همچنین، ترکیب پیروکسن‌ها، نشانگر درجه‌ی ذوب است [۷۳].

برداشت

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده‌ی گابرویی این منطقه، شامل الیون‌گابرو، گابرو و میکروگابرو است که به زیر آتشفشانی‌های ائوسن بیرون‌زدگی دارد. در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، بافت‌های غربالی، برون‌بوم و منطقه‌بندی دیده می‌شوند که گویای شرایط عدم تعادل طی انجماد ماگما هستند.

Iran", Canadian journal of earth sciences, 18(2) (1981) 210-265.

[6] Hassanzadeh J., "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province)", University of California, Los Angeles (1993).

[7] Poorhosseini H., Moradian A., Ahmadipour H., Akmal Sh., "Mineralogy of Mafic Rocks in Imamzadeh Abdullah Area, Located in the Road in Kerman (In Persian)", 29th Crystallography and Mineralogy Conference of Iran, Damghan University (2022).

[8] Babazadeh S., Ghorbani M. R., Bröcker M., D'Antonio M., Cottle J., Gebbing T., Ahmadi P., "Late Oligocene-Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh-Dokhtar arc, south Ardestan, Iran", International Geology Review, 59(12) (2017) 1590-1608.

[10] Fazlnia A., "Geochemistry and tectonic setting of the Chah-Bazargan sub-volcanic mafic dykes, south Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ), Iran", Geological Quarterly, 62(2) (2018) 447-458.

[11] Hassanzadeh J., Wernicke B. P., "The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions", Tectonics, 35(3) (2016) 586-621.

[11] Jafari A., Fazlnia A., Jamei S., "Mafic enclaves in north of Urumieh plutonic complex: evidence of magma mixing and mingling, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences, 8 (2015) 7191-7206.

[12] Jafari A., Fazlnia A., Jamei S., "Geochemistry, petrology and geodynamic setting of the Urumieh plutonic complex, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: new implication for Arabian and Central Iranian plate collision", Journal of African Earth Sciences, 139 (2018) 421-439.

[14] Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., "Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence", Tectonophysics, 532 (2012) 27-60.

[15] Yeganehfar H., Ghorbani M. R., Shinjo R., Ghaderi M., "Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh-Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic, and geochronologic implications", International Geology Review, 55(6) (2013) 767-786.

[15] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and

می‌شوند، اما حضور آن‌ها در محیط‌های غنی از آب، چون سرد شدن ماگما در مراحل پایانی تبلور یا در مناطق فرورانش، می‌تواند منجر به ترکیب آب در ساختار آنها شود. از این رو، در حالی که پیروکسن‌ها کانی‌های آبدار نیستند، همچنان می‌توانند دربردارنده مقادیر قابل توجهی هیدروکسیل به‌دلیل شرایط شکل‌گیری خود باشند.

فراوانی پیروکسن‌ها و الیون‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی جوزم گویای ماگمای مادر غنی از منیزیم است. الیون‌های موجود در نمونه‌های این منطقه از نوع هیالوسیدریت و غنی از منیزیم هستند. از آنجاکه الیون‌های غنی از منیزیم در شرایط دمای بالا و در گوشته و یا در سنگ‌های آذرینی که به‌صورت مستقیم از گوشته صعود می‌کنند، وجود دارند، می‌توان گفت که خاستگاه این کانی‌ها گوشته است که وجود پگماتیت‌گابرو در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، گوشته‌ای بودن خاستگاه را تأیید می‌کند.

قدردانی

از دکتر مارکو فیلیپی برای آموزش دستگاه‌های موجود در آزمایشگاه دانشگاه یونیمی میلان (ایتالیا) و دکترها جان لوکا سسا و آندریا ریسپلندنته کارشناسان فنی آزمایشگاه و همه افراد بخش زمین‌شناسی دانشگاه یونیمی میلان که صبورانه در انجام آزمایش‌ها کمک کردند، تشکر می‌کنیم. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری ایران، برای اعطای بورسیه‌ی فرصت بررسی-هایی 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 A., "Geochemical and tectonic significance of the Arbat alkali gabbro-monzonite-syenite intrusions, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran", Geological Quarterly, 63(1) (2019).
- [3] Shahabpour J., "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt", Journal of Asian earth sciences, 30(5-6) (2007) 652-665.
- [4] Ahmad T., Posht Kuhi M., "Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. Treatise on the geology of Iran," Iranian Ministry of Mines and Metals (1993) 90.
- [5] Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of

- [26] Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Journal of the Geological Society*, 139(5) (1982) 605-614.
- [27] Forster H., Fesefeldt K., Kursten M., "Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian", volcanic belt: 24th International Geologic Congress (1972).
- [28] Moradian A., "Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran", PhD thesis, University of Wollongong (1997) 412p.
- [29] Ghorbani M., Ebrahimi M., Vathoughi Abedini M., Mozafarzadeh R., "Tarsir-Quaternary magmatism in Dahaj region (In Persian)", *Earth and Resources Quarterly*, first year (1997) 77-89.
- [30] Ghasemi N., Moradian A., "Study of petrography, geochemistry, and petrogenesis of gabbroic rocks in Javazm region (north of Shahr-Babak) (In Persian)", Master's thesis. Kerman Shahid Bahonar University (2004).
- [31] Dorany M., Moradian A., "Geochemical and tectonomagmatic investigation of gabbros in southwest of Shahr-Babak, Kerman province (In Persian)", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* (2007).
- [32] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran", a review. *AAPG bulletin*, 52(7) (1968) 1229-1258.
- [33] Soheili M., "Geological Map of Yugoslavia", 1:250000 Anar Scale Map (1981).
- [34] Beard J. S., Fullagar P. D., Krishna Sinha A., "Gabbroic pegmatite intrusions, Iberia Abyssal Plain, ODP Leg 173, Site 1070: Magmatism during a transition from non-volcanic rifting to sea-floor spreading", *Journal of Petrology*, 43(5) (2002) 885-905.
- [35] Streckeisen A., "To each plutonic rock its proper name", *Earth-science reviews*, 12(1) (1976) 1-33.
- [36] 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.
- [37] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Gottardi G., "Nomenclature of amphiboles", *American Mineralogist*, 73 (1988) 1123-1133.
- [38] Frost B. R., Frost C. D., "Essentials of igneous and metamorphic petrology", Cambridge University Press (2019).
- geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3-4) (2007) 433-447.
- [16] McInnes B. I. A., Evans N. J., Belousova E., Griffin W. T., Andrew R. L., "Timing of mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran", In *Mineral Exploration and Sustainable Development (7th Biennial SGA Meeting, Athens (August 24-28). Millpress, Rotterdam (2003) 1197-1200.*
- [17] Neill I., Meliksetian K., Allen M. B., Navarsardyan G., Karapetyan S., "Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau", *Lithos*, 180 (2013) 200-215.
- [18] Neill I., Meliksetian K., Allen M. B., Navarsardyan G., Kuiper K., "Petrogenesis of mafic collision zone magmatism: The Armenian sector of the Turkish-Iranian Plateau", *Chemical Geology*, 403 (2015) 24-41.
- [20] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos*, 106(3-4) (2008) 380-398.
- [20] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., Poli G., "Calk-alkaline magmatism of Jebal-e-Barez plutonic complex, SE Iran: implication for subduction-related magmatic arc", *Arabian Journal of Geosciences*, 9 (2016) 1-22.
- [21] Nabavi Mohammad Hassan. "An introduction to the geology of Iran (In Persian)", (1977) 109.
- [22] Allen M. B., Kheirkhah M., Neill I., Emami M. H., McLeod C. L., "Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan Province, Iran", *Journal of Petrology*, 54(5) (2013) 887-911.
- [23] Azizi H., Asahara Y., Tsuboi M., "Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", *International Geology Review*, 56(2) (2014) 167-186.
- [24] Kheirkhah M., Allen M. B., Emami M., "Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2) (2009) 1-12.
- [25] McQuarrie N., van Hinsbergen D. J., "Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction", *Geology*, 41(3) (2013) 315-318.

- [49] Hu Y., Teng F. Z., Helz R. T., Chauvel C., "Potassium isotope fractionation during magmatic differentiation and the composition of the mantle", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (2021) 126(3), e2020JB021543.
- [50] Ghasempour M. R., Davoudian A. R., Shabanian N., Moeinzadeh H., Nakashima K., "Geochemistry and mineral chemistry of gabbroic rocks from Horjand of Kerman province, Southeast of Iran: Implications for rifting along the northeastern margin of Gondwana", *Journal of Geodynamics*, 133 (2020) 101675.
- [51] Munnikhuis J. K., Daczko N. R., Langone A., "Open system reaction between hydrous melt and gabbroic rock in the Finero Mafic Complex", *Lithos*, 440 (2023) 107027.
- [52] 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.
- [53] 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.
- [54] Post J. E., "Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(7) (1999) 3447-3454.
- [55] Yun S., Hwang H., Hwang G., Kim Y., Blom D., Vogt T., Lee Y., "Super-hydration and reduction of manganese oxide minerals at shallow terrestrial depths", *Nature communications*, (2022). 13(1), 1942.
- [56] Gomez L. J., "Characterization of recent pyroclastic density currents and determination of magma residence times in historic and pre-historic eruptions of Galeras volcano", Colombia: a contribution to the hazard assessment. (2021).
- [57] Hossain I., Tsunogae T., Jannatun N., Rahman M. S., Nahar M., Hasan A. M., Khatun M. M., "Mineral compositional constraints on the petrogenesis of gabbroic and monzodioritic rocks in Rangpur District, NW Bangladesh", *Journal of Asian Earth Sciences*: X, 9, (2023) 100134.
- [58] Kroll H., Evangelakakis C., Voll G., "Two-feldspar geothermometry: a review and revision
- [39] Crabtree S. M., Lange R. A., "Complex phenocryst textures and zoning patterns in andesites and dacites: evidence of degassing-induced rapid crystallization?", *Journal of Petrology*, 52(1) (2011) 3-38.
- [40] Nakagawa M., Wada K., Wood C. P., "Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers: evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in andesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand", *Journal of petrology*, 43(12) (2002) 2279-2303.
- [41] Philpotts A. R., "A model for the generation of massif-type anorthosites", *Canadian Mineralogist*, 19(2) (1981) 233-253.
- [42] Gertisser R., Keller J., "From basalt to dacite: origin and evolution of the calc-alkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5) (2000) 607-626.
- [43] Mohammadi R., "Geochemical characteristics, geodynamic environment and petrological processes of rocks Diorite to gabbro of Natanz complex, (In Persian)", *Environmental Geology Scientific Research Quarterly*, 14th year, number 25, autumn 9 (2020) 69-86.
- [44] Ghorbani M., Hosseinzadeh M. R., "Mineral Chemistry and Thermo-Barometry of Misho Mafic Complex, Southwestern of Marand Town, East Azarbaijan Province (In Persian)", *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, Vol. 24, No. 94, Winter 2015 (Petrology & Mineralogy) (2012) 225-234.
- [45] 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.
- [46] Roberts M. P., Pin C., Clemens J. D., Paquette J. L., "Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut complex, French Pyrenees", *Journal of Petrology*, 41(6) (2000) 809-844.
- [47] Andreani M., Daniel I., Pollet-Villard M., "Aluminum speeds up the hydrothermal alteration of olivine", *American Mineralogist*, 98(10) (2013) 1738-1744.
- [48] Li R., Su S., Sun H., Liu R., Xia Y., "Petrogenesis and Tectonic Significance of Early Permian Intermediate-Felsic Rocks in the Southern Beishan Orogen, Northwest China: Geochronological and Geochemical Constraints", *Minerals*, 14(1) (2024) 114.

stratigraphy, petrography, geochemistry and their geodynamic implications", *Geologie Alpine*, 61 (1985) 1-16.

[67] Darvishzadeh A., "Geology of Iran (In Persian), Danesh Amruz Publishing House", University of Tehran (1991) 901.

[68] Middlemost E. A., "Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology" (1986).

[69] Al-Hamed S., Aswad K., Aziz N., "Geochemistry and Petrogenesis of Dioritic-Gabbroic Pegmatites in the Bulfat Complex, Qala Diza, Northeastern Iraq", *Iraqi National Journal of Earth Science (INJES)*, 20(2) (2020) 64-90.

[70] Sun C. M., Bertrand J., Bertrand J., "Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications", Staübli (1991).

[71] Berger J., Femenias O., Mercier J. C. C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", *Journal of Metamorphic Geology*, 23(9) (2005) 795-812.

[72] Le Bas M. J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science*, 260(4) (1962) 267-288.

[73] Borghini G., Fumagalli P., Rampone E., "Melt-rock interactions in a veined mantle: pyroxenite-peridotite reaction experiments at 2 GPa", *European Journal of Mineralogy*, 34(1) (2022) 109-129.

for slowly cooled rocks", *Contributions to Mineralogy and petrology*, 114, (1993) 510-518.

[59] Anderson J. L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths", *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), (1996) 125-138.

[60] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations", *GFF*, 119(1), (1997) 55-60.

[61] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(3-4), (2010) 340-346.

[62] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", *American Mineralogist*, 64(5-6), (1979) 501-513.

[63] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), (1982) 139-154.

[64] Helz R. T., "Phase relations of basalts in their melting range at $PH_2O = 5$ kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases", *Journal of Petrology*, 14(2), (1973) 249-302.

[65] Li P., Xia Q. K., Dallai L., Bonatti E., Brunelli D., Cipriani A., Ligi M., "High H_2O content in pyroxenes of residual mantle peridotites at a Mid Atlantic Ridge segment", *Scientific Reports*, 10(1), (2020) 579.

[66] Amidi S. M., Michel R., "Cenozoic magmatism of the Surk area (central Iran)