

کاربرد شیمی کانی‌های آمفیبیول و فلدسپار در بررسی پتروژنتیک مجموعه‌ی گرانیت‌وئیدی میوسن میانی، غرب کاشان

مریم هنرمند^۱، نعمت‌الله رشیدنژاد عمران^{۲*}، محمد‌هاشم امامی^۲، قاسم نباتیان^۳

۱- بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس

۲- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

(دریافت مقاله: ۹۲/۴/۲۱، نسخه نهایی: ۹۲/۱۱/۱۲)

چکیده: مجموعه‌ی گرانیت‌وئیدی نیاسر با سن میوسن میانی، در غرب کاشان و در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر بیرون زدگی دارد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، مجموعه‌ی نیاسر شامل توده‌های با ترکیب تونالیت، کوارتزدیوریت و دیوریت است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه شامل کوارتز، پلازیوکلاز، آمفیبیول، بیوتیت و فلدسپار است. آمفیبیول‌ها از نوع کلسیک بوده و ترکیب آن‌ها از مگنزیو‌هورنبلند تا اکتینولیت تغییر می‌کند و نشان دهنده‌ی نوع I بودن توده‌های مورد بررسی است. ترکیب پلازیوکلازها در توده‌های تونالیتی الیگوکلاز تا بیتونیت، در توده‌ی کوارتزدیوریتی آلبیت تا آندزین و در توده‌ی دیوریتی الیگوکلاز تا بیتونیت است. بررسی‌های زمین‌فشار‌سنجی حاکی از آن است که فشار در زمان تبلور هورنبلند، در توده‌های مورد بررسی، در حدود ۱ تا ۲ کیلوبار بوده که معادل با اعماق ۳/۸ تا ۷/۵ کیلومتری است. بر اساس دماستجی زوج کانی هورنبلند - پلازیوکلاز و فلدسپارها، دماهای ۷۰۶ تا ۷۵۶ درجه‌ی سانتی‌گراد، برای توده‌های نفوذی نیاسر، ارزیابی گردیده‌اند. ارزیابی گردیده اکسیژن این توده‌ها نشان دهنده اکسنده بودن ماگماهای مولد توده‌های نیاسر است و شاهدی برای تشکیل آن‌ها در مرز ورقه‌های همگراست.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی دماستجی، فشار‌سنجی، گرینزندگی اکسیژن، گرانیت‌وئیدی، میوسن میانی، کاشان.

کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های سنگ‌های گرانیت‌وئیدی نیاسر، فلدسپار و آمفیبیول، از فراوان ترین کانی‌ها هستند. لذا در این پژوهش سعی بر آن است تا با استفاده از ترکیب کانی‌های یاد شده، شرایط فشار، دما و گرینزندگی اکسیژن ماگمای در حال تبلور در توده‌های نیاسر را بازسازی کرد. همچنین ترکیب دقیق کانی‌های آمفیبیول و فلدسپار در تعبیر و تفسیر سنگ‌زایی و شکل‌گیری‌های ماگمایی این مجموعه‌ی نفوذی مورد استفاده

مقدمه

مجموعه‌ی کانی‌ها و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین ارتباط نزدیکی با ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای در برگیرنده‌ی آن‌ها، بین فرآیند تبلور، دارند. بنابراین استفاده از ترکیب کانی‌های معین و نیز کانی‌های همزیست می‌تواند شناخت بهتری از پارامترهای فیزیکوشیمیایی (فشار، دما و گرینزندگی اکسیژن) ماگمای در حال تبلور، ارائه دهد. در میان

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۱ ۸۲۸۸۴۴۱۱، نمبر: ۰۲۱ ۸۲۸۸۴۴۳۵، پست الکترونیکی: Rashid@modares.ac.ir

پودلگ)، کوارتزدیوریت (توده‌ی قالهر) و دیوریت (توده‌ی کوه قده) تشکیل شده است (شکل ۱). توده‌های نفوذی قالهر، پودلگ و کوه قده غالباً همبrijی گسلی با واحدهای آذرآواری میزبان نشان می‌دهند که با توجه به الگوی گسل‌های منطقه، می‌تواند میان نقش مهم گسل‌ها در کنترل صعود و جایگزینی توده‌های مزبور باشد. از سوی دیگر، بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگنگاری، توده‌های مستقل و مجزای این مجموعه علی‌رغم هم سن بودن، تاریخچه‌ی تبلور بخشی مجازی داشتند. توده‌های مذکور نهشته‌های ائوسن را قطع کرده‌اند و باعث دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های آتشفشاری - رسوبی اطراف خود شده‌اند.

سنگ‌شناسی

مجموعه‌ی نفوذی مورد بررسی از نظر ترکیب شامل تونالیت، کوارتزدیوریت و دیوریت می‌شود. بر اساس بررسی‌های رئوئشیمی و ایزوتوپی [۲] توده‌های یاد شده، آبگون‌های بخشی حاصل از ذوب پوسته‌ی تحتانی هستند که در پوسته‌ی بالایی جایگزین شده‌اند. بافت بلورین نیمه شکلدار دانه‌ای از مهمترین بافت‌های قابل مشاهده در این سنگ‌هاست. از دیگر بافت‌های این سنگ‌ها می‌توان به بافت پوئی کلیتیک اشاره کرد. کانی‌های اصلی سازنده تونالیت مارفیون شامل پلازیوکلаз، کوارتز، فلدسپار، هورنبلن و بیوتیت و کانی‌های فرعی عبارتند از اسفن، آپاتیت، زیرکن و کدر (شکل ۲-الف و ب). کانی‌های ثانویه مربوط به توده‌ی مارفیون (شکل ۱) شامل سریسیت، کلریت، اسفن (ثانویه)، اپیدوت و کانی‌های کدر (غالباً اکسید آهن). نمونه‌های مربوط به توده‌های کوارتزدیوریت قالهر و تونالیت پودلگ (شکل ۱) از نظر بافت و کانی‌شناسی شبیه به تونالیت مارفیون ولی اندکی ریزبلورتر هستند. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها شامل پلازیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و به مقدار کم فلدسپار می‌شوند (شکل ۲-پ). از سوی دیگر، کانی بیوتیت تنها در بخش‌های جدا شده‌تر و مرکزی توده‌های قالهر و پودلگ مشاهده شده است. سنگ‌های دیوریتی کوه قده (شکل ۱) دارای بافت‌های هیپ ایدیومورفیک دانه‌ای و میان دانه‌ای هستند (شکل ۲-ت). دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناسی دارای پلازیوکلاز و آمفیبول همراه با مقادیر کمی کوارتنند. این

قرار گرفته‌اند.

مجموعه‌ی گرانیتوئیدی نیاسر در ۳۳ کیلومتری غرب کاشان و جنوب غرب نیاسر، بین طول‌های جغرافیایی شرقی $۵۱^{\circ} ۹'$ و $۵۱^{\circ} ۰'$ و عرض‌های جغرافیایی شمالی $۳۳^{\circ} ۵۱'$ و $۳۳^{\circ} ۵۷'$ قرار دارد. این مجموعه‌ی نفوذی شامل توده‌های با ترکیب حدواسط است که در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. بر اساس تعیین سن U-Pb زیرکن [۱] سن ۱۸ میلیون سال برای توده‌های نفوذی نیاسر به‌دست آمده است. در ادامه به بحث در مورد نتایج آنالیزهای مربوط به هر کدام از کانی‌های یاد شده و استفاده از آن‌ها برای تعیین شرایط تشکیل و تبلور توده‌های منطقه، پرداخته می‌شود.

روش بررسی

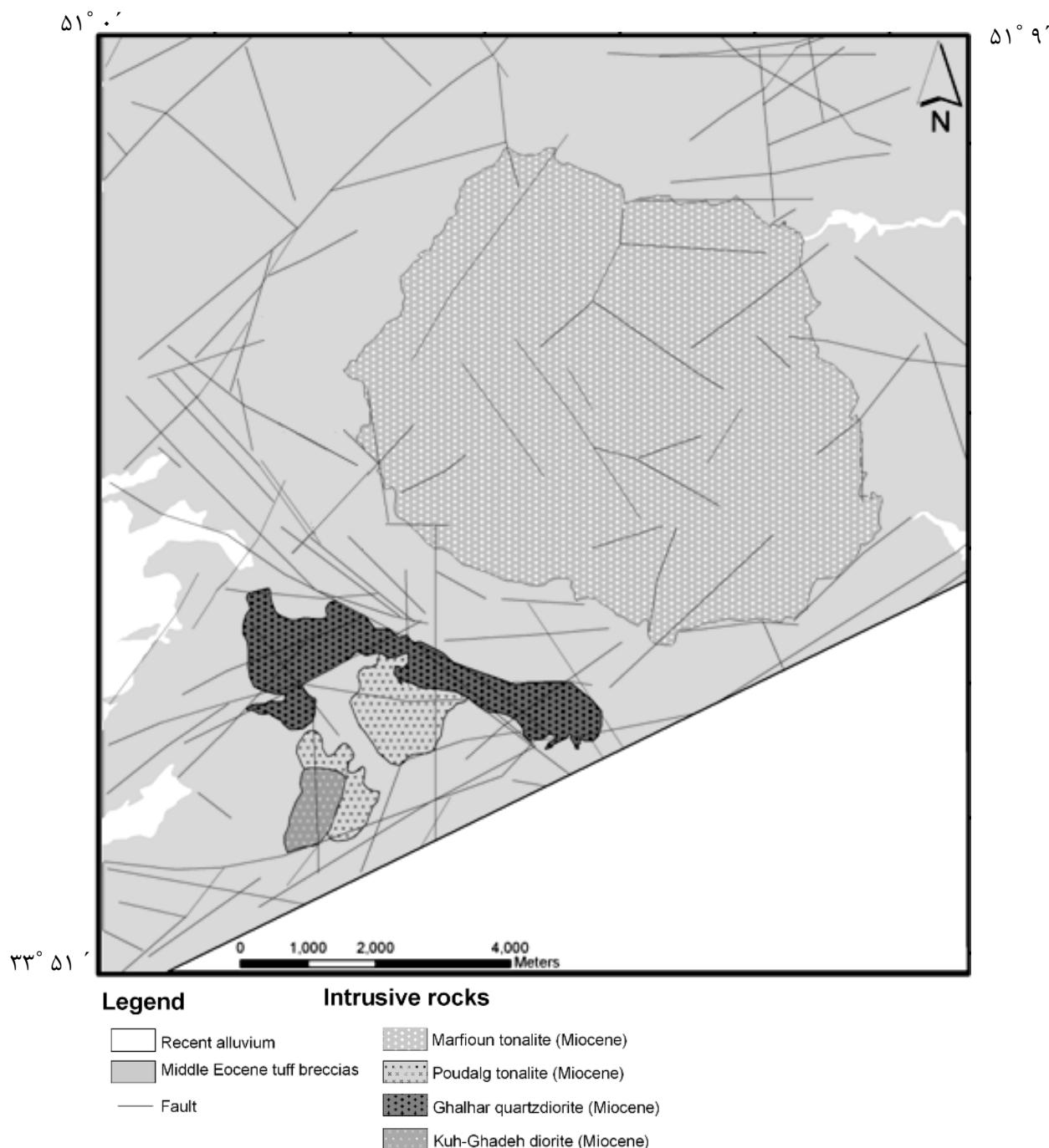
برای بررسی شیمی کانی‌ها، ۱۱ مقطع نازک- صیقلی از واحدهای نفوذی مورد بررسی انتخاب و در آزمایشگاه ریزپردازشی دانشگاه سالزبورگ (Salzburg)، اتریش، به‌وسیله‌ی EOL 8600 superprobe دستگاه ریزپردازندۀ الکترونی نوع تجزیه شدن. آنالیزها برای کانی‌های مختلف در شرایط ولتاژ ۱۵ و جریان پرتو A ۴۰ ، با زمان‌های شمارش ۱۰ تانیه در قله‌ها، انجام شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

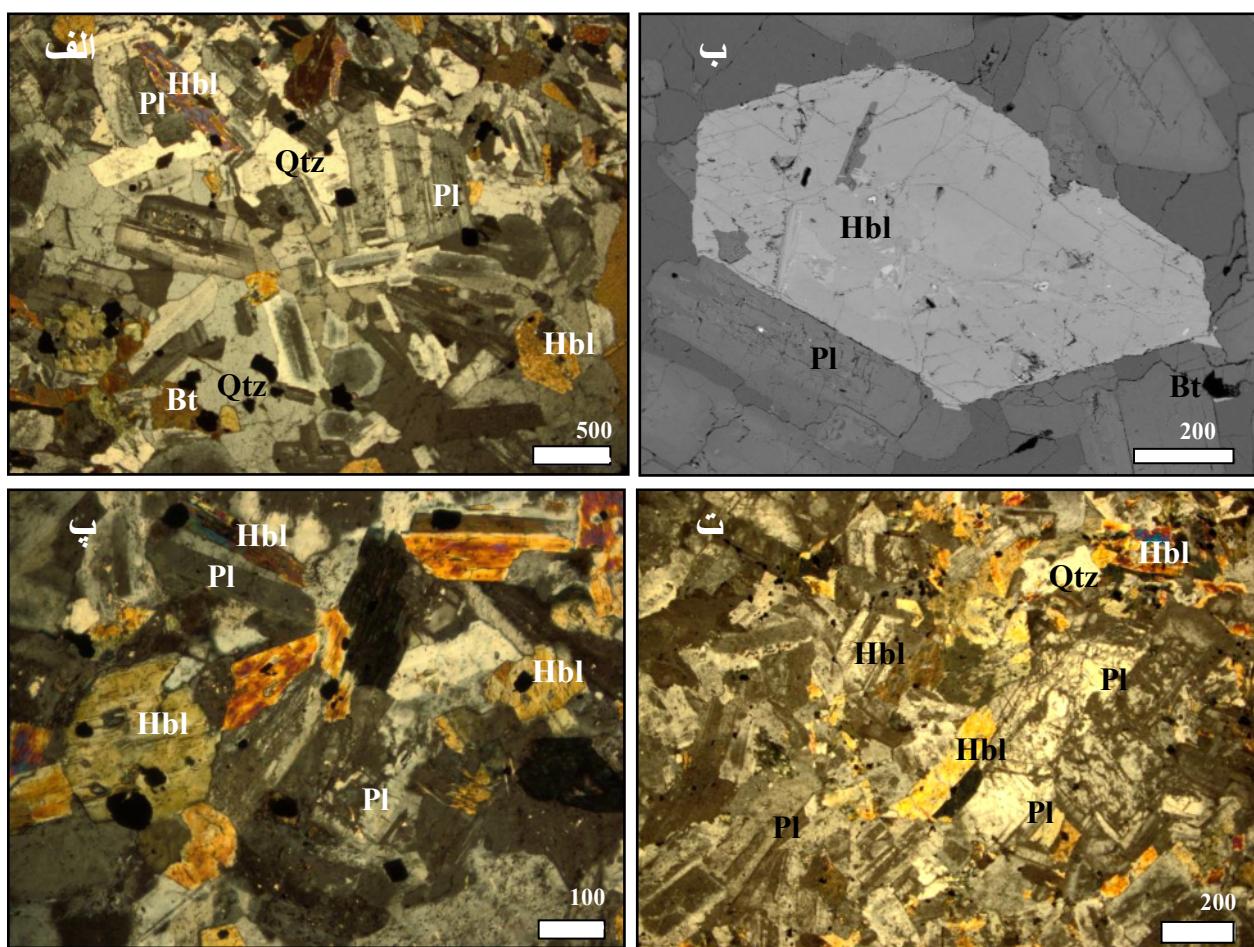
مجموعه‌ی نفوذی نیاسر، در نقشه‌ی تقسیمات ساختاری ایران زمین، در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار می‌گیرد. توده‌های نفوذی مورد بررسی ترکیب تونالیت، کوارتزدیوریت و دیوریت دارند که در سری سنگ‌های رسوبی و آتشفشاری - آذرآواری چین خورده، مربوط به زمان ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های میزبان توده‌های غالب مورد بررسی، شامل توف‌های با ترکیب اسیدی و حدواسط همراه با میان لایه‌های شیل و مارن هستند که بیشترین گستردگی را بین واحدهای میزبان منطقه نشان می‌دهند (شکل ۱). واحدهای آندزیتی و به مقدار کمتر ریوداسیت، نیز از دیگر واحدهای میزبان هستند که همبrijی محدودی با توده‌های نفوذی منطقه دارند. مجموعه‌ی نفوذی نیاسر از توده‌های مجزا با ترکیب تونالیت (توده‌های مارفیون و

و درصد مدي کانی‌ها بين سنگ‌های قالهر و کوه قده قرار بگیرد در منطقه مشاهده نشد. به عبارت دیگر، جدایی کوارتزدیوریت قالهر از دیوریت کوه قده، با توجه به فقدان تغییرات تدریجی در کانی‌شناسی سنگ‌ها، بعيد به نظر می‌رسد.

سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی و بافتی شبیه به سنگ‌های توده‌ی قالهر (انواع فاقد بیوتیت) هستند، با این تفاوت که کانی کوارتز در توده‌ی کوه قده بسیار کم است. در حالی که، در توده‌ی قالهر در حدود ۱۵ درصد حجمی سنگ‌ها را کوارتز اشغال می‌کند. لازم به یادآوری است که، نمونه‌ای که از نظر کانی‌شناسی



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌های نفوذی نیاسر در مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ [۱]



شکل ۲ (الف) تصویر میکروسکوپی (در نور XPL) از تونالیت مارفیون، (ب) تصویر back scatter از هورنبلند، پلازیوکلаз و بیوتیت در تونالیت مارفیون، (پ) تصویر میکروسکوپی (در نور XPL) کوارتزدیوریت قالهر، (ت) تصویر میکروسکوپی (در نور XPL) دیوریت کوه قده.

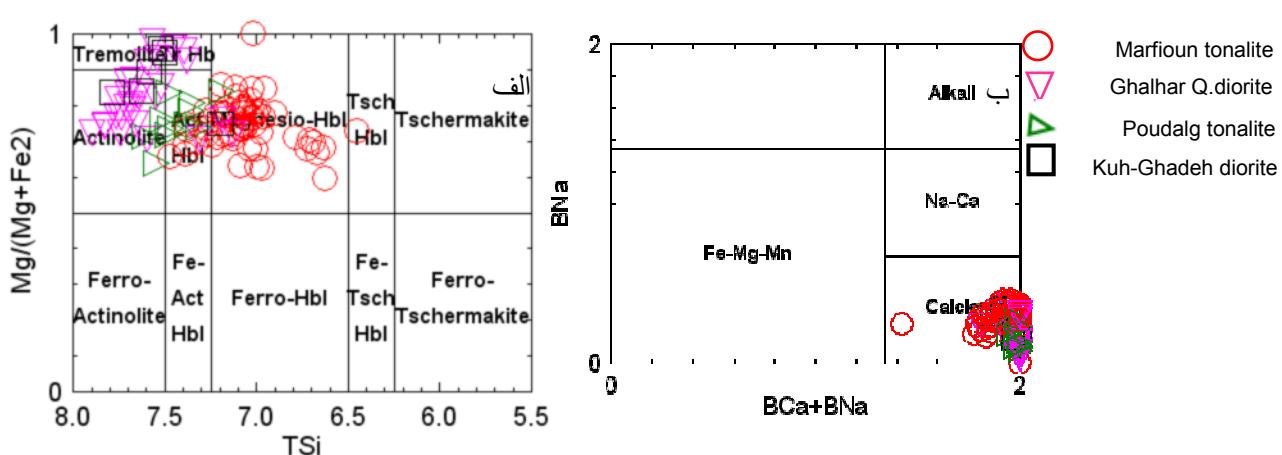
قلمرو مگنزیوهومنبلند تا هورنبلند اکتینولیتی قرار می‌گیرند و نمونه‌های مربوط به توده‌ی پودلگ غالباً از نوع هورنبلند اکتینولیتی و تا حدودی مگنزیوهومنبلند و اکتینولیت هستند. آمفیبول‌های توده‌ی قالهر شامل دو گروه با ترکیبات مگنزیوهومنبلند تا هورنبلند اکتینولیتی و گروه اکتینولیتی هستند که گروه اخیر (شکل ۳-الف) در مراحل آخر مagmaی (زیر خط انجامداد) و بر اثر واکنش آمفیبول‌های گروه اول با سیالات magmaی ایجاد شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در دیوریت کوه قده نیز ترکیب مگنزیوهومنبلند تا اکتینولیت دارند. نسبت $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در همه‌ی آمفیبول‌های این مجموعه از ۰,۵۷ تا ۰,۹۷ در نوسانند که نشان دهنده‌ی بالاتر بودن میزان MgO نسبت به FeO در ساختار آمفیبول‌های منطقه است.

شیمی کانی‌ها آمفیبول

آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک در مجموعه‌ی نفوذی نیاسر است. نتایج حاصل از آنالیزهای ریزپردازشی آمفیبول در همه‌ی واحدهای سنگی منطقه، در جدول ۱ ارائه شده‌اند. آمفیبول‌های منطقه بر اساس رده بندی [۳] از نوع کلسیک‌اند. این کانی در رده‌بندی [۴] نیز در گروه آمفیبول‌های کلسیک (منوکلینیک) با پارامترهای $Ca + Na_B \geq 1$ و $Na_B < 0.5$ و $(Ca + Na_B) \geq 1.5$ با Ti در زیر رده‌ی $Na + K$ ($A \geq 0.5$) و سری $0.5 < A < 0.5$ قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف و ب) که مطابق با آن، آمفیبول‌های آنالیز شده در زیردههای مگنزیوهومنبلند، هورنبلند اکتینولیتی و اکتینولیت قرار می‌گیرند. به این ترتیب آمفیبول‌های موجود در توده‌ی تونالیتی مارفیون بیشتر در

جدول ۱ نتایج ریزپردازش تعدادی از آمفیبولهای آنالیز شده در توده‌های نفوذی نیاسر شامل تونالیت مارفیون (Ton-Ma), تونالیت پودلگ (Ton-Ma.2)، کوارتزدیوریت (Q.Dio) و دیوریت (Po.Dio).

| Sample | Ton Ma.2 | Ton-Ma.3 | Ton-Ma.4 | Ton-Ma.5 | Ton-Po.1 | Ton-Po.2 | Ton-Po.3 | Ton-Po.4 | Q.dio .1 | Q.dio .2 | Q.dio .3 | Dio .1 | Dio .2 | Dio .3 |
|--------------------------------|-------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|-----------|
| Mineral | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp | Amp |
| SiO ₂ | ۴۴,۸۹ | ۴۹,۴۷ | ۴۹,۸۶ | ۵۰,۴ | ۴۸,۴۵ | ۵۱,۰۵ | ۵۱,۰۵ | ۵۱,۰۶ | ۵۴,۷۹ | ۴۹,۱۹ | ۵۰,۸۲ | ۵۳,۳۱ | ۵۲,۷۵ | ۵۲,۹۶ |
| TiO ₂ | ۲,۲۸ | ۰,۸۶ | ۰,۳۵ | ۰,۷۴ | ۰,۸۸ | ۰,۰۴ | ۰,۹ | ۰,۶۸ | ۰,۰۸ | ۱,۲۵ | ۱,۰۶ | ۰,۶۳ | ۰,۷۷ | ۰,۶۶ |
| Al ₂ O ₃ | ۸,۴۵ | ۴,۶۶ | ۴,۲۳ | ۴,۳۸ | ۴,۰۹ | ۴,۵۲ | ۴,۰۳ | ۴,۰۷ | ۳,۰۴ | ۵,۷۳ | ۵,۰۵ | ۲,۴۸ | ۲,۸۱ | ۲,۶۲ |
| FeO | ۱۵,۰۲ | ۱۷,۲۳ | ۱۷,۹۳ | ۱۸,۲۴ | ۱۲,۷۱ | ۱۴,۶۷ | ۱۲,۳۴ | ۱۲,۳۹ | ۹,۷۶ | ۱۴,۶۵ | ۱۳,۹۶ | ۸,۵۱ | ۱۰,۳ | ۱۲,۲۹ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰,۰۰۴ | ۰,۰۰۲ | ۰,۰۰۷ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۰۷ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰۲ | ۰,۰۰۱ | ۰,۰۰۵ | ۰,۰ |
| MnO | ۰,۳۴ | ۰,۸۸ | ۱,۱۴ | ۰,۸۹ | ۰,۴۹ | ۰,۱۶ | ۰,۴۷ | ۰,۴۳ | ۰,۰۳ | ۰,۳۸ | ۰,۳ | ۰,۱۳ | ۰,۲۳ | ۰,۱۳ |
| MgO | ۱۱,۸۲ | ۱۲,۱۴ | ۱۲,۱۳ | ۱۴,۱۸ | ۱۵,۱۵ | ۱۲,۰۷ | ۱۵,۴۴ | ۱۵,۵۵ | ۱۷,۳۶ | ۱۳,۵۸ | ۱۳,۸۹ | ۱۸,۴۳ | ۱۷,۲۹ | ۱۵,۰۸ |
| CaO | ۱۰,۷۴ | ۱۰,۸۴ | ۱۰,۴۱ | ۷,۸۷ | ۱۰,۷۷ | ۱۲,۲۵ | ۱۱,۵۳ | ۱۱,۴۶ | ۱۲,۷۷ | ۱۰,۹۷ | ۱۱,۱۱ | ۱۱,۳۴ | ۱۱,۲۶ | ۱۱,۹۵ |
| Na ₂ O | ۲,۰۰۴ | ۰,۸۹ | ۰,۸۳ | ۰,۹۲ | ۰,۹۵ | ۰,۳۲ | ۰,۸۲ | ۰,۷ | ۰,۳۵ | ۱,۴۴ | ۱,۳۶ | ۰,۹۷ | ۱ | ۰,۸۶ |
| K ₂ O | ۰,۲۳ | ۰,۲۲ | ۰,۱۱ | ۰,۱۳ | ۰,۳۲ | ۰,۰۱ | ۰,۲۳ | ۰,۱۸ | ۰,۰۰۵ | ۰,۱۶ | ۰,۱۳ | ۰,۱۴ | ۰,۱۴ | ۰,۰۶ |
| Total | ۹۵,۳ | ۹۷,۰ | ۹۷,۰۱ | ۹۷,۸۵ | ۹۳,۸۲ | ۹۶,۵۹ | ۹۶,۸۲ | ۹۶,۵۲ | ۹۷,۶۹ | ۹۷,۳۶ | ۹۷,۴۸ | ۹۵,۹۴ | ۹۶,۵۵ | ۹۷,۶۲ |
| TSi | ۶,۶۷ | ۷,۲۴ | ۷,۲۷ | ۷,۰۲ | ۷,۱۹ | ۷,۵۵ | ۷,۳۶ | ۷,۳۵ | ۷,۶۷ | ۷,۱۳ | ۷,۳۱ | ۷,۵۸ | ۷,۵۲ | ۷,۵۹ |
| TAl | ۱,۳۳ | ۰,۷۶ | ۰,۷۳ | ۰,۷۲ | ۰,۷۲ | ۰,۴۵ | ۰,۶۴ | ۰,۶۵ | ۰,۳۳ | ۰,۸۷ | ۰,۶۹ | ۰,۴۲ | ۰,۴۷ | ۰,۴۰ |
| TFe ³ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۰۴ | ۰,۲۶ | ۰,۰۹ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۰۳ | ۰,۰۱۱ | ۰,۰ |
| Sum_T | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ |
| CaI | ۰,۱۶ | ۰,۰۴ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۳۳ | ۰,۰۴ | ۰,۰۴ | ۰,۱۸ | ۰,۱۱ | ۰,۱۷ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۲۱ |
| CCr | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ |
| CFe ₃ | ۰,۵۷ | ۰,۹۱ | ۱,۱۵ | ۱,۸۷ | ۰,۸۵ | ۰,۱۸ | ۰,۵۸ | ۰,۶۹ | ۰,۱۷ | ۰,۶۵ | ۰,۴۴ | ۰,۵۳ | ۰,۵۸ | ۰,۱۲ |
| CTi | ۰,۲۶ | ۰,۰۹ | ۰,۰۴ | ۰,۰۸ | ۰,۰۹ | ۰,۰۰۴ | ۰,۰۹۹ | ۰,۰۷ | ۰,۰۰۹ | ۰,۱۴ | ۰,۱۲ | ۰,۰۷ | ۰,۰۸ | ۰,۰۷ |
| CMg | ۲,۶۵ | ۲,۶۵ | ۲,۶۴ | ۲,۹۴ | ۲,۳۵ | ۲,۸۵ | ۳,۳۲ | ۳,۳۴ | ۳,۶۶ | ۲,۹۳ | ۲,۹۹ | ۳,۹۱ | ۳,۸۷ | ۳,۲۳ |
| CFe ² | ۱,۳۲ | ۱,۲۰ | ۱,۰۴ | ۰ | ۰,۶۴ | ۱,۶۲ | ۰,۹۱ | ۰,۸ | ۰,۹۸ | ۱,۱۳ | ۱,۲۴ | ۰,۴۸ | ۰,۶۴ | ۱,۳۵ |
| CMn | ۰,۰۴ | ۰,۱۱ | ۰,۱۴ | ۰,۱۱ | ۰,۰۶ | ۰,۰۲ | ۰,۰۶ | ۰,۰۵ | ۰,۰۰۴ | ۰,۰۵ | ۰,۰۴ | ۰,۰۲ | ۰,۰۳ | ۰,۰۲ |
| Sum_C | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ |
| BCa | ۱,۷۳ | ۱,۶۷ | ۱,۶۳ | ۱,۱۷ | ۱,۷۱ | ۱,۹۲ | ۱,۷۸ | ۱,۷۷ | ۱,۹۳ | ۱,۷۰ | ۱,۷۲ | ۱,۷۳ | ۱,۷۲ | ۱,۸۴ |
| BNa | ۰,۲۷ | ۰,۲۵ | ۰,۲۳ | ۰,۲۵ | ۰,۲۷ | ۰,۰۸ | ۰,۲۲ | ۰,۱۹ | ۰,۰۷ | ۰,۲۹ | ۰,۲۸ | ۰,۲۷ | ۰,۲۸ | ۰,۱۶ |
| Sum_B | ۲ | ۱,۹۲ | ۱,۸۶ | ۱,۴۲ | ۱,۹۹ | ۲ | ۲ | ۱,۹۶ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱,۹۹ | ۱,۹۹ | ۲ |
| ANa | ۰,۳۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰۹ | ۰,۰ | ۰,۰۳ | ۰,۱۱ | ۰,۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۸ |
| AK | ۰,۰۴ | ۰,۰۴ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰۶ | ۰,۰۰۲ | ۰,۰۴ | ۰,۰۳ | ۰,۰۰۱ | ۰,۰۳ | ۰,۰۲ | ۰,۰۳ | ۰,۰۳ | ۰,۰۱ |
| Sum_A | ۰,۳۵ | ۰,۰۴ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰۶ | ۰,۰۲ | ۰,۰۵ | ۰,۰۳ | ۰,۰۳ | ۰,۱۴ | ۰,۱۲ | ۰,۰۳ | ۰,۰۳ | ۰,۰۹ |
| Sum_cat | ۱۵,۳۶ | ۱۴,۹۶ | ۱۴,۸۸ | ۱۴,۴۵ | ۱۵,۰۵ | ۱۵,۰۲ | ۱۵,۰۵ | ۱۴,۹۹ | ۱۵,۰۳ | ۱۵,۱۴ | ۱۵,۱۲ | ۱۵,۰۲ | ۱۵,۰۲ | ۱۵,۰۹ |



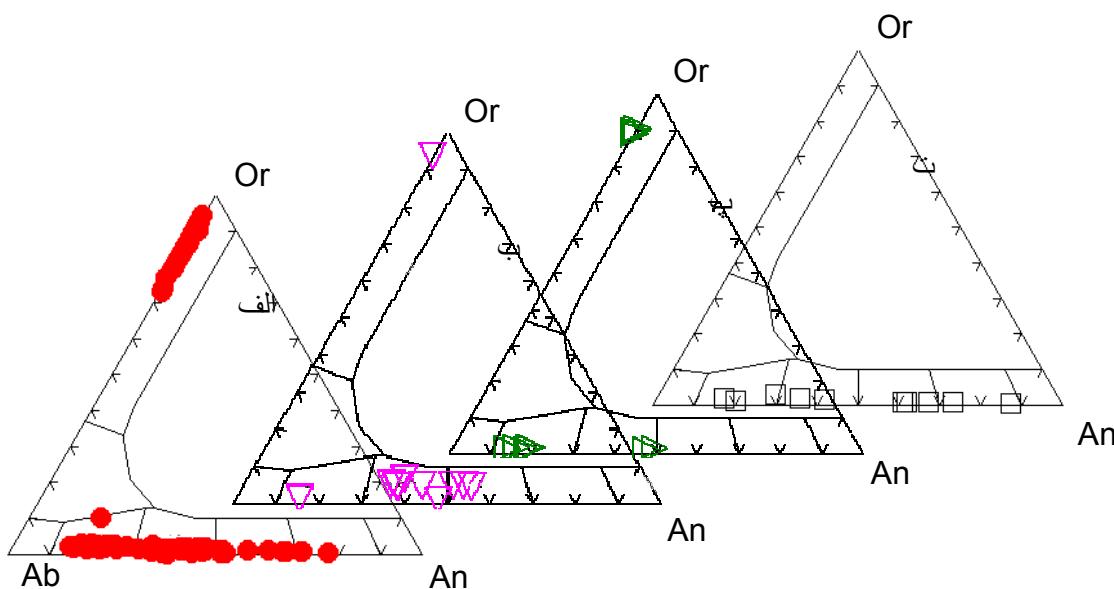
شکل ۳ نمودارهای ردبندهای آمفیبول و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی [۳] به همراه علائم مورد استفاده در نمودارها.

آندرین، در توده‌ی کوارتزدیوریتی قالهر ترکیب آلبیت تا آندزین و در توده‌ی کوه قده دارای ترکیب الیگوکلاز تا بیتونیت دارند (شکل ۴). زیرا در ابتدای تبلور ماغما پلازیوکلاز با آنورتیت بالاتر متبلور شده و در داخل بلور آمفیبیول محصور شده است. آزمایش‌های تجربی نشان داده‌اند که مقدار درصد An و FeO در پلازیوکلاز رابطه‌ی مستقیمی با مقدار آب موجود در ماغما دارد [۵]. به عبارت دیگر، اشباع یا غیر اشباع بودن ماغما از آب می‌تواند اثر زیادی روی انتشار آهن بین گذاره و بلورها داشته باشد [۶].

فلدسبار
پلازیوکلاز فراوان‌ترین کانی فلزیک در کلیه‌ی واحدهای سنگی منطقه است. نتایج آنالیز این کانی‌ها در جدول ۲ ارائه شده‌اند. به‌طور کلی، ترکیب پلازیوکلازها در سنگهای منطقه در گستره‌ای بین ۱۴ An تا ۸۷ An قرار می‌گیرند. ترکیب پلازیوکلاز بنابر تقسیم‌بندی مثلثی آلبیت-ارتوكلاز-آنورتیت [۳] مشخص می‌شود. در شکل ۴ ترکیب پلازیوکلازهای منطقه به تفکیک گروه سنگی روی نمودارهای ردبهندی [۳]، تصویر شده‌اند. پلازیوکلازها در توده‌ی توپالیتی مارفیون دارای ترکیب الیگوکلاز تا بیتونیت، در توپالیت پودلگ ترکیب الیگوکلاز تا

جدول ۲ نتایج ریزپردازش تعدادی از فلدسبارهای آنالیز شده در توده‌های نفوذی نیاسر. حروف اختصاری استفاده شده در جدول، مشابه جدول ۱ می‌باشند.

| Sample | Ton-Ma.1 | Ton-Ma.2 | Ton-Ma.3 | Ton-Ma.5 | Ton-Ma.6 | Ton-Ma.7 | Ton-Ma.8 | Ton-Ma.9 | Ton-Ma.10 | Q.dio | Q.dio | Q.dio | Q.dio | Ton-Po.1 | Ton-Po.2 | Ton-Po.3 | Ton-Po.4 | Dio.1 | Dio.2 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-------|-------|-------|-------|----------|----------|----------|----------|-------|-------|
| Mineral | Plag. | Plag. | Plag. | Alk.flds | Alk.flds | Alk.flds | Alk.flds | Alk.flds | Alk.flds | Plag. | Plag. | Plag. | Plag. | Plag. | Plag. | Plag. | Alk.flds | Plag. | |
| SiO ₂ | ۴۶,۳۵ | ۶۵,۷۱ | ۵۸,۹۹ | ۶۷,۶۲ | ۶۲,۶۸ | ۶۴,۷۳ | ۶۵,۸۵ | ۶۴,۸۷ | ۶۵,۴۳ | ۵۶,۳۰ | ۵۶,۲۲ | ۶۲,۱۸ | ۶۵,۸۳ | ۶۳,۹۱ | ۶۳,۱۰ | ۶۲,۸۶ | ۶۳,۷۹ | ۵۲,۳۴ | ۶۲,۶۸ |
| TiO ₂ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰۴ | ۰,۰۲ | ۰,۰۵ | ۰,۰۵ | ۰,۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰۱ | ۰,۰۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۳۴,۳۵ | ۲۱,۴۴ | ۲۵,۲۳ | ۱۸,۳۸ | ۲۳,۳۲ | ۱۸,۱۲ | ۱۸,۰۴ | ۱۸,۲۵ | ۱۸,۰۷ | ۲۶,۷۰ | ۲۶,۵۴ | ۲۳,۵۹ | ۱۸,۶۵ | ۲۱,۷۷ | ۲۳,۰۵ | ۲۲,۵۷ | ۱۸,۵۷ | ۳۰,۲۱ | ۲۳,۳۲ |
| FeO | ۰,۲۷ | ۰,۲۳ | ۰,۲۴ | ۰,۰۹ | ۰,۲۰ | ۰,۱۳ | ۰,۱۵ | ۰,۱۵ | ۰,۳۹ | ۰,۱ | ۰,۲۰ | ۰,۲۴ | ۰,۲۴ | ۰,۲۵ | ۰,۱۲ | ۰,۳۶ | ۰,۳۷ | ۰,۲۷ | ۰,۲۰ |
| MnO | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ |
| MgO | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۱ |
| CaO | ۱۷,۷۷ | ۲,۹۳ | ۷,۵۴ | ۰,۰۶ | ۴,۹۸ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۵ | ۰,۰۱ | ۰,۲۱ | ۹,۲۳ | ۴,۹۱ | ۰,۰۶ | ۲,۷۸ | ۳,۹۴ | ۳,۸۶ | ۰,۰۳ | ۱۲,۵۰ | ۴,۹۸ |
| Na ₂ O | ۱,۳۹ | ۹,۵۸ | ۷,۲۳ | ۱,۳۵ | ۸,۳۵ | ۱,۱۳ | ۱,۱۶ | ۱,۵۴ | ۲,۴۹ | ۶,۲۴ | ۶,۱۴ | ۸,۲۹ | ۱,۴۶ | ۹,۷۶ | ۹,۱۹ | ۹,۲۴ | ۱,۱۷ | ۴,۳۷ | ۸,۳۵ |
| K ₂ O | ۰,۰۲ | ۰,۳۹ | ۰,۱۵ | ۱۴,۰۵ | ۰,۳۲ | ۱۴,۳۲ | ۱۴,۷۴ | ۱۴,۰۴ | ۱۲,۵۵ | ۰,۱۸ | ۰,۱۸ | ۰,۳۴ | ۱۴,۶۱ | ۰,۲۲ | ۰,۳۰ | ۰,۳۱ | ۱۴,۹۸ | ۰,۱۱ | ۰,۳۲ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۴ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۴ | ۰,۰۱ | ۰,۰ |
| Total | ۱۰۰,۲ | ۱۰۰,۳ | ۹۹,۴ | ۱۰,۱۶ | ۹۹,۹ | ۹۸,۵ | ۹۹,۹ | ۹۹,۰ | ۹۸,۹۹ | ۹۸,۶۵ | ۹۹,۱ | ۹۹,۶ | ۱۰۰,۹ | ۹۸,۷ | ۹۹,۷ | ۹۹,۲ | ۹۸,۹ | ۹۹,۸ | ۹۹,۸۸ |
| Si | ۸,۵۲ | ۱۱,۵۴ | ۱۰,۶۱ | ۱۲,۱۴ | ۱۱,۱۲ | ۱۲,۰۵ | ۱۲,۰۹ | ۱۲,۰۲ | ۱۲,۰۶ | ۱۰,۲۴ | ۱۰,۲۸ | ۱۱,۰۷ | ۱۱,۹۹ | ۱۱,۴۲ | ۱۱,۱۹ | ۱۱,۲۲ | ۱۱,۹۰ | ۹,۵۱ | ۱۱,۱۲ |
| Al | ۷,۴۴ | ۴,۴۳ | ۵,۳۴ | ۳,۸۹ | ۴,۸۷ | ۳,۹۷ | ۳,۹۰ | ۳,۹۸ | ۳,۹۲ | ۵,۷۲ | ۵,۶۷ | ۴,۹۴ | ۴,۰ | ۴,۵۸ | ۴,۸۱ | ۴,۷۵ | ۴,۰۸ | ۶,۴۷ | ۴,۸۷ |
| Ti | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ |
| Fe ² | ۰,۰۴ | ۰,۰۳ | ۰,۰۴ | ۰,۰۱ | ۰,۰۳ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰۶ | ۰,۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰۴ | ۰,۰۴ | ۰,۰۴ | ۰,۰۲ | ۰,۰۵ | ۰,۰۶ | ۰,۰۴ | ۰,۰۳ |
| Mn | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ |
| Mg | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰ |
| Ca | ۳,۴۹ | ۰,۵۵ | ۱,۴۵ | ۰,۰۱ | ۰,۹۵ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۱,۸ | ۱,۷۹ | ۰,۹۴ | ۰,۰۱ | ۰,۵۳ | ۰,۷۵ | ۰,۷۴ | ۰,۰۱ | ۲,۴۳ | ۰,۹۵ |
| Na | ۰,۴۹ | ۲,۲۶ | ۲,۵۲ | ۰,۴۷ | ۲,۸۷ | ۰,۴۱ | ۰,۴۱ | ۰,۵۵ | ۰,۸۹ | ۲,۲ | ۲,۱۶ | ۲,۸۶ | ۰,۵۲ | ۳,۳۸ | ۳,۱۶ | ۳,۲۰ | ۰,۴۲ | ۱,۵۴ | ۲,۸۷ |
| K | ۰,۰۱ | ۰,۰۹ | ۰,۰۳ | ۳,۲۲ | ۰,۰۷ | ۳,۴۰ | ۳,۴۵ | ۳,۳۲ | ۲,۹۵ | ۰,۰۴ | ۰,۰۴ | ۰,۰۸ | ۳,۳۹ | ۰,۰۵ | ۰,۰۷ | ۰,۰۷ | ۳,۵۷ | ۰,۰۳ | ۰,۰۷ |
| Cations | ۲۰,۰۱ | ۱۹,۹۱ | ۱۹,۹۹ | ۱۹,۷۵ | ۱۹,۹۱ | ۱۹,۸۶ | ۱۹,۸۹ | ۱۹,۹۱ | ۱۹,۸۹ | ۲۰,۰۱ | ۱۹,۹۷ | ۱۹,۹۲ | ۱۹,۹۶ | ۲۰,۰ | ۲۰,۰۱ | ۲۰,۰۳ | ۲۰,۰۴ | ۲۰,۰۲ | ۱۹,۹۱ |
| Ab | ۱۲,۴۴ | ۸۳,۶۰ | ۶۲,۹۰ | ۱۲,۷۰ | ۷۲,۸۰ | ۱۰,۷۰ | ۱۰,۷۱ | ۱۴,۲۰ | ۲۲,۲۰ | ۵۴,۵۰ | ۵۴,۱۰ | ۷۳,۹۰ | ۱۲,۲۰ | ۸۵,۳۰ | ۷۹,۵۰ | ۷۹,۸۰ | ۱۰,۶۰ | ۳۸,۵۰ | ۷۳,۸۰ |
| An | ۸۷,۴۴ | ۱۴,۱۰ | ۳۶,۲۰ | ۰,۳۰ | ۲۴,۳۰ | ۰,۱۰ | ۰,۱۰ | ۰,۳۰ | ۰,۰ | ۴۴,۵۰ | ۴۴,۹۰ | ۲۶,۲۰ | ۰,۳۰ | ۱۳,۴۰ | ۱۸,۸۰ | ۱۸,۴۰ | ۰,۲۰ | ۶۰,۹۰ | ۲۴,۳۰ |
| Or | ۰,۱۱ | ۲,۲۰ | ۰,۸۰ | ۸۷,۰ | ۱,۹۰ | ۸۹,۲۰ | ۸۹,۳۰ | ۸۵,۵۰ | ۷۶,۸۰ | ۱,۰ | ۱,۱۰ | ۲,۰ | ۸۶,۵۰ | ۱,۳۰ | ۱,۷۰ | ۱,۸۰ | ۸۹,۳۰ | ۰,۷۰ | ۱,۹۰ |



شکل ۴ ترکیب فلدسپارها در توده‌های نفوذی مورد بررسی به تفکیک نوع سنگ‌ها [۲]، شامل توده‌ی مارفیون (الف)، توده‌ی قاله‌ر (ب)، توده‌ی پودلگ (پ)، توده‌ی کوه قده (ت). علائم مشابه شکل ۳ است.

تعیین محیط تکتونوماگمایی توده‌ها

آمفیبول‌ها به عنوان معیاری برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در سیستم‌های ماگمایی هستند. به طوری که، برای تعیین زنگ و محیط تکتونوماگمایی می‌توان از ترکیب آن‌ها استفاده کرد. آمفیبول‌هایی که در محیط‌های داخل صفحه‌ای (intraplate) تشکیل شده‌اند، نسبت به محیط فرورانش، Na_2O بیشتری دارند [۸]. در شکل ۵ موقعیت نمونه‌های SiO_2 روی نمودار Na_2O نسبت به Al_2O_3 ترسیم شده است. منطقه روى نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 در گستره‌ی چنانکه ملاحظه می‌شود، کلیه‌ی نمونه‌های منطقه در گستره‌ی گرانیتوئیدهای وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند. [۹] نیز استفاده از Al^{IV} در آمفیبول را، به عنوان فاکتوری جهت برای تشخیص محیط‌های زمین ساختی، پیشنهاد کرده‌اند، به این صورت که مقادیر آمفیبول‌های متبلور شده در حواشی فعال قاره‌ای برابرند با $\text{Al}^{IV} < 1.5$. در حالی که، انواع موجود در جزایر قوسی با $\text{Al}^{IV} > 1.5$ هم‌خوانی دارند. کلیه‌ی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی دارای Al^{IV} کمتر از ۱/۵ هستند.

تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور توده‌ها

مجموعه‌ی کانی‌شناسی و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین، رابطه‌ی تنگاتنگی با شکل‌گیری و تبلور ماگما دارند. با استناد به این واقعیت، می‌توان با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها به ارزیابی پارامترهای ترمودینامیکی تبلور از جمله فشار، دما و گریزندگی اکسیژن پرداخت.

محتوای آهن پلازیوکلاز متناسب با مقدار سیلیس و آب در مذاب و مقدار گریزندگی اکسیژن افزایش ولی با افزایش حرارت کاهش می‌یابد [۷]. مقایسه مقادیر FeO در پلازیوکلازهای موجود در توده‌های نیاسر (جدول ۲) نشان می‌دهد که مقادیر آهن در پلازیوکلازهای توده‌ی مارفیون نسبت به توده‌های قاله‌ر و پودلگ اندکی بیشتر است. بنابراین، افزایش نسبی درصد آنورتیت در پلازیوکلازهای توده‌ی مارفیون که در مواردی به صورت پیوسته است می‌تواند مربوط به درصد آب بیشتر در ماگمای توده‌ی مارفیون باشد. فراوانی بیشتر کانی بیوتیت در توده‌ی مارفیون نسبت به توده‌های قاله‌ر و پودلگ نیز می‌تواند دلیل دیگری بر مقدار آب بیشتر در ماگمای توده مارفیون باشد. فراوانی فلدسپار پتاسیم در تمامی واحدهای منطقه کمتر از پلازیوکلاز است. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی این کانی در جدول ۲ و روی نمودارهای [۳] شکل ۴ نشان داده شده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم در گستره‌ی ارتوکلاز (Or) ۹۴-۷۲ درصد قرار می‌گیرند. این کانی‌ها همانند کوارتز بیشتر به صورت بی-شکل تا نیمه شکل دار بین کانی‌های سنگ‌ساز دیگر قرار می-گیرند که نشان‌دهنده‌ی تشکیل این کانی‌ها در مراحل آخر تبلور توده‌هاست. از طرف دیگر حضور بلورهای کوچک پلازیوکلاز در داخل بلورهای آمفیبول و بیوتیت نشان‌دهنده‌ی تبلور این کانی‌ها در مراحل ابتدایی شکل‌گیری ماگمایی است.

$$\text{P} (\pm 0.6 \text{Kb}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}_T \quad (\text{الف})$$

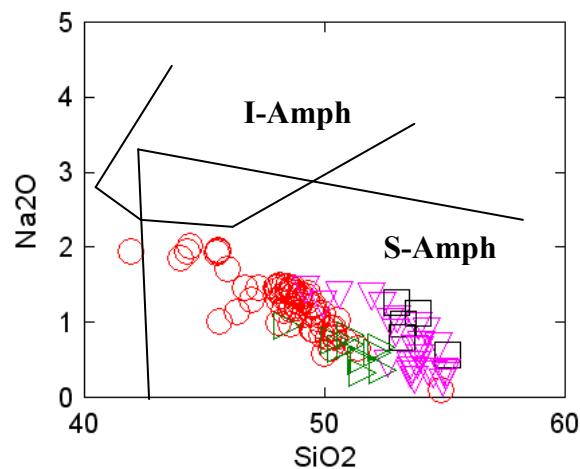
در این رابطه، P فشار بر حسب کیلوبار و Al_T معرف مقدار کل آلومینیوم ($\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) در ترکیب آمفیبول است. بر اساس روش [۱۴]، فشارهای به دست آمده برای جایگزینی توده‌های مارفیون عبارتند از 2 ± 0.6 کیلوبار، قالهر $1/2 \pm 0.6$ کیلوبار و پودلگ 5 ± 0.6 کیلوبار. برای تبدیل فشارهای به دست آمده به عمق بر حسب کیلومتر، از میانگین چگالی پوسته‌ی قاره‌ای $7/5$ (۲.۷ g/cm^3) استفاده شود، که به ترتیب با اعماق حدود $3/8$ کیلومتری توده‌ی مارفیون، $4/5$ کیلومتری توده‌ی قالهر، $1/2$ کیلومتری برای توده‌ی پودلگ همخوانی دارد. توده‌های قالهر و پودلگ بیشتر در راستای گسل‌ها جایگزین شده‌اند. بنابراین، طبیعی به نظر می‌رسد که صعود مagma از طریق شکستگی‌ها و گسل‌ها موجب شود که فشار کمتری روی مagma در حال تبلور حاکم باشد. [۱۸] نیز فرمولی را برای محاسبه‌ی فشار ارائه کرده‌اند که در واقع تلفیقی از سه رابطه‌ی [۱۴، ۱۵، ۱۹]، و رابطه‌ی ترمومتری دما‌سنجی است. در این فرمول، هر سه پارامتر فشار، دما و گریزندگی اکسیژن که روی مقدار Al در هورنبلند تأثیر می‌گذارند در نظر گرفته شده است:

$$\text{P} [\pm 0.6 \text{Kbar}] = -3.01 + 4.76 \text{Altot} - \left\{ (T [\text{C}^\circ] - 675) / 85 \right\} \times \left\{ 0.53 \text{Altot} + 0.005294 \right\}$$

در رابطه‌ی بالا، P فشار بر حسب کیلوبار، T دمای تبلور آمفیبول بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد و Al_{total} معرف مقدار آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است. این رابطه، فقط در دماهای کمتر از 800 درجه‌ی سانتی‌گراد معتبر است، زیرا در دمای بیش از 800 درجه‌ی سانتی‌گراد، که خارج از شرایط مدرج کردن تجربی است، مجموعه‌ی کانی‌شناسی مورد نیاز برای دما-فسارسنجی پایدار نخواهد ماند. در این روش، فشار حاکم بر تبلور هورنبلند، در توده‌های مارفیون، قالهر و پودلگ، در حدود $1/6$ تا $2/5$ کیلوبار (± 0.6 کیلوبار) به دست آمدند. به دلیل عدم تشکیل دوگانه‌ی کانی (شامل کانی کوارتز) روش‌های فشارسنجی بالا برای توده‌ی دیوریتی کوه قده مورد استفاده قرار نگرفت.

ارزیابی دمای تبلور

روش دما‌سنجی مبتنی بر زوج کانی پلازیوکلاز-هورنبلند، یکی از روش‌های معمول برای دما‌سنجی توده‌های آهکی-قلیایی



شکل ۵ تفکیک محیط زمین ساختی توده‌های منطقه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول [۷]، علامت مشابه شکل ۳ است.

ارزیابی فشار

آمفیبول‌ها کاربردی‌ترین کانی‌ها در تعیین دما و فشار، در سنگ‌های آذرین آهکی-قلیایی هستند به این دلیل ترکیب شیمیایی آن‌ها آشکارا به دما و فشار وابستگی دارد. [۴] و [۱۰]. در حقیقت، ترکیب آمفیبول‌ها به پارامترهایی مثل فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و فشار بخار آب بستگی دارد [۱۱]. محاسبه‌ی مقدار Al^{VI} و Al_{tot} مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار Al کلی در آمفیبول تابع غلظت این عنصر در magma نیست، بلکه بیشتر تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. برای استفاده از ترکیب آمفیبول، به عنوان معیاری برای ارزیابی فشار و دما، لازم است سنگ مورد بررسی حاوی مجموعه‌ی کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلازیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت یا ایلمنیت به صورت همزیست باشد [۱۰]. نکته‌ی دیگر اینکه، در محاسبات باید از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی یا حاشیه اکتینولیتی دارند، چشم‌پوشی کرد. زیرا احتمال دارد اکتینولیت در فاز زیر خط انجماد و در اثر دگرسانی هورنبلندهای اولیه ایجاد شده باشد [۱۲]. همچنین، هورنبلند باستی بدون منطقه‌بندی و فاقد دگرسانی باشد [۱۲، ۱۰]. در فرمول ساختاری هورنبلند باید تعداد کاتیون‌ها با $\text{Si} \leq 7/5$ و $\text{Ca} \geq 1/5$ همخوانی داشته باشد [۱۳]. برای ارزیابی فشار، با استفاده از ترکیب هورنبلند، روش‌های متعددی معرفی شده‌اند [۱۳-۱۶] که دقیق‌ترین آن-ها روش [۱۴] است [۱۷]. روش [۱۴] در دمای 655 تا 700 درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار $2/5$ تا 13 کیلو بار سنجیده و با رابطه (الف)

$\{(27\text{XNaM4XSiT1XAnplg})/(64\text{XCaM4XAlT1XA}\}$
 $\{bplg\}$

در این رابطه، T دمای تعادلی بر حسب درجهٔ کلوین و P فشار بر حسب کیلوبار است. در منطقه‌ی مورد بررسی، از روش فوق برای دماسنجدی دیوریت کوه قده استفاده شد. با توجه به رابطه‌ی فوق، میانگین میزان دما در دیوریت کوه قده در حدود ۷۵۶ درجه‌ی فوق، میانگین محاسبه شده است. جهت تعیین دما، با استفاده از ترکیب فلدسپارها، از نمودار سه تایی آلیت، آنورتیت و ارتوکلاز [۲۲] استفاده شد (شکل ۶-الف). در این نمودار، دمای تشکیل فلدسپارهای موجود در توده‌های مارفیون، قالهر، پودلگ و کوه قده در حدود ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمد. دماهای به دست آمده با دماهای حاصل از ترمومتری زوج آمفیبول - پلازیوکلاز قابل مقایسه هستند. گرچه، برخی از این دماها کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه است که احتمالاً ناشی از شکل‌گیری زیر خط انجماد ترکیب فلدسپارها حین سرد شدن توده است [۲۲].

برآورد گریزندگی اکسیژن

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها می‌توانند برای شناخت چگونگی اکسایش مagma مورد استفاده قرار گیرند. در این زمینه از دو روش نیمه کمی و کمی برای تخمین گریزندگی اکسیژن استفاده گردید. در روش نیمه کمی، با استفاده از ترکیب شیمیابی آمفیبول‌ها [۱۸]، می‌توان میزان گریزندگی اکسیژن را در محیط تشکیل این کانی‌ها برآورد کرد (شکل ۶-ب). در این شکل ملاحظه می‌شود که نمونه‌های مورد بررسی همگی از گریزندگی اکسیژن نسبتاً بالایی برخوردارند. به طور کلی، حضور هزممان اسفن⁺ مگنتیت⁺ کوارتز همراه با آمفیبول، در گرانیتوئیدهای مورد بررسی، حاکی از بالا بودن گریزندگی اکسیژن در مagma سازنده آن‌هاست [۲۳]. وجود مگنتیت و اسفن اولیه نشانگ رفتار اکسایشی magma است [۱۲]. آمفیبول‌های منطقه بیشتر غنی از منیزیم هستند که به گریزندگی بالای اکسیژن وابسته است [۱۲]. برای ارزیابی کمی گریزندگی اکسیژن از روش پیشنهادی [۲۳] استفاده شد. استفاده از این روش مستلزم حضور مجموعه‌ی اسفن + مگنتیت + کوارتز در سنگ است. برآورد کمی گریزندگی اکسیژن از رابطه‌ی (۵) [۲۳] محاسبه می‌شود:

$$\log f\text{O}_2 = -30930/\text{T} + 14.98 + 0.142(\text{P}-1)/\text{T}(۵)$$

محسوب می‌شود [۱۰]. برای برآورد دما با این روش باید هورنبلند و پلازیوکلاز به صورت همزیست در کنار هم حضور داشته باشند و هورنبلند قادر حاشیه اکتینولیتی باشد [۱۲]. از سوی دیگر، ترکیب حاشیه‌ی پلازیوکلازهای موجود در سنگ باقیستی بین An_{25} و An_{35} قرار گیرد. [۱۳] به اثر Fe^{3+} و Al جانشینی Ti ، به جای Al موجود در هورنبلند اشاره، و معتقدند که یک مقدار افزایش در Fe_2O_3 می‌تواند باعث کاهش مقدار هر کاتیون به ازای هر واحد فرمول (بر پایه‌ی ۲۳ اکسیژن) Al^{IV} شود. در نتیجه، مقادیر Si ، Al_{tot} و Al^{VI} کاهش و مقدار افزایش می‌باشد. به همین دلیل است که، برخی از نمونه‌های آمفیبول در منطقه (به ویژه انواع موجود در توده‌های قالهر، پودلگ و کوه قده که تحت تأثیر گسل‌ها دستخوش دگرسانی بیشتری نسبت به مارفیون شده‌اند) دارای مقادیر Al_2O_3 کمتر از حد مورد انتظار هستند. این می‌تواند مربوط به دگرسانی اکسید آهن در این کانی‌ها باشد.

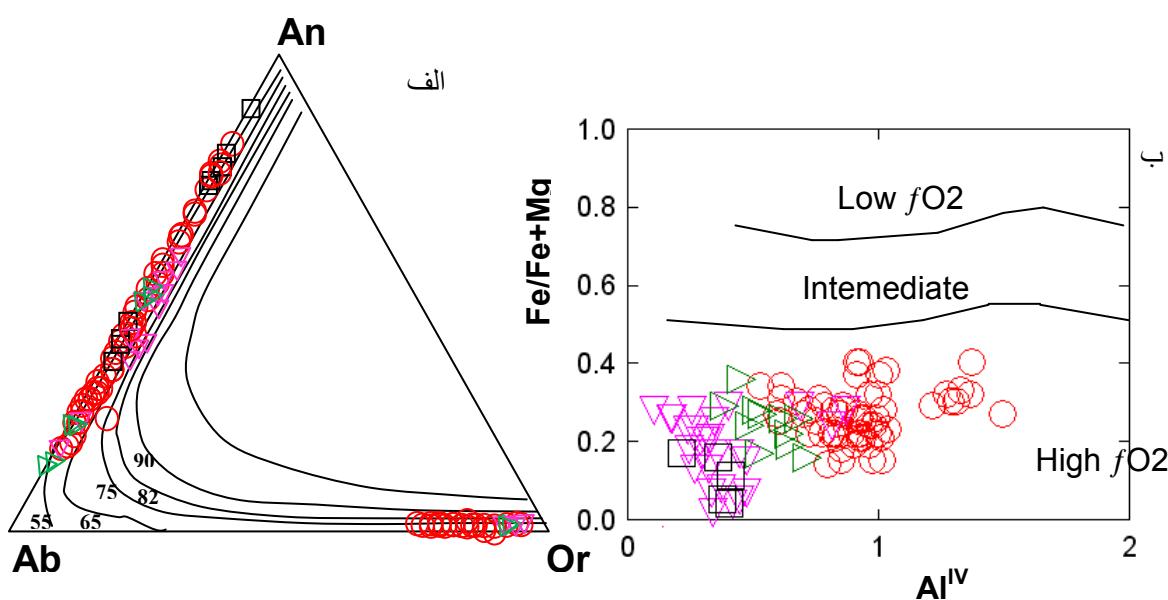
[۲۰] بر اساس واکنش ادنیت-ترمولیت، رابطه‌ی (ب) را برای دماسنجدی پلازیوکلاز-هورنبلند پیشنهاد کرده‌اند. این دماسنجد در سنگ‌های آذرین فلزیک و حدواسطی که حاوی $\text{Si} \leq ۷/۸$ کوارتز، پلازیوکلاز با $\text{An} < ۰/۹۲$ و آمفیبول‌هایی با $\text{Si} \leq ۰/۹۲$ باشند، کاربرد دارد و برای دماهای بین ۱۱۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد درجه‌بندی شده است:

$$\text{T} [\pm 311 \text{ K}] = 0.677\text{P} [\text{kbar}] - 48.98 - 0.0429 - 0.0083144 \ln \{(\text{Si}-4/8-\text{Si})\text{X}_{\text{Ab}}^{\text{Plg}}\} \quad (\text{b})$$

در این رابطه، T دمای تعادلی بر حسب درجه‌ی کلوین، P فشار بر حسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیس در فرمول ساختاری آمفیبول و Ab^{Plg} میزان درصد آلبیت در پلازیوکلاز است. با استفاده از روش فوق، دمای تعادل آمفیبول - پلازیوکلاز در توده‌ی مارفیون ۹۸۰ درجه‌ی کلوین ۷۰۷ درجه‌ی سانتیگراد، در توده‌ی قالهر ۱۰۰۲ درجه‌ی کلوین ۷۲۸ (درجه‌ی سانتیگراد) و در توده‌ی پودلگ ۹۷۹ درجه‌ی کلوین (۷۰۶ درجه‌ی سانتیگراد) به دست آمد.

[۲۱] دماسنجد دیگری را پیشنهاد کرده‌اند که بر اساس واکنش آدنیت-ریشتربیت استوار شده است و در سنگ‌های آذرین و دگرگونی کوارتزدار و بدون کوارتز کاربرد دارد. دماسنجدی مورد نظر به صورت رابطه‌ی (ج) ارائه شده است:

$$\text{T} = \{78.44 + \text{Yab-an} - 33.6\text{XNaM4} - 66.8 - 2.92\text{P}[\text{kbar}]\}\text{XAlM2} + 78.5\text{ XAlT1} + \ln 0.0721 - \text{R}\{9.4\text{XNaA}\}/$$



شکل ۶ (الف) نمودار سیستم An-Or-Ab برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در توده‌های نفوذی نیاسر بر حسب درجهی سانتیگراد برای گستره‌ی یک کیلوبار [۲۲]، (ب) ارزیابی گریزندگی اکسیژن با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبولها [۱۸]. علامت مشابه شکل ۳.

های نفوذی مشابه با مجموعه‌ی نیاسر در کمربند ارومیه – دختر، مانند توده‌های گرانیتوئیدی نطنز [۲۴]، هستند. برداشت

در این پژوهش، ترکیب کانی‌های آمفیبول و فلدسپار، در توده‌های گرانیتوئیدی آهکی- قلیایی منطقه‌ی نیاسر، برای برآوردهای پارامترهای فیزیکوشیمیایی وابسته به تبلور ماقمای مولد، مورد استفاده قرار گرفت. روش Al در هورنبلندها، روش زوج کانی هورنبلندها- پلازیوکلاز و مجموعه‌ی کوارتز- مگنتیت- هماتیت به ترتیب برای فشارسنگی، دماسنگی و برآوردهای گریزندگی اکسیژن، در توده‌های نیاسر، مورد استفاده قرار گرفتند. میانگین فشار حاکم در زمان تبلور هورنبلندها، در توده‌های مورد بررسی، ۱ تا ۳ کیلوبار به دست آمد که با توجه به چگالی میانگین سنگ‌های پوسته‌ی زمین، نشانه‌ی جایگزینی توده‌های نیاسر در عمق ۶ تا ۱۱ کیلومتری است. میانگین دمای تعادلی کانی‌های هورنبلندها- پلازیوکلاز نیز 20.6°C تا 25.6°C ارزیابی شد. بر اساس ترکیب آمفیبولها، به نظر می‌رسد که میزان گریزندگی اکسیژن در ماقمای مولد توده‌های منطقه، نسبتاً بالا بوده است. از سوی دیگر، با مقایسه‌ی نتایج فشار و دمای به دست آمده در توده‌های میوسن نیاسر با داده‌هایی از توده‌های نطنز، به نظر می‌رسد توده‌های الیگومیوسن در بخش‌های میانی کمربند

که در آن T دما بر حسب کلوین و P فشار بر حسب بار است. مقادیر $\log f_{\text{O}_2}$ برای توده‌های مارفیون، قاله‌ر و پودلگ به ترتیب برابر با -16.56 ، -15.87 ، -15.81 - است که نشان‌دهنده‌ی بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در ماقمای سازنده‌ی آن‌ها دارد. چنانکه ملاحظه می‌شود، مقادیر گریزندگی اکسیژن تفاوت چندانی در توده‌های یاد شده نشان نمی‌دهند. با توجه به کم بودن فراوانی مدى کوارتز در سنگ‌های کوه قده، نمی‌توان از روش فوق برای ارزیابی گریزندگی اکسیژن در نمونه‌های این توده استفاده کرد. به هر حال، موقعیت نمونه‌های این توده در نمودار ۸-ب نشان می‌دهد که میزان گریزندگی اکسیژن در این توده تفاوت زیادی با توده‌های دیگر میوسن منطقه ندارد. میزان گریزندگی اکسیژن در ماقماً بستگی به جنس مواد در منبع ماقماً دارد که آن نیز خود وابسته به جایگاه زمین‌ساختی است. ماقمای گرانیتی با خاستگاه رسوی (نوع S) بیشتر حالت احیایی دارند. در حالی که، گرانیتهای نوع I نسبتاً اکسایش هستند. میزان محاسبه شده‌ی گریزندگی اکسیژن، در سنگ‌های منطقه، به خوبی خاستگاه رسوی را برای ماقمای سازنده‌ی آن‌ها رد می‌کند. نتایج به دست آمده در دما- فشار سنگی و برآوردهای گریزندگی اکسیژن وابسته به توده‌های نیاسر، شبیه به نتایج به دست آمده از بررسی شیمی کانی‌ها در توده-

granodiorite magma (Gesiniec granodiorite", Strzelin Crystalline Massif, SW Poland). Lithos. Vol. (2005)1-21.

[7] Lundgaard K.L., Tegner C., "Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt", Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol.147 (2004) 470-483.

[8] Coltoriti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregori M., O'reilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", – Lithos 99: 68–84.

[9] Jakes P. White A. J. R., "Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas", Geological Society of America Bulltein. 83 (1972) 29-40.

[10] Stein E., Dietl E., "Hornblende thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185-207.

[11] Helz R.T., "Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks", Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, Vol.9B (1982) 279-346.

[12] Helmy H.M., Ahmed A.F., ElMahallawi M.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication", Journal of African Earth Science, 38 (2004) 255-268.

[13] Hammarstrom J. M., Zen E-AN., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist, 71 (1986) p. 1297-1313.

[14] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology. 110 (1992) 304-310.

[15] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks", Journal of Geology. 17 (1989) p. 837-841.

[16] Hollister L.S, Grissom G.C, Peters E. K, Stowell P.H.H, Sisson V. B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", American Mineralogist, 72, (1987) p. 231-239.

ارومیه- دختر بیشتر در فشارهای کمتر از ۳ کیلوبار (بیشتر در اعماق کمتر از ۹ کیلومتر) جایگزین شده‌اند. گرچه، نتیجه‌گیری جامع‌تر در این مورد نیاز به بررسی‌های فشار- دما‌سنجدی بیشتر در سایر توده‌های الیگومیوسن، در کمربند ارومیه- دختر، دارد.

قدرتدانی

این کار پژوهشی حاصل طرح پژوهشی بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی مجموعه‌ی نفوذی نیاسر، غرب کاشان است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Honarmand M., Rashidnejad Omran N., Corfu F., Emami M. H., Nabatian G., "Geochronology and magmatic history of a calc-alkaline plutonic complex in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: zircon ages as evidence for two major plutonic episodes", Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 190/1 (2013) 67-77.

[۲] هنرمند م., "بررسی پترولوزی و ژئوشیمی مجموعه نفوذی نیاسر، غرب کاشان"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، صفحه ۲۸۹ (۱۳۹۱).

[3] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock-forming minerals", John Wiley and Sons, Inc. New York, 2nd ed. P. 696 (1991).

[4] Leake B.E., Woolly 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., Maresch W.V., Nickel E.h., Rock N.M.S., Schmucher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N, Unungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European Journal of Mineralogy, 9 (1997) 623-651.

[5] Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M., "Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 146 (2004) 414-432.

[6] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of

- [21] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology, 116 (1994) 433-447.
- [22] Anderson J.L., "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", Earth Science Review, 87 (1996) 125-138.
- [23] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks", American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.
- [۲۴] هرمند م.، مؤید م.، جهانگیری ا.، احمدیان ج.، "کانی-شناسی، دما - فشارسنجی و تعیین سری ماغمایی مجموعه‌ی آذرین نفوذی نظرز"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ص. ۳۴۲-۳۲۵
- [17] Jarrar GH., "Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, Southwest Jordan", Journal of African Earth Sciences., Vol.26 (1998) 285-295.
- [18] Anderson J. L., Smith D.R., "The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist Vol.80 (1995) 549-559.
- [19] Blundy J.D., Holland T.J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 104 (1990) 208-224.
- [20] Blundy J.D., Holland T.J.B, "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, reply to the comments of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson", Contributions to Mineralogy and Petrology, 11 (1992) 269-272.