



## زمین دما-فشارسنجی و کانی‌شناسی توده‌های نفوذی اسیدی الیگو-میوسن شمال غرب شهر بابک، کرمان

غلامرضا قدمی<sup>۱\*</sup>، عباس مرادیان شهر بابکی<sup>۲</sup>، سید محسن مرتضوی<sup>۱</sup>

۱- دانشگاه هرمزگان، دانشکده علوم فارابی، گروه زمین‌شناسی، بندر عباس

۲- دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، کرمان

(دریافت مقاله: ۹۲/۳/۳۰، نسخه نهایی: ۹۲/۶/۳۰)

**چکیده:** در جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، شمال غرب شهرستان شهر بابک، بیش از ۲۰ توده‌ی نفوذی از نوع تونالیت تا گرانودیوریت با سن الیگو-میوسن به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای بافت ریز دانه‌ای پورفیری و درشت بلورهای شامل پلاژیوکلاز ( $An_{21}-An_{44}$ ) با ساختار منطقه‌بندی شده عادی و معکوس، آمفیبول از نوع مگنزیوهورنبلند و شرماکیتی و بیوتیت است که در یک زمینه‌ی ریز بلور متشکل از کانی‌های، کوارتز، فلدسپار قلیایی و کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند. فلدسپار قلیایی این سنگ‌ها از نوع آنورتوز ( $Ab_{73.3}-An_{15.8}-Or_{11}$ ) تا ارتوز ( $Ab_{26.6}-An_{0.07}-Or_{73.4}$ ) است. بر اساس میزان آلومینیوم موجود در آمفیبول، هورنبلندهای توده‌های نفوذی فوق در گستره‌ی فشار ۲ تا ۵/۵ کیلو بار (معادل عمق ۸/۳ تا ۲۲ کیلومتر) و گستره‌ی دمایی ۷۰۷ تا ۷۹۳ درجه‌ی سانتیگراد متبلور شده‌اند. نتایج فوق نشانگر تبلور آمفیبول در دماها و اعماق متفاوت است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی فوق از نوع آهکی-قلیایی بوده و در یک حاشیه‌ی فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** زمین دما-فشارسنجی؛ تونالیت؛ گرانودیوریت؛ الیگو-میوسن؛ ارومیه-دختر.

### مقدمه

برخی از پژوهشگران ماگماتیسم سنوزوئیک این منطقه را به فرورانش نفوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت داده [۳] و تغییرات ترکیب شیمیایی ماگما در طول سنوزوئیک را به تغییرات شیب فرورانش نسبت داده‌اند [۴]. برخی نیز ماگماتیسم میو-پلیوسن این ناحیه را آداکیتی معرفی کرده‌اند [۷-۵].

سنگ‌های نفوذی اسیدی الیگو-میوسن جنوب شرقی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (کمربند دهج-ساردوئیه) که در شمال غرب شهر بابک قرار گرفته‌اند محور اصلی بررسی‌های ما را تشکیل می‌دهند. در این پژوهش، سنگ‌نگاری و بافت‌های

کمربند ماگمایی ارومیه - دختر شامل سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی به سن کرتاسه تا کواترنر به عرض ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و طول ۱۸۰۰ کیلومتر و ضخامت ۴ کیلومتر با روند شمال غربی-جنوب شرقی است [۱]. سنگ‌های ماگمایی کمربند ارومیه-دختر در استان کرمان برونزدهای قابل توجهی دارند و از تنوع و حجم قابل ملاحظه‌ای برخوردارند. برخی از پژوهشگران، این بخش از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر را تحت عنوان کمربند دهج-ساردوئیه معرفی کرده و برای آن تقسیمات مهم و سرگذشت جداگانه‌ای در نظر گرفته‌اند [۲].

واحد زمین شناسی منطقه به توده‌های آتشفشانی و شبه آتشفشانی داسیت-آندزیتی میو-پلیوسن وابسته است که بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند و دارای ماهیت آداکیتی هستند [۶،۵].

#### روش بررسی

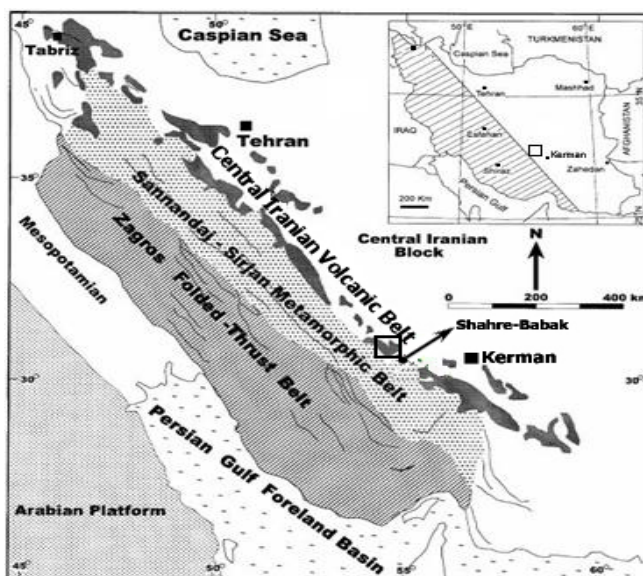
در حدود ۱۵۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی در بررسی‌های صحرایی جمع آوری و بیش از ۶۰ نمونه برای تهیهی مقطع نازک انتخاب شدند. با توجه به تنوع کانی‌شناسی و بافت‌های موجود در سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی، چند مقطع نازک صیقلی تهیه شدند. از آنجا که خصوصیات ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مشابه یکدیگرند [۹،۸]، مقاطع صیقلی از سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی بزرگترین توده‌ی نفوذی که در شمال خبر قرار دارد انتخاب شدند (شکل ۲). تجزیه ریزپردازشی کانی‌ها توسط آقای دکتر محسن مرتضوی در دانشگاه بریستول انگلستان انجام شد. در این راستا کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلدسپات‌های پتاسیم و بیوتیت و چندین نقطه زمینه و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. دستگاه ریزپردازنده از نوع JEOL JXA 8600 با ولتاژ ۱۵kv، شدت جریان ۱۵ nA و کمینه قطر ۱μm تجزیه شد. فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن و برای آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه و در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. برای نامگذاری دقیق کانی‌ها از برنامه Min Pet و برای محاسبه‌ی کاتیون‌ها از نرم‌افزار Exel استفاده شده است.

موجود در سنگ‌های نفوذی فوق، ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و تغییرات ترکیبی آن‌ها، ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها و زمین دما- فشارسنجی توده‌های نفوذی با توجه به ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

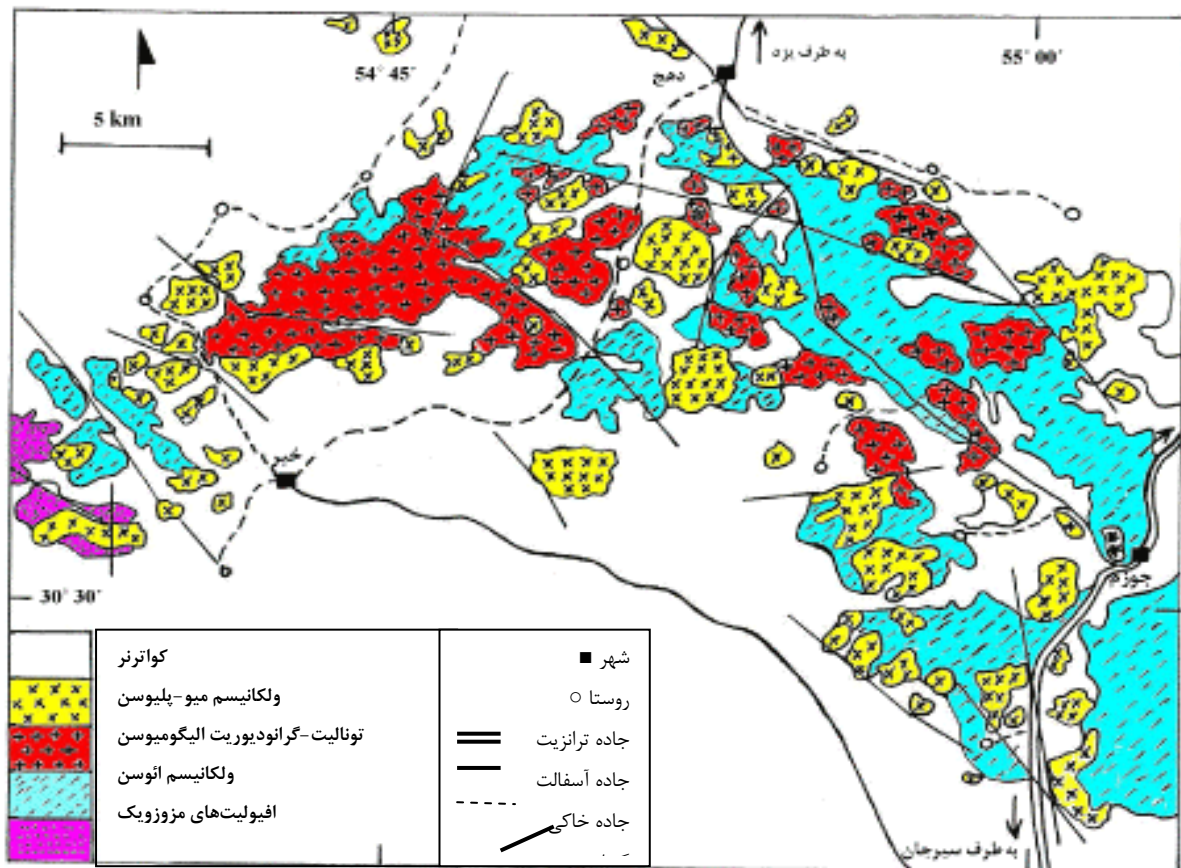
#### موقعیت زمین شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شمال غرب شهرستان شهر بابک، ناحیه جوزم، خبر و دهج بین طول‌های جغرافیایی ۳۰° ۵۴' تا ۱۵' ۵۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۵' ۳۰° تا ۴۵' ۳۰° شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد زمین شناسی مربوط به افیولیت‌های ناین-بافت به سن کرتاسه است که در جنوب غربی منطقه برونزد دارد (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بخش بزرگی از سنگ‌های منطقه را شامل می‌شود که دارای ترکیب غالب آندزیت، بازالت و با گرایش آهکی-قلیایی تا شوشونیتی هستند [۴].

بخش قابل توجهی از سنگ‌های منطقه به توده‌های نفوذی اسیدی وابسته است. در این ناحیه بیش از ۲۰ توده‌ی نفوذی گرانیتوئیدی به سن الیگو-میوسن به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است [۸] (شکل ۲). وسعت این توده‌های نفوذی بین ۱ تا ۵۰ کیلومتر مربع تغییر می‌کند و بزرگترین آن‌ها در شمال غرب خبر قرار دارد. توده‌های نفوذی اغلب با پتانسیل‌هایی از کانسارزایی مس همراهند که می‌توان به گودکلباری، سلطان‌آباد، ایژو و کدر اشاره کرد. جوانترین



شکل ۱ واحدهای اصلی واقع در کمربند کوهزایی زاگرس [۷]، موقعیت توده‌های نفوذی □



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی [۲].

### بحث و بررسی

توده‌های نفوذی اسیدی منطقه‌ی مورد بررسی شامل دو دسته از سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی است که دارای  $\text{SiO}_2(58.8-65.5)$ ,  $\text{MgO}(0.62-2.98)$ ,  $\text{FeO}^*(2.2-5.41)$ ,  $\text{Na}_2\text{O}(5.01-4.21)$ ,  $\text{CaO}(5.8-3.37)$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3(17.6-15.58)$  و  $\text{K}_2\text{O}(2.46-1.91)$  تشکیل شده‌اند [۹،۸]. نتایج حاصل از معیار این سنگ‌ها نشان می‌دهد که میزان کوارتز در سنگ‌های تونالیتی کمتر از ۱۰ درصد و در سنگ‌های گرانودیوریتی به ۲۵ درصد می‌رسد. با توجه به نتایج معیار این سنگ‌های نفوذی، توده‌های یاد شده در گستره‌ی تونالیت و گرانودیوریت و در یک گستره‌ی نزدیک بهم قرار می‌گیرند (شکل ۳).

این سنگ‌ها زیر میکروسکوپ دارای بافت پورفیری و خمیره‌ی ریزدانه‌ای بوده و درشت بلورها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت‌اند که در زمینه‌ای از کانی‌های ریز بلور کوارتز و فلدسپات پتاسیم قرار گرفته‌اند. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن است (شکل ۴) [۱۰]. شرح

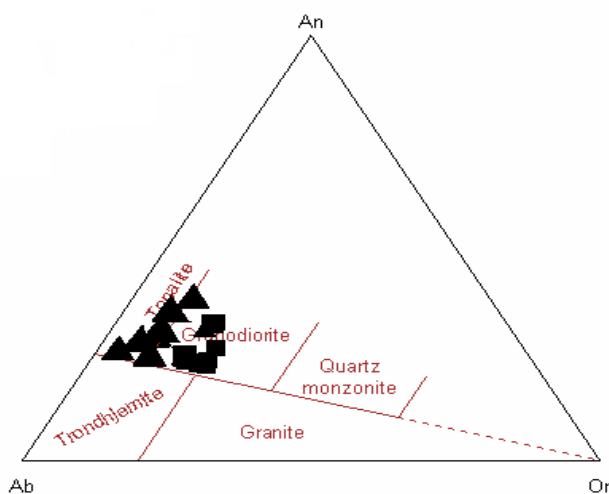
درشت بلورها به قرار زیر است:

### پلاژیوکلازها

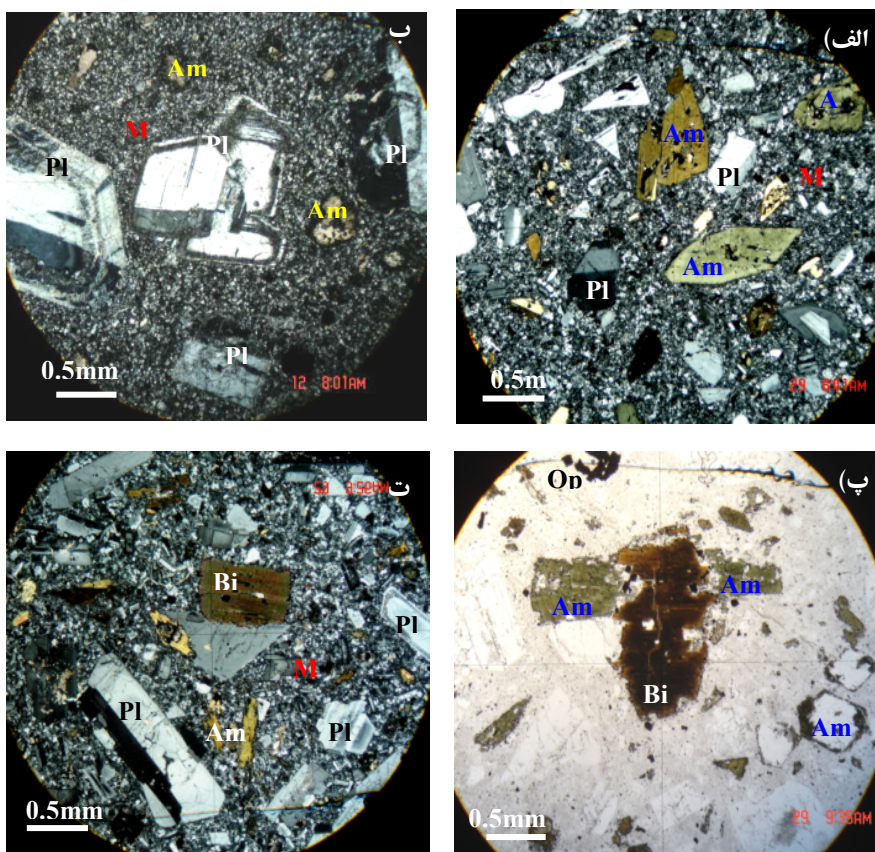
از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند و بیشترین فراوانی را بین کانی‌های سنگ به خود اختصاص داده‌اند و از حدود ۵۰ درصد در سنگ‌های تونالیتی تا حدود ۲۵ درصد در سنگ‌های گرانودیوریتی متغیر است، و اغلب به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اندازه‌ی آن‌ها بین ۰/۵ تا ۳ میلیمترند که گاهی در بردارنده‌هایی از مگنتیت، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و زیرکن هستند. برخی از پلاژیوکلازها دارای ساختار منطقه‌بندی شده و ماکل پلی-سنتتیک هستند و برخی دیگر دارای ساختار منطقه‌بندی نیستند. از آن‌ها نیز دارای یک حاشیه‌ی ابری یا انحلال یافته‌اند. به نظر می‌رسد که نخست پلاژیوکلازهایی با حاشیه‌ی ابری تشکیل شده‌اند و سپس در شرایط دیگری، مثل تغییر فشار مواد فرار یا صعود ماگما [۱۱] به صورت نسل دوم پلاژیوکلازهای بدون حاشیه ابری تبلور یافته است (شکل ۴).



Feldspar triangle (O'Connor 1965)



شکل ۳ تقسیم‌بندی سنگ‌های نفوذی منطقه باتوجه به میزان آلبیت، آنورتیت و ارتوز موجود در نورم آنها (▲ تونالیت، ■ گرانودیوریت).



شکل ۴ الف) آمفیبول‌های شکلدار و نیمه شکلدار، همراه با پلاژیوکلازها در یک زمینه‌ی با بافت پورفیری میان دانه‌ای در سنگ‌های تونالیتی (XPL)، ب) حاشیه‌های انحلالی (ابری) در پلاژیوکلازهای با ساختار منطقه‌بندی شده در یک زمینه با بافت پورفیری ریز دانه در سنگ‌های تونالیتی (XPL)، پ) تبدیل آمفیبول به بیوتیت و رشد بعدی بیوتیت در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL)، ت) بیوتیت آپاتیت‌دار، آمفیبول سوزنی و شکلدار، همراه با پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی و حاشیه ابری و فلدسپات‌های میکرولیتی قلیایی در یک زمینه با بافت پورفیری میان دانه‌ای در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL)، (Am=آمفیبول، Pl=پلاژیوکلاز، Bi=بیوتیت، M=زمینه و Op=کدر [۱۰]).

افزایش می یابد (منطقه‌بندی وارون) و سپس با افزایش ناگهانی اکسید کلسیم روبرو هستیم (معکوس) و در حاشیه بلور اکسید کلسیم یک کاهش ناگهانی دارد (منطقه‌بندی نوسانی)، در بقیه‌ی بلورها نیز (۵۴ و ۷۳ و ...) تغییرات ترکیبی از مرکز به حاشیه‌ی بلور منظم نیست و ساختار منطقه‌بندی عادی، وارون و نوسانی در آن‌ها مشاهده می‌شود (جدول ۱). ساختار منطقه-بندی با منطقه بندی عادی، وارون، نوسانی و حاشیه‌ی ابری یا انحلالی در پلاژیوکلازها می‌تواند به دلایل مختلفی از جمله: تغییرات در ترکیب و مقدار مواد فرار و فشار بخار آب [۱۱]، تغییر ترکیب شیمیایی ماگما [۱۲]، تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده‌ی کانی نسبت به سطح بلور [۱۳]، تغییر شرایط فیزیکی و ترمودینامیکی سیستم ماگمایی و در نتیجه عدم وجود شرایط تعادلی در خلال تبلور ماگما [۱۴] و تغییر شرایط دینامیکی مانند اختلاط ماگمایی [۱۵، ۱۶] باشد.

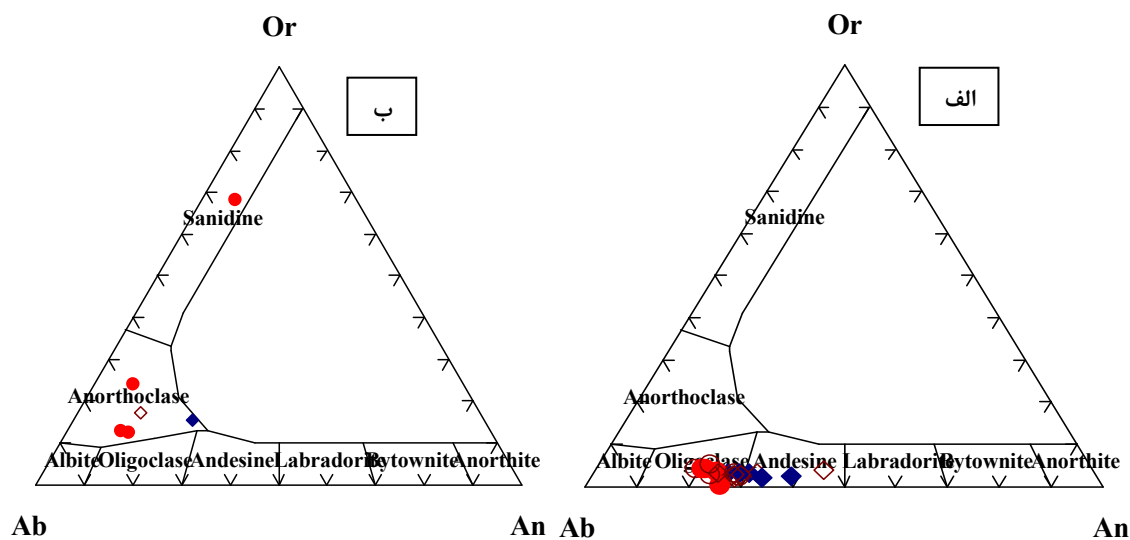
نتایج تجزیه‌ی نقطه‌ای برخی از پلاژیوکلازهای درشت بلور و منطقه‌بندی شده و مقدار کاتیون‌های آنها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۸ اکسیژن در جدول ۱ آمده است. نوع و تغییرات ترکیبی پلاژیوکلازهای درشت بلور نیز در شکل ۵ دیده می‌شود و در گستره‌ی ترکیبی الیگوکلاز- آندزین ( $An = 21-44$ ) قرار دارند. روندهای تغییرات اکسیدهای سدیم و کلسیم نشانگر تغییرات منظم و جدایشی ساده از مرکز پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده به سمت حاشیه آنها نیست بلکه پراکندگی و وارونگی در آن‌ها دیده می‌شود (جدول ۱). مثلاً در بلور شماره ۲۰، از مرکز به حاشیه، نخست اکسید کلسیم کاهش می‌یابد (منطقه‌بندی عادی) و سپس اکسید کلسیم ناگهان افزایش یافته (منطقه‌بندی وارون) و در حاشیه‌ی بلور اکسید کلسیم اندکی کاهش یافته است (شکل ۶). در بلور شماره ۷۰ نیز میزان اکسید کلسیم از مرکز به حاشیه، نخست

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی کاتیون‌ها و ترکیب کانی‌شناسی برخی از پلاژیوکلازهای زونه درشت‌بلور و نتایج اعضای نهایی فلدسپات‌های پتاسی.

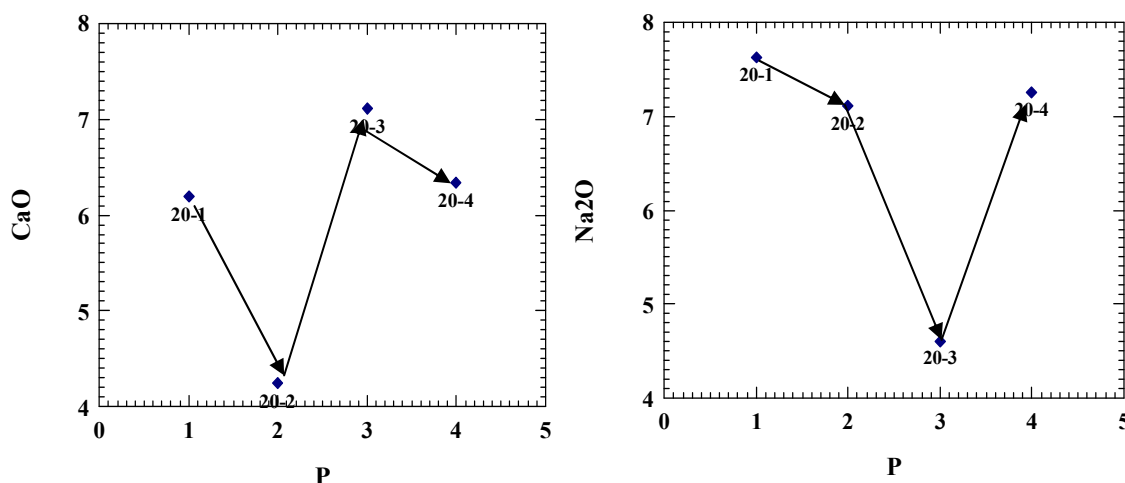
Point	20-1 مرکز بلور	20-2 نقطه ۲	20-3 نقطه ۳	20-4 حاشیه	70-1 مرکز بلور	70-2 نقطه ۲	70-3 نقطه ۳	70-4 حاشیه	73-1 مرکز بلور	73-2 نقطه ۲	73-3 حاشیه
SiO <sub>2</sub>	۶۱٫۳۱	۶۴٫۲۰	۶۳٫۱۵	۶۰٫۲۴	۶۲٫۹۶	۶۲٫۷۰	۶۱٫۵۸	۶۲٫۲۷	۶۰٫۸۳	۶۰٫۴۸	۶۱٫۳۷
TiO <sub>2</sub>	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۳٫۶۰	۲۳٫۷۵	۲۴٫۲۳	۲۵٫۰۱	۲۳٫۰۵	۲۳٫۱۷	۲۴٫۳۳	۲۲٫۷۷	۲۴٫۴۹	۲۴٫۸۴	۲۴٫۳۶
FeO*	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۳۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۲۴
CaO	۶٫۲۰	۴٫۲۴	۷٫۱۱	۶٫۳۴	۴٫۵۶	۴٫۶۴	۶٫۰۹	۴٫۶۱	۶٫۳۶	۶٫۴۵	۶٫۰۹
Na <sub>2</sub> O	۷٫۶۲	۷٫۱۱	۴٫۶۰	۷٫۲۶	۹٫۲۸	۹٫۱۲	۸٫۵۵	۸٫۷۱	۸٫۵۵	۸٫۵۲	۸٫۵۳
K <sub>2</sub> O	۰٫۵۴	۰٫۵۴	۰٫۴۹	۰٫۵۵	۰٫۸۴	۰٫۷۶	۰٫۶۱	۰٫۹۳	۰٫۶۲	۰٫۵۳	۰٫۵۰
Total	۹۹٫۵۹	۹۹٫۰۲	۹۹٫۷۷	۹۹٫۷۹	۹۹٫۸۵	۹۹٫۵۵	۹۹٫۳۵	۹۹٫۴۴	۹۸٫۹۹	۹۸٫۹۵	۱۰۰
Si <sub>4</sub> <sup>+</sup>	۲٫۷۴۰	۲٫۸۱۷	۲٫۷۸۰	۲٫۶۸۹	۲٫۷۷۹	۲٫۷۷۴	۲٫۷۱۴	۲٫۷۸۵	۲٫۶۹۵	۲٫۶۸۱	۲٫۷۱۰
Al <sub>3</sub> <sup>+</sup>	۱٫۲۴۳	۱٫۲۲۸	۱٫۲۵۷	۱٫۳۱۶	۱٫۱۹۹	۱٫۲۰۸	۱٫۲۶۴	۱٫۲۰	۱٫۲۷۹	۱٫۲۹۸	۱٫۲۶۸
Fe <sub>2</sub> <sup>+</sup>	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۹
Ca <sub>2</sub> <sup>+</sup>	۰٫۲۹۷	۰٫۱۹۹	۰٫۳۳۵	۰٫۳۰۳	۰٫۲۱۶	۰٫۲۲۰	۰٫۲۸۸	۰٫۲۲۱	۰٫۳۰۲	۰٫۳۰۶	۰٫۲۸۸
Na <sup>+</sup>	۰٫۶۶۰	۰٫۶۰۵	۰٫۳۹۳	۰٫۶۲۸	۰٫۷۹۴	۰٫۷۸۲	۰٫۷۳۰	۰٫۷۵۵	۰٫۷۴۳	۰٫۷۳۲	۰٫۷۳۰
K <sup>+</sup>	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۱	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۴	۰٫۰۵۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۸
Total	۴٫۹۸۴	۴٫۸۸۹	۴٫۸۰۱	۴٫۹۸۳	۵٫۰۴۲	۵٫۰۳۴	۵٫۰۳۶	۵٫۰۱۹	۵٫۰۵۰	۵٫۰۵۱	۵٫۰۳۴
Formula	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)	۳۲(O)
Ab	۶۶٫۸۳	۷۲٫۴۹	۵۱٫۹۷	۶۵٫۲۶	۷۵٫۱۳	۷۴٫۸۵	۶۹٫۴۲	۷۳٫۳۸	۶۸٫۵۵	۶۸٫۵۳	۶۹٫۷۸
An	۳۰٫۰۵	۲۳٫۸۹	۴۴٫۳۹	۳۱٫۴۹	۲۰٫۴۰	۲۱٫۰۴	۲۷٫۳۲	۲۱٫۴۶	۲۸٫۱۸	۲۸٫۶۷	۲۷٫۵۳
Or	۳٫۱۲	۳٫۶۲	۳٫۶۴	۳٫۲۵	۴٫۴۷	۴٫۱۰	۳٫۲۶	۵٫۱۶	۳٫۲۷	۲٫۸۰	۲٫۶۹

نتایج تجزیه اعضای نهایی فلدسپات‌های پتاسیم ریزبلور موجود در زمینه سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی

Point	6	19	25	29	58-1	58-2	74-2			
Ab	۶۷٫۹۶	۷۵٫۸۹	۲۶٫۵۶	۷۴٫۶۱	۶۰٫۱۴	۷۳٫۳۲	۶۹٫۹۷			
An	۸٫۰۹	۱۱٫۰۵	۰٫۰۷	۱۲٫۹۱	۲۴٫۵۴	۱۵٫۷۸	۱۲٫۹۱			
Or	۲۳٫۹۵	۱۳٫۰۶	۷۳٫۳۷	۱۲٫۴۸	۱۵٫۳۳	۱۰٫۹۰	۱۷٫۱۲			



شکل ۵ الف) نوع و تغییرات ترکیبی پلاژیوکلازهای، منطقه بندی درشت بلور، مرکز و  $\circ$  حاشیه نوع الیگوکلاز، مرکز و  $\diamond$  حاشیه نوع آندزینی، ب) ترکیب فلدسپات‌های آلکان که اغلب از نوع آنورتوز و کمتر سانیدین است.



شکل ۶ تغییرات اکسیدهای پلاژیوکلاز زونه شماره ۲۰، نقاط ۱ تا ۴ به ترتیب مرکز تا حاشیه پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد.

دیده می‌شود و دو نسل از پلاژیوکلازها یکی با حاشیه‌های انحلال یافته و دیگری بدون حاشیه‌های انحلالی در این سنگ-ها متبلور شده است (شکل ۴). منطقه بندی عادی معکوس و نوسانی پلاژیوکلازها نیز با توجه به بررسی‌های سنگ نگاری سنگ‌های منطقه می‌تواند به دلیل افزایش فشار مواد فرار باشد [۱۱]. افزایش فشار مواد فرار می‌تواند ناشی از جایگزینی توده-های اخیر در مخازن پوسته‌ای عمیق و سطحی باشد. در این حالت افزایش فشار مواد فرار باعث جابجایی منحنی‌های سیلان و انجماد می‌شود که حتی ممکن است باعث انحلال قشرهای سدی زیرین و یا حداقل تشکیل لایه‌های غنی از کلسیت در اطراف هسته‌های سدی شود [۱۱، ۱۷، ۱۸].

از آنجا که قشرهای ابری انحلال یافته در پلاژیوکلازهای این سنگ‌های نفوذی فراوان دیده می‌شوند لذا تغییرات در ترکیب و مقدار مواد فرار و فشار بخار آب [۱۱] یک دلیل منطقی برای تشکیل قشرهای کلسیک اطراف مراکز سدی‌تر است. کاهش فشار سبب ازدیاد و خروج سریع بخارها و منفی شدن شیب منحنی‌های انجماد و خط سیلان در پلاژیوکلازها می‌شود، در این حالت شرایط برای تبلور قشرهای غنی از آنورتیت فراهم می‌شود و قشرهای سدی‌تر در معرض انحلال قرار می‌گیرند [۱۷، ۱۸]. در شرایط جدید (افزایش فشار مواد فرار) نسل جدیدی از پلاژیوکلازها در سنگ تشکیل خواهد شد که این پدیده نیز در تمامی سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی

۱۰ درصد سنگ‌اند. این کانی به دو صورت بلورهای درشت اولیه و ریز بلور در زمینه‌ی سنگ دیده شدند و اغلب از نوع اولیه و بدون آثار تجزیه هستند. اندازه‌ی آن‌ها بین ۰/۵ تا ۲ میلیمتر است. در برخی مقاطع به صورت ادخال در درشت بلورهای پلاژیوکلاز قرار دارند که حاکی از تبلور مقدم آنها و بالا بودن فشار مواد فرار در مخازن ماگمایی است (شکل ۴).

آمفیبول‌ها بدون ساختار منطقه‌بندی بوده و ترکیب شیمیایی مرکز و حاشیه آن‌ها یکی است. نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نقطه‌ای آمفیبول‌ها و کاتیون‌های آن‌ها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۲۳ اکسیژن در جدول ۲ آمده است. نسبت  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  در کانی‌های آمفیبول با استفاده از روش [۱۹] محاسبه شده است.  $Mg\#$  آمفیبول‌ها بین ۰/۷ تا ۰/۹۳۸ و  $TiO_2$  آن‌ها بین ۰/۷۴ تا ۲/۰۲ درصد متغیر است (جدول ۲). آمفیبول‌های هر دو دسته سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی از نوع کلسیک بوده و به دو دسته مگنزیوهورنبلند و شرماکیتی تقسیم می‌شوند (شکل‌های ۷ و ۸).

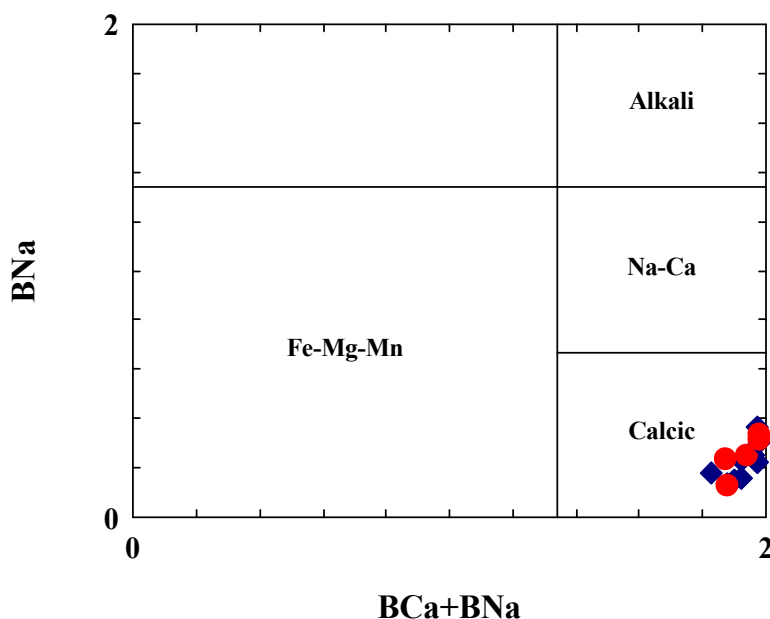
فلدسپات‌های پتاسیم سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی منطقه اغلب به صورت ریزبلور و سوزنی و حداکثر در اندازه‌های کمتر از ۱ میلیمتر در سنگ حضور دارند (شکل ۴). میزان فلدسپات پتاسیم در سنگ‌های تونالیتی حدود ۱۰ درصد است در صورتیکه در سنگ‌های گرانودیوریتی به ۲۵ درصد می‌رسد و دومین کانی فراوان سنگ محسوب می‌شود. خلاصه‌ای از تجزیه فلدسپات‌های پتاسیم در انتهای جدول تجزیه پلاژیوکلازها آورده شده است. میزان ارتوز در این کانی‌ها بین ۱۰ تا ۷۵ درصد است. این فلدسپات‌ها بیشتر از نوع آنورتوز و کمتر از نوع ساینیدین هستند (شکل ۵-ب).

### آمفیبول‌ها

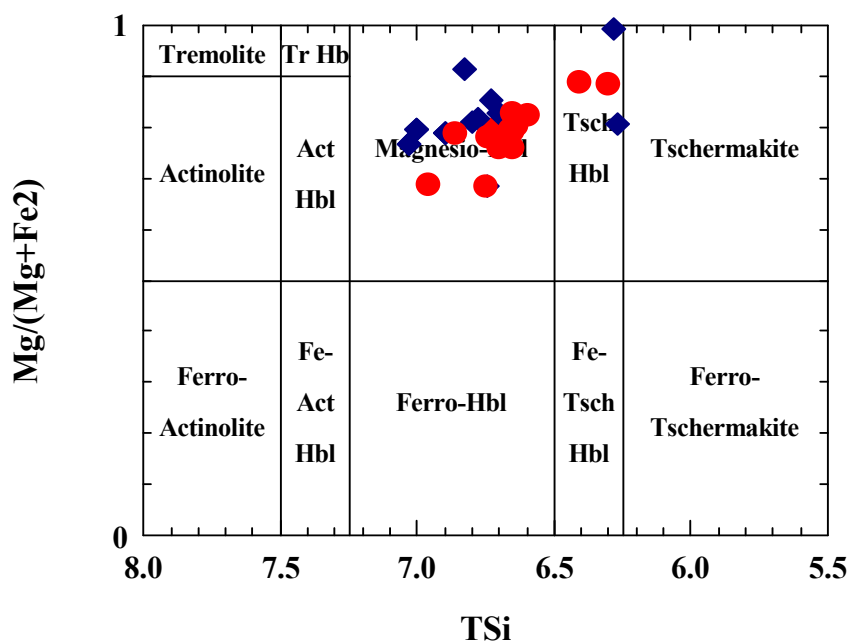
آمفیبول‌ها به رنگ سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای فراوانترین کانی فرومنیزین سنگ‌های نفوذی هستند. در سنگ‌های تونالیتی بعد از پلاژیوکلاز فراوانترین کانی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌اند، ولی در سنگ‌های گرانودیوریتی فراوانی آن‌ها کمتر از

جدول ۲ کانی شیمی برخی از آمفیبول‌های سنگ‌های نفوذی تونالیتی-گرانودیوریتی شمال غرب شهر بابک.

Amp-Mineral	A-39	A-33	A-28	A-27	A-24	A-71	70-C	70-B	70-A	A-73
SiO <sub>2</sub>	۴۹,۷۰	۴۸,۳۹	۴۶,۰۲	۴۸,۲۲	۴۴,۷۳	۴۶,۵۰	۴۷,۲۰	۴۸,۵۰	۴۷,۱۰	۴۷,۹۰
TiO <sub>2</sub>	۰,۸۶	۱,۰۸	۰,۸۶	۰,۸۹	۱,۷۳	۱,۹۷	۱,۹۸	۱,۲۰	۲,۰۲	۰,۱۹۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۵,۵۹	۶,۶۴	۷,۰۶	۷,۱۸	۹,۰۸	۹,۴۰	۷,۹۰	۹,۳۰	۹,۸۰	۷,۸۰
FeO*	۱۴,۲۰	۱۲,۱۵	۱۴,۳۹	۱۴,۴۲	۱۴,۵۰	۱۲,۵۰	۱۳,۱۰	۱۲,۱۰	۱۲,۳۰	۱۳,۱۰
MnO	۰,۶۴	۰,۴۹	۰,۵۰	۰,۵۵	۰,۴۳	۰,۱۴	۰,۱۷	۰,۲۲	۰,۱۹	۰,۱۲
MgO	۱۴,۶۷	۱۷,۰۹	۱۴,۶۳	۱۳,۵۲	۱۴,۶۸	۱۵,۱۰	۱۴,۲۰	۱۳,۲۰	۱۳,۱۰	۱۴,۱۰
CaO	۱۲,۲۰	۱۰,۶۰	۱۱,۳۵	۱۱,۴۲	۱۲,۰۶	۱۱,۱۰	۱۲,۳۰	۱۱,۵۰	۱۲,۵۰	۱۱,۷۰
Na <sub>2</sub> O	۱,۲۶	۱,۹۱	۲,۰۸	۱,۴۴	۲,۲۵	۱,۶۵	۱,۷۵	۱,۷۸	۱,۴۰	۱,۹۲
K <sub>2</sub> O	۰,۴۳	۰,۳۲	۰,۶۲	۰,۶۶	۰,۵۶	۰,۵۳	۰,۵۲	۰,۵۱	۰,۵۷	۰,۴۶
Total	۹۷,۵۵	۹۸,۷۳	۹۷,۵۱	۹۸,۳۱	۹۸,۰۲	۹۸,۷۳	۹۹,۰۴	۹۸,۳۱	۹۸,۹۸	۹۹,۰۹
Formula	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)	۲۳(O)
Si	۷,۱۰۰	۶,۸۲۹	۶,۶۳۲	۶,۹۷۸	۶,۲۷۶	۶,۶۰۰	۶,۷۲۵	۶,۹۶۱	۶,۷۴۳	۶,۷۸۱
Al	۰,۹۴۱	۱,۱۰۴	۱,۱۹۹	۱,۲۲۵	۱,۵۰۲	۱,۵۷۲	۱,۳۲۷	۱,۵۷۳	۱,۶۵۳	۱,۳۰۱
Ti	۰,۰۹۲	۰,۱۱۵	۰,۰۹۳	۰,۰۹۷	۰,۱۸۳	۰,۱۹۲	۰,۲۰۴	۰,۱۳۰	۰,۲۱۷	۰,۲۱۲
Fe <sup>3+</sup>	۰,۴۴۸	۰,۹۲۸	۱,۴۲۷	۰,۴۹۷	۱,۶۷۴	۰,۷۹۸	۰,۷۷۵	۰,۱۸۵	۰,۲۸۹	۰,۸۸۴
Mg	۳,۱۲۴	۳,۵۹۶	۳,۱۴۳	۲,۹۱۷	۳,۰۷۱	۳,۱۹۵	۳,۰۱۶	۲,۸۲۴	۲,۷۹۶	۲,۹۷۶
Fe <sup>2+</sup>	۱,۲۴۹	۰,۵۰۶	۰,۳۰۷	۱,۲۴۸	۰,۰۲۸	۰,۶۸۶	۰,۷۸۶	۱,۲۶۸	۰,۱۸۳	۰,۶۶۷
Mn	۰,۰۷۷	۰,۰۵۹	۰,۰۶۱	۰,۰۶۷	۰,۰۵۱	۰,۰۱۷	۰,۰۲۱	۰,۰۲۷	۰,۰۲۳	۰,۰۱۴
Ca	۱,۸۶۷	۱,۶۰۳	۱,۷۵۲	۱,۷۷۱	۱,۸۱۳	۱,۶۸۸	۱,۸۷۸	۱,۷۶۹	۱,۹۱۷	۱,۷۷۵
Na	۰,۲۴۹	۰,۵۲۳	۰,۵۸۱	۰,۴۰۴	۰,۶۱۲	۰,۴۵۴	۰,۴۸۳	۰,۴۹۵	۰,۳۸۹	۰,۵۲۷
K	۰,۰۷۸	۰,۰۵۸	۰,۱۱۴	۰,۱۲۲	۰,۱۰۰	۰,۰۹۶	۰,۰۹۵	۰,۰۹۳	۰,۱۰۴	۰,۰۸۳
Total	۱۵,۳۲	۱۵,۳۲	۱۵,۳۱	۱۵,۳۲	۱۵,۳۱	۱۵,۲۹	۱۵,۳۰	۱۵,۳۲	۱۵,۳۱	۱۵,۲۲
Mg(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰,۷۱۴	۰,۸۷۶	۰,۹۱۱	۰,۷۰	۰,۹۹	۰,۸۲۳	۰,۷۹۳	۰,۶۹۰	۰,۹۳۸	۰,۸۱۶
FeO <sub>Total</sub> ( FeO <sub>Total</sub> + MgO)	۰,۳۵	۰,۲۸	۰,۲۵	۰,۳۷	۰,۲۵	۰,۳۲	۰,۳۴	۰,۳۴	۰,۱۴	۰,۳۴



شکل ۷ تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها، در این نمودار آمفیبول‌های سنگ‌های (♦) تونالیتی و (●) گرانودیوریتی در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند [۲۰].



شکل ۸ نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها، در این نمودار آمفیبول‌های سنگ‌های نفوذی منطقه اغلب در محدوده مگنزیوهورنبلند و کمتر در گستره‌ی شرماکیتی قرار گرفته‌اند [۲۰].

**بیوتیت‌ها**

بوده و با کانی‌های کدر همراهند و نیز گاهی به صورت ریزبلور در زمینه‌ی ریز بلور سنگ حضور دارد (شکل ۴). Mg# بیوتیت‌ها بین ۰/۵۶ تا ۰/۶۸ و  $TiO_2$  آن‌ها بین ۳/۰۱ تا ۴/۴۸ درصد متغیر است و در گستره‌ی بیوتیت‌های معمولی قرار می‌گیرند.

بیوتیت‌ها پس از آمفیبول‌ها فراوانترین کانی فرومنیزین این سنگ‌های نفوذی محسوب می‌شود. معمولاً به صورت درشت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل اولیه وجود دارد، و گاهی نیز از تبدیل آمفیبول‌ها حاصل شده‌اند که در این صورت بی‌شکل



تبدیل شده‌اند و بیوتیت‌ها نیز متبلور شده‌اند. در آخرین مرحله‌ی انجماد که ماگما به افق‌های بالاتر رسیده است ریزبلورها و متن سنگ متبلور شده است. در این مرحله پلاژیوکلازهای سدی، کوارتز، فلدسپات‌های پتاسیم و کانی‌های فرومنیزین به صورت ریزبلورهایی فضای بین بلورهای درشت را پر کرده‌اند (شکل ۳).

### زمین دما-فشار سنجی

یکی از روش‌های زمین‌دما-فشارسنجی استفاده از زوج کانی-های پلاژیوکلاز و هورنبلند است [۲۲، ۲۳]. در این روش زوج کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول باید درشت‌بلور، همزیست و دارای محل تماس (برخوردها) صاف و مشخص باشند و تجزیه‌ی نقطه‌ای این بلورها دقیقاً از محل تماس این دو کانی انجام شود و یا اینکه تجزیه از بلور پلاژیوکلازی صورت گیرد که به صورت ادخال در داخل بلور آمفیبول قرار گرفته باشد [۲۲-۲۳]. چون در همه‌ی نمونه‌ها زوج کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز سازگار با روش فوق وجود نداشت و هنوز تردیدهایی در این روش وجود دارد، لذا از ترکیب آمفیبول برای فشار و دماسنجی استفاده شد.

آمفیبول‌ها سیلیکات‌های با زنجیره‌ی مضاعف دارای ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی متنوعی هستند [۲۴]. تنوع ترکیب شیمیایی و ساختاری آن‌ها باعث می‌شود که در گستره‌ی وسیعی از سنگ‌ها با شرایط مختلف دما و فشار تشکیل شوند. آمفیبول‌ها در تمامی سنگ‌های آذرین فلسیک، حدواسط، مافیک و در گستره‌ی وسیعی از دما ( $1150^{\circ}\text{C}$ - $400$ ) و فشار (۲۳-۱ Kbar) حضور دارند [۲۲]. مقدار Ti, Ca, Na و Al موجود در ترکیب آمفیبول تابع فشار، دما و فشار بخشی اکسیژن است. از طرفی میزان کاتیون‌هایی مانند Al, Ti کل و Al در موقعیت چهار وجهی به دما نیز حساس است و افزایش دما سبب افزایش مقدار Ti و افزایش میزان Al در موقعیت چهار وجهی می‌شود [۲۴]. میزان  $\text{Al}^{\text{VI}}$  (موقعیت هشت وجهی) با افزایش فشار زیاد می‌شود و به میزان Al ماگما بستگی ندارد. مقدار آلومینیوم در دو موقعیت فوق (چهار و هشت وجهی) با استفاده از تجزیه نقطه‌ای قابل محاسبه است [۲۵].

برای محاسبه‌ی فشار و دما با استفاده از ترکیب آمفیبول،

یکی از نکات قابل توجه در سنگ‌های نفوذی یاد شده تبدیل آمفیبول به بیوتیت است. به طور کلی کاهش فشار کل نسبت به فشار بخار آب همراه با افت دما در این توده‌ها سبب واکنش آمفیبول و تشکیل بیوتیت همراه با کدری شده است. از طرف دیگر نفوذ ماگماهای جدید به اتاق ماگمایی می‌تواند باعث ازدیاد دما و تشدید واکنش اخیر شود که نتیجه‌ی آن افزایش میزان آب، گریزندگی اکسیژن و امتزاج ناپذیری بیشتر است. در این شرایط کانی‌های مگنتیت و بیوتیت در اطراف آمفیبول تبلور می‌یابند و با کاهش دما میدان پایداری بیوتیت نسبت به آمفیبول افزایش می‌یابد. این فرایندهای ناتعادلی سبب تبدیل آمفیبول به بیوتیت خواهد شد [۲۰، ۲۱] (شکل ۴). کوارتز: به صورت بی شکل و ریزبلور بین کانی‌های زمینه را پر کرده است و نشان از تبلور آن در آخرین مرحله است. با توجه به نتایج حاصل از هنجاری سنگ‌های نفوذی، میزان کوارتز در سنگ‌های تونالیتی کمتر از ۱۰ درصد است اما در سنگ‌های گرانودیوریتی به ۲۵ درصد نیز می‌رسد [۹].

کانی‌های فرعی: معمولترین کانی‌های فرعی در تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌های بررسی شده آپاتیت، زیرکن و کدر (اکسیدهای آهن، تیتانیوم) است که اغلب به صورت دربرداری-هایی در کانی‌های درشت بلور (پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت) و یا به صورت دانه‌های ریزی در اطراف آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها و یا در متن سنگ پراکنده هستند (شکل ۴). تجزیه نقطه‌ای برخی از کانی‌های کدر اطراف بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها نشان داد که از نوع اکسیدهای آهن (غالباً مگنتیت) و تیتانیوم هستند که از تجزیه آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها حاصل شده‌اند.

بررسی‌های حاصل از سنگ‌نگاری توده‌های تونالیتی-گرانودیوریتی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در سه مرحله متبلور شده‌اند. در مرحله‌ی اول آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای اولیه شکل گرفته‌اند در مرحله دوم و صعود ماگما به افق‌های بالاتر، کاهش فشار کل باعث افزایش فشار مواد فرار در مخزن ماگمایی شده است. در این حالت منحنی‌های انجماد و آبگونی کمی جابه‌جا شده و پلاژیوکلازهای اولیه نیز کمی انحلال یافته و یک حاشیه‌ی ابری در اطراف آن‌ها تشکیل شده است و نسل دوم پلاژیوکلازهای بدون حاشیه ابری نیز در همین مرحله متبلور شده‌اند. در این مرحله برخی از آمفیبول‌ها نیز به بیوتیت

نمونه‌ها باید دارای مشخصات زیر باشند:

- نمونه‌ها دارای مجموعه‌ای همزیست از کانی‌های کوارتز، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مانیتیت و ایلمنیت باشند [۲۶]، که با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری این تشکیل دوگانه در نمونه‌های منطقه وجود دارد (شکل ۳).
- از آمفیبول‌های دارای ترکیب اکتینولیتی باید چشم پوشی کرد [۲۷]، که با توجه به ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها و نمودار آن‌ها ترکیب اکتینولیتی در نمونه‌های تجزیه شده مشاهده نشد.
- آمفیبول‌ها باید فاقد منطقه‌بندی و بدون دگرسانی باشند [۲۷-۲۵]، با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری منطقه‌بندی در آمفیبول‌های سنگ‌های نفوذی مشاهده نمی‌شود.
- فشار بخشی اکسیژن بالا بوده و رابطه‌ی  $Fe_{Total}/Fe_{Total}+Mg < 0.6$  در آمفیبول‌ها صدق کند [۲۵] که در سنگ‌های منطقه کمتر از ۰/۳۵ است (جدول ۲) و در فرمول ساختاری آمفیبول باید تعداد کاتیون‌های آن  $Si \leq 7.5$  و  $Ca \geq 1.5$  باشد [۲۴] که با توجه به نتایج تجزیه آمفیبول‌ها این شرایط برای نمونه‌های بررسی شده وجود دارد (جدول ۲).

#### زمین فشارسنجی و زمین دماسنجی بر اساس مقدار آلومینیوم

نتایج آزمایش‌ها نشان داده‌اند که ترکیب آمفیبول علاوه بر فشار، به دما، فشار بخشی اکسیژن، ترکیب کل سنگ و تشکیل دوگانه کانی‌ها بستگی دارد [۲۷، ۲۵، ۲۴]. با توجه به عوامل فوق و به خصوص مقدار Al کل در آمفیبول، تاکنون فرمول‌های زیادی برای محاسبه‌ی فشار ارائه شده است که مناسب‌ترین آن‌ها رابطه‌ی زیر است:

$$P[\pm 0.6] = -3.01 + 4.76(Al_{total}) \quad [28]$$

در این فرمول P، فشار بر حسب کیلوپار و Al، میزان آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است. فرمول فوق بالاترین مقدار فشار را نشان می‌دهد [۲۹، ۲۸]. فراوانی مانیتیت و ایلمنیت نشانگر بالا بودن فشار بخشی اکسیژن است و آمفیبول‌هایی که در شرایط فشار بخشی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند نتایج مطمئن‌تری را برای زمین دما-فشارسنجی نشان می‌دهند [۲۵، ۲۴].

بر اساس فرمول بالا فشار محاسبه شده برای تشکیل آمفیبول‌های سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی بین ۲/۰۶۹ تا ۵/۴۸۵ کیلوپار است [۲۸]، عمق محاسبه شده برای آمفیبول

های فوق بین ۸/۳ تا ۲۳ کیلومتر است [۳۰-۳۲] (جدول ۳). گستره نسبتاً وسیع فشار تشکیل آمفیبول و به پیروی از آن عمق تأییدی برتشکیل مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌های نفوذی فوق در مراحل مختلف عمیق و سطحی پوسته است که با بررسی‌های سنگ‌نگاری سازگاری دارد. بیشترین فشار و عمق محاسبه شده به هورنبلند‌های سبز موجود در سنگ‌های تونالیتی توده‌های نفوذی وابسته است که نشان از تبلور مقدم این سنگ‌ها دارد (جدول ۳).

برای محاسبه‌ی دمای تشکیل نمونه‌ها با توجه به فرمول

$$T = 25.3P + 654.9 \quad [29]$$

در رابطه‌ی بالا فشار بر حسب کیلوپار و دما بر حسب درجه سانتیگراد بدست می‌آید. بر اساس این فرمول دمای محاسبه شده برای تشکیل آمفیبول‌های سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی ۷۰۷ تا ۷۹۳ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرد (جدول ۳). ارقام محاسبه شده نشان می‌دهند که بالاترین دماها مربوط به تشکیل هورنبلند‌های سبز سنگ‌های تونالیتی و دماهای پایین‌تر مربوط به هورنبلند‌های سبز سنگ‌های گرانودیوریتی است که نشان از تبلور مقدم سنگ‌های تونالیتی در توده‌های نفوذی بررسی شده است (جدول ۳).

از طرف دیگر داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی الیگو-میوسن شمال غرب شهر بابک نشان داده است که این سنگ‌ها دارای گرایش آهنی-قلیایی هستند. دیگر مشخصات ژئوشیمیایی این توده‌ها از جمله الگوی عناصر کمیاب نمونه‌ها نشان می‌دهد که از LILE (TH, Ba, Rb, Pb, Sr, K) غنی و از Yb, Y, Hf, Zr، بی‌هنجاری منفی Zr، Ti و Nb نشانگر وابستگی ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها به زون فرورانش است. همچنین نمونه‌های توده‌های نفوذی از LREE غنی‌شدگی و از HREE بشدت فقیر شده‌اند و بدون بی‌هنجاری منفی Eu هستند [۹]. این سنگ‌ها در یک محیط با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند و حاصل از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی هستند که تا نئوژن ادامه یافته است [۳۳] و در یک حاشیه‌ی فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند [۵-۶].

جدول ۳ فشار و دمای محاسبه شده برای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی [۲۷]

شماره نمونه	نقاط تجزیه شده	نوع سنگ	فشار (Kbar) برپایه [۲۶]	دما (°C) برپایه [۲۵]
A-۳۹	آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۲,۰۶۹	۷۰۷,۲
A-۳۳	آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۲,۸۴۵	۷۲۶,۸
A-۲۷	مرکز آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۳,۴۲۱	۷۴۱,۴
A-۲۸	حاشیه آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۳,۲۹۷	۷۳۸,۳
A-۲۴	آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۴,۷۳۹	۷۷۴,۸
A-۱۸	آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۲,۴۰۷	۷۱۵,۸
A-۱۶	آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۳,۱۵۴	۷۳۴,۷
A-۱۵	مرکز آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۲,۴۸۳	۷۱۷,۷
A-۱۴	حاشیه آمفیبول سبز	گرانودیوریت	۲,۴۲۰	۷۱۶,۱
A-۷۱	آمفیبول سبز	تونالیت	۵,۰۷۲	۷۸۲,۳
A-۷۲	آمفیبول سبز	تونالیت	۳,۲۶۳	۷۳۷,۴
A-۷۳	آمفیبول سبز	تونالیت	۳,۷۸۲	۷۵۰,۶
۷۰-A	مرکز آمفیبول سبز	تونالیت	۵,۴۵۸	۷۹۲,۹
۷۰-B	حاشیه آمفیبول سبز	تونالیت	۵,۰۰۷	۷۸۳,۳
۷۰-C	آمفیبول سبز	تونالیت	۳,۹۰	۷۵۳,۷
M-۴۶	مرکز آمفیبول سبز	تونالیت	۳,۱۲	۷۳۳,۸
M-۴۹	حاشیه آمفیبول سبز	تونالیت	۲,۹۰	۷۲۸,۳
M-۵۰	آمفیبول سبز	تونالیت	۱,۸۲۰	۷۰۱,۱

### برداشت

نتایج حاصل از پژوهش روی سنگ‌های نفوذی اسیدی الیگو-میوسن جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه-بزمان در شمال غرب شهربابک را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد:

- توده‌های نفوذی از نوع تونالیتی-گرانودیوریتی با بافت غالب گرانوپورفیری هستند. درشت بلورها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است. پلاژیوکلازها دارای ساختار منطقه‌بندی بهنجار، وارون و نوسانی هستند و در گستره‌ی ترکیبی الیگوکلاز-

با توجه به دما و فشارهای محاسبه شده برای تبلور آمفیبول-های موجود در سنگ‌های نفوذی بررسی شده و مشخصات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌توان گفت که ماگمای مادر سنگ-های نفوذی در عمق بیش از ۲۰ کیلومتری اولین مرحله تبلور را پشت سر گذاشته است. با نفوذ ماگما به افق‌های بالاتر و اعماق کمتر مراحل بعدی تبلور (انحلال پلاژیوکلاز و تبدیل آمفیبول به بیوتیت) در اعماق کمتر از ۱۰ کیلومتری صورت گرفته است.

[4] Hassanzadeh J., "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre-Babak area, Kerman Province). Unpublished Ph. D thesis" University of California, Los Angeles, (1993) 204pp.

[5] 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(2008) 380-398.

[6] Ghadami G. R., Moradian A., Mortazavi M., "Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic volcanism in Central Iranian Volcanic Belt: Geochemical and geodynamic implications". Journal of Sciences Islamic Republic of Iran. Vol. 19, No.3, (2008) 223-236 p.

[7] 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, (2003) 397-412.

[8] Ghadami G.R., "Petrography, geochemistry and petrogenesis of intrusive and subvolcanic masses (adakitic) in Northwest Share-Babak, Kerman" Unpublished Ph.D. Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman", Islamic Republic of Iran, (2009) 334p.

[۹] قدمی غ.، مرادیان ع.، مرتضوی م.، "ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نفوذی اسیدی الیگو-میوسن شمال غرب شهربابک، کرمان"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور (زیر چاپ).

[10] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68(1983) 277-279.

[11] Pearce T.H., Kolinsnick A.M., "Observation of plagioclase zoning using interference imaging", Earth Science. Rev., (1990) 2: 9- 26.

[12] Bottinga Y., Kudo A., Weil D., "Some observation of oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase", American Mineralogist, 51:(1966) 292 \_ 806.

آندزین قرار می‌گیرند.

- تشکیل انواع ساختار منطقه‌بندی معکوس و نوسانی، حاشیه انحلالی یا ابری در پلاژیوکلازها و تبدیل آمفیبول به بیوتیت را می‌توان به تغییرات فشار بخار آب در مخازن ماگمایی در اثر صعود ماگما به بخش‌های فوقانی نسبت داد.

- آمفیبول‌ها از نوع مگنیو-هورنبلند(ادنیتی) و کمتر شرماکیتی هستند.

- بر اساس ترکیب آمفیبول موجود در سنگ‌های نفوذی بررسی شده، فشار محاسبه شده برای تبلور آمفیبول‌ها در گستره‌ی ۲ تا ۵٫۵ کیلو بار و عمق تشکیل آن‌ها ۸٫۳ تا ۲۲ کیلومتر است.

- براساس فشار فوق و ترکیب آمفیبول، دمای تشکیل آمفیبول در سنگ‌های منطقه مورد بررسی بین ۷۰۷ تا ۷۹۳ درجه سانتیگراد است.

- با توجه به گرایش آهکی - قلیایی و دیگر داده‌های ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی اسیدی بررسی شده حاصل از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در نئوژن هستند.

#### قدردانی

نویسندگان این مقاله از مسئولین محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران و داوران محترم به خاطر ارائه نظرات ارزنده برای ارتقای سطح علمی مقاله کمال تشکر و قدردانی را دارند.

#### مراجع

[1] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution" American Journal of Science 304, (2004) 1-20.

[2] Dimitrijevic M. D., Dimitrijevic M. N., Djordjevic M., Djokovic I., "Geological Survey of Iran", 1:100,000 Series, Sheet 72 50, Anar (1971).

[3] Berberian M., King G. C., "Towards a paleogeography and tectonics evolution of Iran" Canadian Journal of Earth Sciences 18, (1981) 210-265.

- [22] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contribution Mineralogy and Petrology, 104(1990) 208-224.
- [23] Holland T.J.B., Blundy J.D., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contribution Mineralogy and Petrology, 116(1994) 433-447.
- [24] Esawi E.K., "Amph-Class: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendation of the international mineralogical Association", Computers Geosciences, 30(2004) 753-760.
- [25] Hammarstrom Jane. M., E-An Zen., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist, 71(1986) 1297-1313.
- [26] Stein E.M., Dietl C., "Hornblende thermometry of granitoids from the central Odenwald Germany and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology 72(2001) 185-207.
- [27] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi N.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implication", Journal of African Science 38(2004) 255-268.
- [28] Vynhal C.R., McSween H.Y., "Hornblende chemistry in southern Applachian granitoids Implication for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogist 76(1991) 176-188.
- [29] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", Contribution Mineralogy and Petrology, 110(1992) 304-310.
- [۳۰] یوسفزاده م. ج، سبزه‌ای م، "زمین دما-فشارسنجی داسیت مارکوه (شمال شرق بیرجند) و برونوم‌های آمفیبولیتی
- [13] Hasse C. S., Chadam J., Feinn D., Otoleva P., "Oscillatory zoning in plagioclase feldspar", Science, 299: (1980) 272 \_ 274.
- [14] Nelson S.T., Montana A., "Sieve- texture plagioclase in volcanic rocks production by rapid decompression", American Mineralogist,( 1992) 77: 1242 – 1279.
- [15] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth Science, Rev., 39:(1995) 91 \_ 106.
- [16] Nixon G.T., Pearce T.H., "Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocrysts recycling in calc-alkaline magma chamber (Iztaccihuatl volcano, Mexico)", American Mineralogists,( 1987) 72: 1142 \_ 1162.
- [17] Loomis T.P., "Numerical simulation of crystallization processes of plagioclase in complex melt: The origin of major and oscillatory zoning in plagioclase", Contribution Mineralogy and Petrology, 81:(1982) 219- 229.
- [18] Loomis T.P., Welber P.W., "Crystallization processes in the compositional zoning of plagioclase", Contribution Mineralogy and Petrology, 81:(1982) 230 \_ 239.
- [19] Droop G.T.R., "A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine, 51(1987) 431-435.
- [20] Leak B. E., Wolley A. R., Bird W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of International mineralogical Association", commission on new minerals and mineral names. American Mineralogist 82,(1997) 1019-1037.
- [20] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, London,( 1993) 445p.
- [21] Ferrow E., "Ein fortran-program Zur Berechnug der chemischen Analkses von Gesteinen aus der modalalysn", N.Jb.Min.Mh.(1968) p.27-33.

[۳۲] امینی ص.، فتوحی راد غ.، "ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجموعه افیولیتی شرق بیرجند و تأیید سیر تکاملی فشار و دمای این سنگ‌ها"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران شماره ۱ (۱۳۸۴) ص ۳-۱۸.

[33] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", *Geological Magazine* 1-34 (2011).

آن، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران شماره ۱ (۱۳۹۱) ص ۴۳-۵۲.

[۳۱] نصرآبادی م.، فدریکورووتی، معین وزیری ح.، رضوی م. ح.، محجل م.، "کانی شناسی و دما-فشارسنجی شیست‌های مجموعه سلطان آباد (شمال شرق سیزوار)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران شماره ۱ (۱۳۹۱) ص ۱۲۳-۱۴۳.