

## بررسی سنگ‌شناختی، جایگاه زمین‌ساختی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های بازیک شمال کمپلکس الوند با استفاده از شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز

عادل ساکی\*، میرمحمد میری، سکینه سلطانی‌مهر، محسن رضایی  
دانشگاه شهید چمران اهواز، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۹/۱۲/۰۲

دریافت ۹۹/۰۴/۱۰

### چکیده

مجموعه آذرین الوند (جنوب غرب همدان) متشکل از توده‌هایی با ترکیب اسیدی تا حد واسط و بازیک است. این توده‌ها طی فازهای مختلف ماگماتیسم در دوره ژوراسیک در توالی دگرگونی ناحیه‌ای منطقه (فیلیت‌های همدان) نفوذ کرده‌اند. در بخش شمالی این کمپلکس (منطقه چشمه قصابان) بیرون‌زدگی‌هایی از هورنبلندگابرو و الیون گابرونوریت حضور دارند. الیون گابرونوریت‌ها از کانی‌های الیون، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه مقداری آمفیبول تشکیل شده‌اند. آپاتیت، مگنتیت، تیتانومگنتیت، پیریت و کالکوپیریت نیز کانی‌های فرعی آنها هستند. دگرسانی‌ها شامل جانشینی الیون و پیروکسن با بولینژیت، سرپانتین و کلریت هستند. تجزیه شیمیایی ریزکائوده الکترونی نشان می‌دهد که آمفیبول‌های این سنگ‌ها از دو نوع پارگازیتی و منیزوهورنبلند هستند. تغییر مقادیر اکسیدهای منیزیم، سدیم و آلومینیوم و نیز محاسبات دما- فشارسنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که پارگازیت‌ها در متوسط فشار و دمای ۱۱ کیلو بار و ۸۳۵ درجه سانتی‌گراد، در یک محیط کششی و از ذوب گوشته متاسوماتیزه در نتیجه بالآمدگی گوشته آستئوسفری، تشکیل شده‌اند. ماگمای مافیک ضمن صعود به سمت سطح با مواد پوسته‌ای آلاینش پیدا کرده است. چنین شرایطی می‌تواند در یک محیط کافت (احتمالاً حوضه پشت کمانی) فراهم شود. بررسی روند تغییرات غلظت Fe و Ti در ترکیب پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که روند تفریق ماگمای مولد این سنگ‌ها در راستای غنی‌شدگی مذاب از این عناصر معدنی نبوده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و نیز روند کند سرد شدن ماگما، منجر به تهی شدن ماگما از آهن طی تبلور پلاژیوکلاز شده است. علاوه بر این، مشتق شدن از یک منشأ تهی از آهن، می‌تواند از دیگر عوامل دخیل در فقدان کانه‌زایی آهن ماگمایی در الیون گابرونوریت‌های چشمه قصابان باشد.

واژه‌های کلیدی: الیون گابرونوریت، آمفیبول گوشته‌ای، آمفیبول پوسته‌ای، کانه‌زایی آهن، مجموعه الوند.

### مقدمه

منطقه چشمه قصابان در شمال مجموعه پلوتونیک الوند قرار دارد و شامل سنگ‌های بازیک، حدواسط و اسیدی است که طی ژوراسیک تا ابتدای کرتاسه به درون فیلیت‌های همدان نفوذ کرده‌اند [۱]، [۲]، [۳]. سنگ‌های مافیک را می‌توان در بخش شمالی (منطقه چشمه قصابان) و جنوبی (منطقه سرابی توپسرکان) مشاهده کرد (شکل ۱ ب). سنگ‌های مافیک چشمه قصابان برای اولین بار به وسیله صادقان [۴]، بررسی شد. شهبازی و همکاران [۱]، به روش اورانیم-سرب موجود در زیرکن‌ها، سن گابروهای منطقه چشمه قصابان را  $166/5 \pm 1/8$  میلیون سال تعیین کرده‌اند و تشکیل آنها را در ارتباط با فرورانش نئوتتیس در نظر گرفته‌اند. یانگ و همکاران [۳]، بر اساس روش اورانیم-سرب سن گابروهای چشمه قصابان را ۱۴۷-۱۳۱ میلیون سال تخمین زده و خاستگاه این سنگ‌ها را گوشته آستئوسفری می‌دانند.

\* نویسنده مسئول: adel\_saki@scu.ac.ir

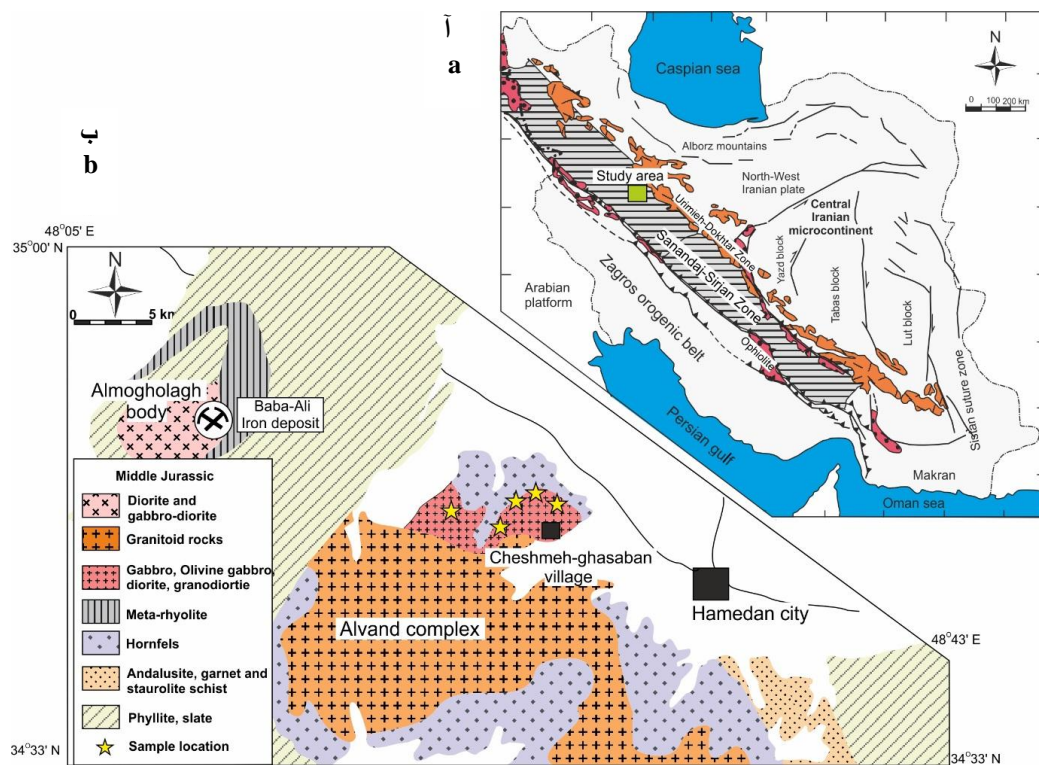
قلمقاش و همکاران [۵]، تشکیل آنکلاوهای مافیک در مرز بین توده‌های گرانیتی و گابرویی را نتیجه اختلاط مذاب‌های مافیک و فلسیک دانسته و منشأ گرانیت‌ها را پوسته‌ای و منشأ گابروها را گوشته بالایی می‌دانند. پژوهش‌های انجام شده روی این توده صرفاً به تجزیه‌های سنگ کل محدود است و ترکیب کانی‌های آن کم‌تر بررسی شده است. ساکی و همکاران [۶]، با استفاده از ترکیب شیمیایی الیون و پیروکسن، نحوه تشکیل الیون گابرونوریت‌های چشمه قصابان را بررسی کرده‌اند. در این پژوهش، ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز بررسی و سعی شده است با استفاده از آن پتروژنز و شرایط جای‌گیری گابروهای منطقه چشمه قصابان بررسی شود. هم‌چنین، با توجه به قرارگیری منطقه بررسی شده در کمربند آهن‌زایی غرب ایران و هم‌جواری این توده با گابرودیوریت الموقلاق (توده مولد کانسار آهن بابعلی)، پتانسیل کانه‌زایی این توده بررسی می‌شود.

### زمین‌شناسی منطقه و مشاهدات صحرایی

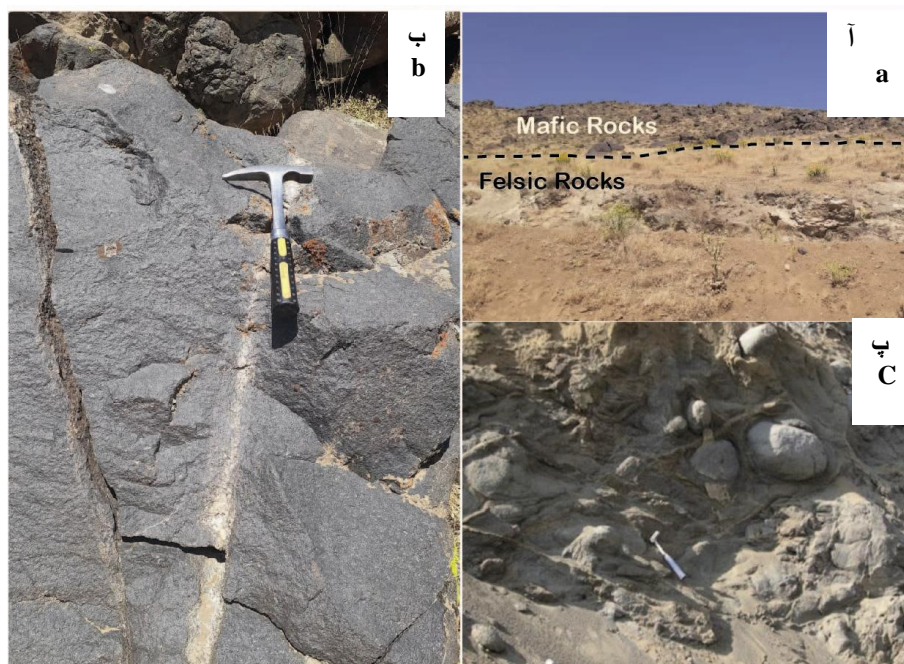
مجموعه آذرین الوند در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱ آ). این پهنه بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس محسوب می‌شود و با طولی بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر، با روند شمال غرب- جنوب شرق، از ترکیه تا دریای عمان در جنوب ایران امتداد یافته است [۷]، [۸]، [۹]. در پالئوزویک بالایی بسیاری از بخش‌های ایران مانند پهنه سنندج- سیرجان، ارومیه دختر، زاگرس و صفحه عربستان بخشی از خشکی گندوانا بوده است [۱۰] و با باز شدن اقیانوس نئوتتیس در پرمین زیرین تا تریاس زیرین، این بخش‌ها از گندوانا جدا شده‌اند [۹]، [۱۱]. پژوهش‌گران، تشکیل سنگ‌های آذرین پهنه سنندج- سیرجان را در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی و بسته شدن آن در طول مزوزویک می‌دانند [۶]، [۷]، [۸]. این فرورانش در تریاس آغاز و تا کرتاسه ادامه داشته و در نهایت، بسته شدن نئوتتیس و برخورد صفحه عربی و اوراسیا، تشکیل کمربند کوه‌زایی زاگرس را در ترشیری کامل کرده است [۷]، [۱۰]، [۱۲]. در نتیجه این فرورانش توده‌های آذرین بسیاری در سنندج- سیرجان شکل گرفته‌اند که از آن جمله می‌توان به باتولیت الوند، سامن، اراک و بروجرد اشاره کرد [۷]، [۸]، [۹]، [۱۰]. عزیزی و استرن [۱۱]، این پهنه را به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم کرده‌اند. بر اساس این تقسیم‌بندی منطقه بررسی شده در بخش مرکزی قرار می‌گیرد. عزیزی و استرن [۱۱]، بر این عقیده هستند که سنگ‌های مافیک بخش مرکزی در نتیجه تشکیل یک کافت قاره‌ای در طی ژوراسیک شکل گرفته‌اند. مجموعه پلوتونیک الوند با وسعتی بالغ بر ۵۰۰ کیلومتر مربع در جنوب و جنوب غرب شهرستان همدان قرار گرفته است (شکل ۱ ب). این مجموعه از سنگ‌های آذرین اسیدی (شامل انواع گرانیت‌های نوع S، I و A) به‌همراه مقداری دیوریت و گابرو ساخته شده که طی ژوراسیک میانی تا کرتاسه آغازین به درون توالی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه (موسوم به فیلیت‌های همدان) نفوذ کرده- است [۴]، [۱۴]. بنابر بررسی‌های سپاهی [۱۵]، کمپلکس الوند حاصل پنج مرحله تزریق ماگما است. در مرحله نخست سنگ‌های بازیک و حدواسط با منشأ گوشته‌ای، در دو مرحله بعد گرانیتوئیدهای پورفیری با منشأ آناتکسی پوسته‌ای (گرانیتوئیدهای مرتبط با میگماتیت‌های منطقه) و طی دو مرحله نهایی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات که احتمالاً در اثر ذوب سنگ‌های دیوریتی پوسته میانی حاصل شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای متشکل از اسلیت و فیلیت، گارنت شیبست، شیبست‌های آندالوزیت‌دار، شیبست‌های استارولیت‌دار و سیلیمانیت آندالوزیت شیبست هستند که در حد رخساره شیبست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند [۱۶]. در اطراف توده الوند سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تا حد آلبیت- اپیدوت هورنفلس تا هورنبلند هورنفلس شکل گرفته‌اند [۱۶]. با حرکت از توده نفوذی به سمت بیرون سنگ‌های

دگرگونی مجاورتی از چهار واحد میگماتیت، هورنفلس آندالوزیت-سیلیمانیت-کردیریت، هورنفلس کردیریت‌دار و شیست لکه‌دار تشکیل شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی و تحول کمپلکس الوند پیچیده است، ولی در مجموع شامل: (۱) توده‌های آذرین بازیک-حدواسط شامل گابرو، دیوریت و تونالیت (۲) گرانیتوئیدهای پورفیروئید (گرانیت و گرانودیوریت) (۳) گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات است [۱۶].

در منطقه چشمه قصابان بیرون‌زدگی‌های هورنبلندگابرو و الیوین گابرونوریت در مجاورت کوارتزدیوریت و گرانودیوریت به چشم می‌خورد (شکل ۲ الف). به علاوه هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار در اطراف توده‌های گابروی دیده می‌شود که نشان‌دهنده دگرگونی دما بالای شیست‌ها هستند. گرانودیوریت‌ها از نوع S است و حاوی گارنت هستند (شکل ۲ الف). به عقیده الیانی و همکاران [۱۴]، تشکیل این گرانیت‌ها در اطراف توده‌های مافیک نشان‌دهنده تأثیر ذوب‌بخشی ناشی از نفوذ مذاب داغ مافیک به درون شیست‌های منطقه است. الیوین گابرونوریت‌ها به صورت قطعات سنگی با سطوح گرد شده دیده می‌شوند که در نتیجه فرسایش پوست‌پیزی گابروها شکل گرفته‌اند (شکل ۲ پ). به‌طور کلی می‌توان گفت که الیوین گابرونوریت‌ها به وسیله هورنبلند گابروهای منطقه در بر گرفته شده‌اند و در اطراف آنها گرانودیوریت‌ها شکل گرفته‌اند. روابط ژنزی بین هورنبلند گابرو و الیوین گابرونوریت در صحرا آشکار نیست اما با توجه به سن‌های مختلف به دست آمده برای این سنگ‌ها، [۱]، [۳]، به احتمال فراوان در نتیجه فازهای ماگماتیسم مختلف جای‌گیر شده‌اند.



شکل ۱. (آ) موقعیت منطقه بررسی شده روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران [۱۸]، (ب) نقشه زمین‌شناسی باتولیت الوند و سنگ‌های دربرگیرنده [۳]، [۱۹]، [۲۰]



شکل ۲. آ، ب) تصویر صحرایی الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان (دید به سمت شمال)، پ) تصویر قطعات سنگی با سطوح گرد شده که در اثر فرسایش پوست پیازی گابروها حاصل شده‌اند (دید به سمت شمال غرب)

### پتروگرافی

الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان به‌طور میانگین متشکل از ۲۵٪ الیوین، ۲۰٪ پلاژیوکلاز، ۲۰٪ ارتوپیروکسن، ۱۵٪ کلینوپیروکسن، ۱۰٪ آمفیبول و بیوتیت هستند، کانی‌های فرعی نیز شامل، آپاتیت، روتیل، مگنتیت، تیتانومگنتیت، پیریت و کالکوپیریت هستند. قرارگیری این مجموعه کانیایی به‌صورت دانه‌های تقریباً هم‌اندازه سبب تشکیل بافت کومولا در این سنگ‌ها شده است (شکل ۳ آ). هم‌چنین در برخی از نمونه‌ها بافت ساب افیتیک نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳ ب). حضور این بافت‌های کومولایی می‌تواند حاصل تبلور ثقلی موضعی باشد و نشان می‌دهد که احتمالاً این گابروها به‌صورت سیل جای‌گزین شده‌اند. الیوین‌ها به‌صورت دانه‌های کما بیش مدور و دارای شکستگی فراوان دیده می‌شود. این کانی تا اندازه‌ای به سرپانتین و کلریت دگرسان شده است. در اطراف بلورهای الیوین، کروناهی ارتوپیروکسن نیز به‌چشم می‌خورد، که در نتیجه واکنش کانی با مذاب اطراف شکل‌گرفته است [۶]. هم‌چنین رخداد دگرسانی بولینژیته در الیوین‌های چشمه قصابان دیده می‌شود (شکل ۳ پ)، که سبب می‌شود الیوین با کلریت و اکسید آهن جای‌گزین شود. کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در نمونه‌های چشمه قصابان حضور دارند. ارتوپیروکسن به‌صورت دانه‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و دارای برجستگی بالا و بیرفرائن‌انس پائین حضور دارد (شکل ۳ آ و ت). دگرسانی کلریتی و سرپانتینی در این کانی نیز دیده می‌شود. مقدار کلینوپیروکسن از ارتوپیروکسن کم‌تر است و عمدتاً در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۳ ت). این کانی‌ها به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و هم‌اندازه با الیوین دیده می‌شوند (شکل ۳ ت).

بر اساس مشاهدات پتروگرافی، دو نسل از پلاژیوکلاز در نمونه‌ها دیده می‌شود؛ پلاژیوکلازهایی که بافت ساب افیتیک را شکل داده‌اند (شکل ۳ ب) و پیش از کلینوپیروکسن تبلور یافته‌اند و پلاژیوکلازهایی که به‌همراه آمفیبول در

فضای بین دانه‌های پیروکسن و الیوین رشد کرده (شکل ۳ ج و د) و در واقع فاز اینترکومولا را تشکیل می‌دهند. منطقه‌بندی شیمیایی در برخی از پلاژیوکلازها دیده می‌شود که مؤید تغییر در ترکیب شیمیایی مذاب طی تبلور است [۲۱]. به‌طور کلی دو نوع آمفیبول نیز با تفاوت رنگ مشخص در نور PPL در نمونه‌ها قابل مشاهده هستند. نوع اول به رنگ قهوه‌ای و نیمه‌شکل‌دار که معمولاً به‌صورت دانه‌های منفرد دیده می‌شوند (شکل ۳ ت). نوع دوم آمفیبول‌های کوچک، بی‌شکل و به رنگ سبز متمایل به قهوه‌ای هستند که در زمینه سنگ و اطراف الیوین و پیروکسن‌ها به چشم می‌خورند (شکل ۳ ج). جانیشینی آمفیبول به‌وسیله بلورهای تیتانومگنتیت در حاشیه دیده می‌شود (شکل ۳ ت، ج و د). با توجه به حساسیت آمفیبول نسبت به تغییرات دما (حاصل از اختلاط ماگمایی) و یا فشار (گاز زدایی از ماگما)، وجود حاشیه واکنشی در اطراف این کانی نشان‌دهنده تغییر در دما و فشار سیستم است [۲۲]؛ در نتیجه این تغییرات کانی ناپایدار شده و با مصرف فازهای پیشین، یک فاز جدید و پایدار در حاشیه و یا در امتداد رخ‌ها تشکیل می‌شود [۲۲]. با توجه به این و بر اساس شکل و رخداد آمفیبول‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که آمفیبول‌های قهوه‌ای به‌صورت اولیه از ماگما متبلور شده‌اند اما آمفیبول‌های سبز رنگ حاصل دگرسانی و یا واکنش مذاب با مواد پوسته هستند.

### روش انجام پژوهش

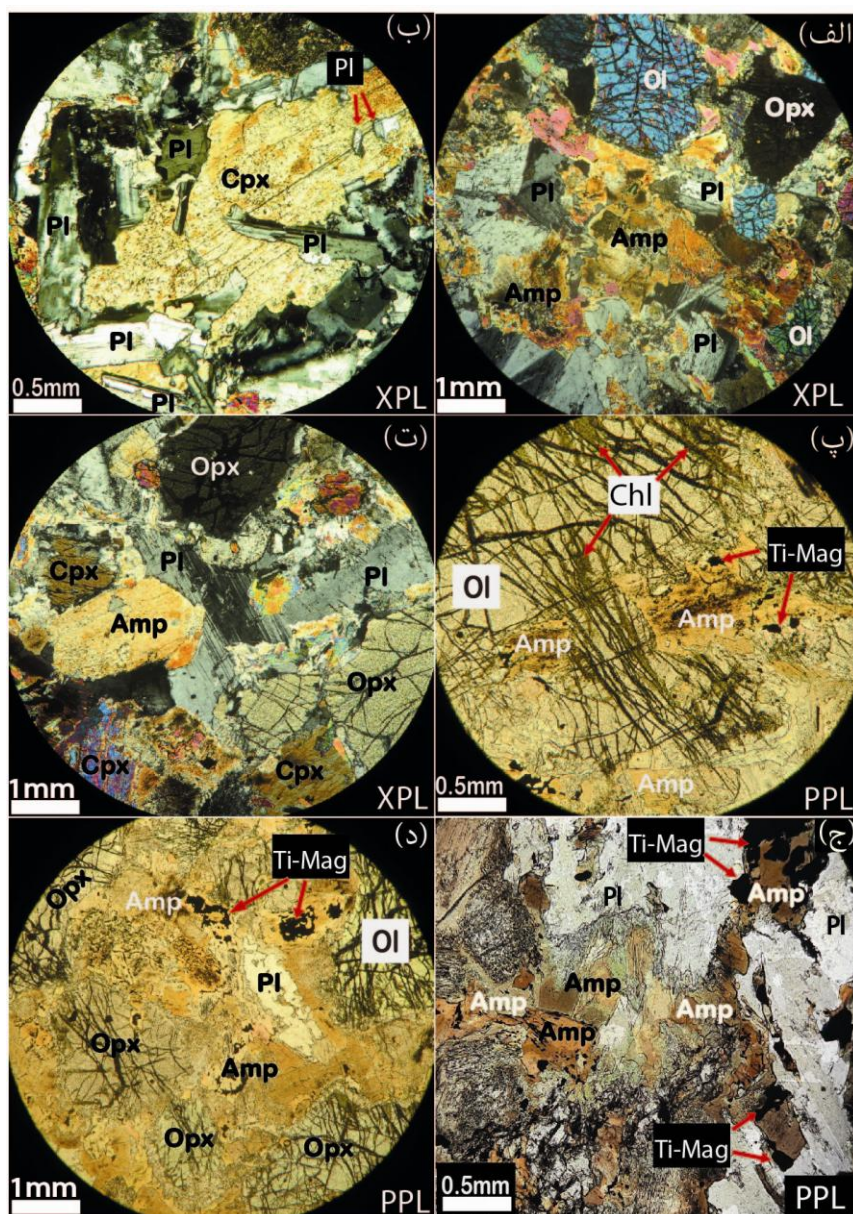
پس از انجام بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان، نمونه‌هایی با حداقل دگرسانی برای انجام تجزیه شیمیایی به‌روش ریزکاونده الکترونی در نظر گرفته شد. تجزیه‌ها در دانشگاه Potsdam آلمان و به‌وسیله دستگاه JEOL JXA 8200 انجام شد. پس از ایجاد پوشش کربن، به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی، آمفیبول‌ها در ۱۱ نقطه و پلاژیوکلازها در ۱۷ نقطه تجزیه شدند (جدول ۱ و ۲). هم‌چنین به‌منظور افزایش صحت نتایج دما-فشار سنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز، تجزیه‌ها در نقاط تماس این دو کانی انجام شد. تجزیه با شتاب دهنده ولتاژ ۱۵ کیلوولت، جریان ۱۰ نانوآمپر و باریکه جریان با قطر ۱ نانومتر با بیشینه زمان شمارش ۲۰ ثانیه انجام شده است. برای بررسی شیمی عناصر Fe, Mn, K, Na, Ca, Si, Ti, Al و Mg از استانداردهای هماتیت، رودونیت، روتیل، ولاستونیت، اورتوکلاز، آلبیت و MgO استفاده شده است. حد تشخیص برای عناصر Na برابر با ۰/۰۲، و برای Mg, Al, Si, Ca و K، ۰/۰۱، و نهایتاً برای Fe, Ti و Mn برابر با ۰/۰۳ است. لازم به ذکر است که تجزیه پلاژیوکلازها هم در امتداد یک مقطع از مرکز به حاشیه و هم به‌صورت نقطه‌ای انجام شده است (جدول ۲).

### شیمی کانی‌ها

#### آمفیبول

با توجه به بررسی‌های پتروگرافی که حضور دو نسل از آمفیبول را در این سنگ‌ها اثبات می‌کند، تجزیه شیمیایی روی هر دو نوع آمفیبول قهوه‌ای و سبز انجام گرفت (جدول ۱). فرمول ساختاری نیز بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه و با ۱۳ کاتیون به‌هم‌بند شده است. نتایج حاصل شده نشان می‌دهد که، هر دو این کانی‌ها دارای CaB بالاتر از ۰/۵ هستند و در تقسیم‌بندی کانی‌های خانواده آمفیبول [۲۴]، در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های قهوه‌ای (شکل ۳ آ و پ) به‌طور کلی دارای مقادیر آلومینیوم و سدیم بیش‌تر و سیلیسیم کم‌تری نسبت به آمفیبول‌های





شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی الیون گابرونوریت‌های چشمه قصابان، آ، ب) بافت کومولایی و ساب‌افیتییک با بلورهای تقریباً هم‌بعد الیون، کلینوپیروکسن و آمفیبول که نشان‌دهنده تبلور ثقلی موضعی است، پ) دگرسانی الیون به گوتیت و کلریت (کانی‌های سبز رنگ) که با تشکیل اکسیدهای آهن همراه است (دگرسانی بولینزیتی)، ت، ج، د) آمفیبول‌های سبز و قهوه‌ای رنگ که در فضای بین بلورهای الیون و پیروکسن رشد کرده‌اند. تشکیل دانه‌های تیتانومگنتیت در حاشیه و سطح آمفیبول‌های قهوه‌ای رنگ دیده می‌شود.  
(آمفیبول: Amp، پلاژیوکلاز: Pl، الیون: Ol، تیتانومگنتیت: Ti-Mag، کلریت: Chl) [۲۳].

بی‌شکل موجود در زمینه سنگ و اطراف پیروکسن‌ها (شکل ۳ ت) است. بر اساس مقادیر  $(Na+K)A$  [۲۴]، آمفیبول‌های قهوه‌ای از نوع پارگازیت و آمفیبول‌های سبزرنگ از نوع منیزیهورنبلند هستند (شکل ۴ آ و ب). نمودار تغییرات مقادیر  $(Na+K+Ca)$  در برابر Si [۲۵]، نشان می‌دهد که این آمفیبول‌ها از نوع اولیه هستند (شکل ۴ پ).

اگرچه با توجه به این که آمفیبول‌های سبزرنگ به صورت حاشیه واکنشی در اطراف پیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند، به احتمال فراوان از نوع ثانویه هستند.

### پلاژیوکلاز

به منظور بررسی دمای تعادلی تشکیل آمفیبول - پلاژیوکلاز، بلورهای پلاژیوکلاز موجود در فضای بین دانه‌ای (شکل ۳ پ و ت) که به همراه آمفیبول‌ها متبلور شده‌اند مورد تجزیه قرار گرفت (جدول ۲). هم‌چنین برای تعیین تغییرات عناصر در این پلاژیوکلازها، نیمرخ‌های ژئوشیمیایی از مرکز به حاشیه با ۶ نقطه تهیه شد (جدول ۲). چنان که مشاهده می‌شود، مقدار آنورتیت در بخش‌های مرکزی ( $X_{An}=۶۲-۵۹$ ) بلورهای تجزیه شده، بیش‌تر از بخش‌های حاشیه‌ای ( $X_{An}=۳۱-۴۲$ ) است. در نمودار رده‌بندی پلاژیوکلازها نیز، بخش‌های مرکزی در محدوده لابرادوریت و بخش‌های حاشیه‌ای در قلمرو آندزین قرار می‌گیرند (شکل ۴ ت).

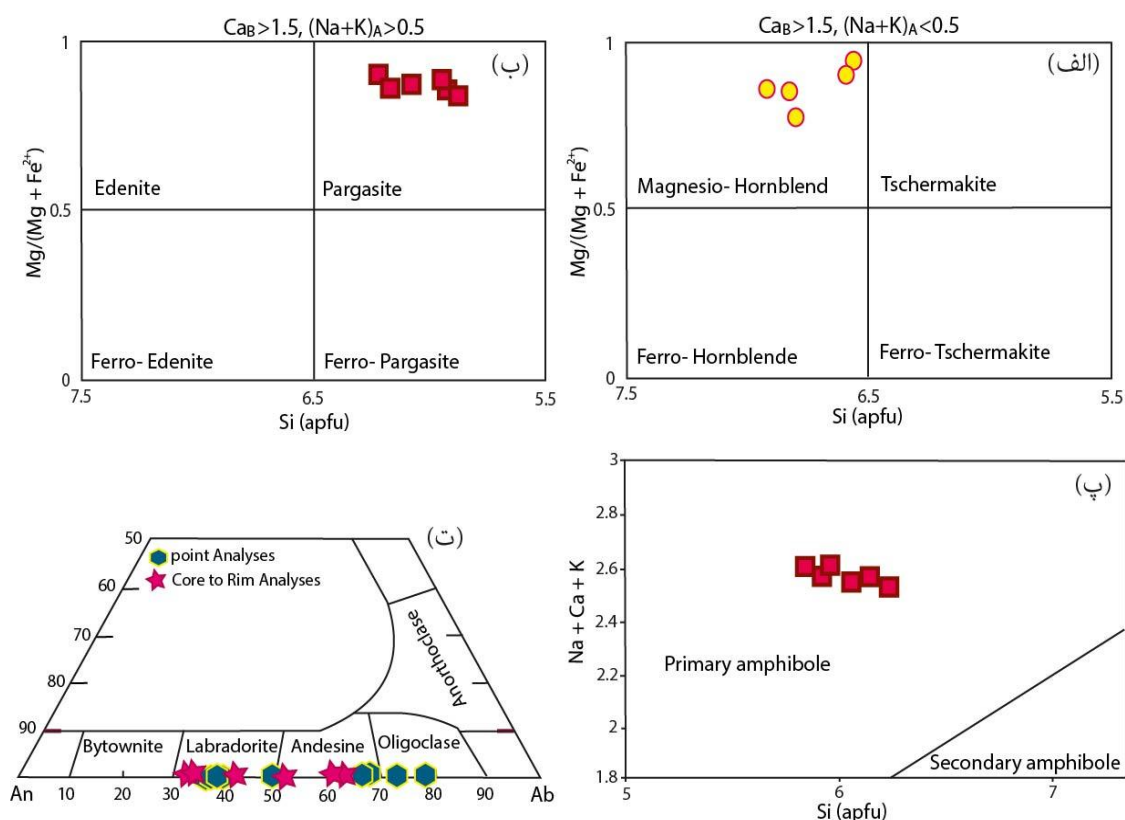
تغییر در ترکیب شیمی بلور طی تبلور، نتیجه تغییر در دما و ترکیب مذاب است [۲۶]. شایان ذکر است که روند تغییرات ترکیب ماگما، در ساختار کانی، می‌تواند به وسیله عناصری با سرعت انتشار پایین حفظ شود [۲۶]، زیرا فرایند انتشار با نرخ‌ی که به دما و سرعت ذاتی انتشار عنصر بستگی دارد، منجر به کاهش اختلاف تمرکز یک عنصر در سطح یک کانی می‌شود [۲۶]. انتشار عناصر اصلی در ساختار پلاژیوکلاز به کندی انجام می‌شود، به طوری که مانع از به تعادل رسیدن بلور با مذاب اطراف می‌شود [۲۶]؛ از این رو، تغییرات  $X_{An}$  از مرکز به حاشیه، نشان‌دهنده تغییر در محتوای آنورتیت همراه با کاهش دما و پیشرفت فرایند تبلور تفریقی مذاب است [۲۶]. بررسی روابط بافتی کانی‌ها در ترکیب توده بررسی شده نشان می‌دهد که کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول فاز اینترکومولا را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ پ)، به عبارت دیگر، این کانی‌ها از مذاب بین بلوری متبلور گشته‌اند. و چنان که پیش‌تر نیز ذکر شد، تغییر غلظت این عناصر در ترکیب این کانی، منعکس کننده روند تغییرات در ترکیب مذاب مولد است [۲۶].

### زمین دما - فشار سنجی

آمفیبول‌ها کانی‌های مناسبی برای تخمین دما و فشار تبلور ماگما هستند و بدین منظور به وسیله پژوهش‌گران بسیاری استفاده شده‌اند [۲۸]، [۲۹]، [۳۰]، [۳۱]. اگرچه باید با احتیاط استفاده شوند زیرا آمفیبول‌های ثانویه که از ماگما تبلور نیافته‌اند نمی‌توانند شرایط تشکیل سنگ را تخمین بزنند. با توجه به حضور آمفیبول‌های ثانویه در نمونه‌های بررسی شده، برای تخمین دما و فشار الیوین گابرونوریت منطقه چشمه قصابان از ترکیب آمفیبول‌های پارگازیتی استفاده می‌شود که شواهد اولیه بودن (مانند سطوح بلوری و هم‌رشدی با پلاژیوکلاز) را نشان می‌دهند. در این پژوهش از روش فشارسنجی بر مبنای میزان آلومینیوم در ترکیب آمفیبول [۲۸]، [۲۹]، [۳۰]، استفاده می‌شود. دمای تبلور نیز با استفاده از روش تعادلی هورنبلند- پلاژیوکلاز [۳۱]، تخمین زده شده‌است که در ادامه به آن می‌پردازیم.

در تخمین فشار تبلور آمفیبول‌های منطقه چشمه قصابان از این روابط استفاده شده است:

$$P(\pm 3\text{kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^{\text{T}} \quad [28] \quad (1)$$



شکل ۴. آ، ب) نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک [۲۴]، پ) نمودار Si در برابر Na+K+Ca [۲۵]، برای تمایز آمفیبول‌های اولیه از ثانوی، ت) رده‌بندی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در الیوین گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان با استفاده از نمودار Ab-An-Or [۲۷]

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^T \quad (۲) [۳۰]$$

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Al}^T - 3.01 \{ [T^\circ(\text{C}) - 675] / 85 \} * \{ 0.530 \text{ Al}^T + 0.005294 [T^\circ(\text{C}) - 675] \} \quad (۳) [۲۹]$$

نتایج به دست آمده از این روش در جدول ۳ ارائه شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، بر اساس این محاسبات، آمفیبول‌های پارگازیتی در فشارهای حدود ۹ تا ۱۲ کیلو بار شکل گرفته‌اند.

روش دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز [۳۱]، شامل دو رابطه مختلف محاسبه دمای تبلور است. استفاده از روابط به حضور یا عدم حضور کوارتز در ترکیب سنگ بررسی شده بستگی دارد. با توجه به نبود کوارتز در نمونه‌های بررسی شده، در این جا از رابطه (۴) [۳۱]، که مخصوص سنگ‌های فاقد کوارتز است استفاده می‌شود:

$$T = \frac{78.44 + Y_{ab} - 33.6 X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92P) \cdot X_{A1}^{M2} + 9.4 X_{Na}^A}{0.0721 - R \cdot \ln \left[ \frac{27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{an}^{plag}}{64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{A1}^{T1} \cdot X_{ab}^{plag}} \right]} \quad (۴)$$

در این رابطه اگر  $X_{ab} > 0.5$  در این صورت  $Y_{ab-an} = 3.0 \text{ kJ}$  در غیر این صورت  $Y_{ab-an} = 12.0(2X_{ab} - 1) + 3 \text{ kJ}$ .

با استفاده از رابطه (۴)، و ترکیب آمفیبول‌ها پارگازیتی و پلاژیوکلازهای هم‌زیست با آنها دمای تشکیل این کانی‌ها محاسبه شدند که نتایج در جدول ۳ ارائه شده‌اند. چنان‌که مشاهده می‌شود مقادیر به دست آمده از کمینه ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد تا بیشینه ۸۵۴ درجه سانتی‌گراد متغیر هستند. دماهای به دست آمده برای تشکیل یک گابرو محتوی کانی‌های آب‌دار مناسب است اما در حقیقت دمای تشکیل آمفیبول را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد و ماهیت کلی



تبلور را آشکار نمی‌کند. اگرچه، ساکی و همکاران [۶] بر اساس ترکیب پیروکسن‌ها دمای ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۷ تا ۱۰ کیلوبار را برای این سنگ‌ها تخمین زده‌اند. دماهای کم‌تر به دست آمده در نتایج در این پژوهش در واقع نشان‌دهنده فاز تبلور تشکیل دهنده آمفیبول در الیوین گابرونوریت‌های بررسی شده است.

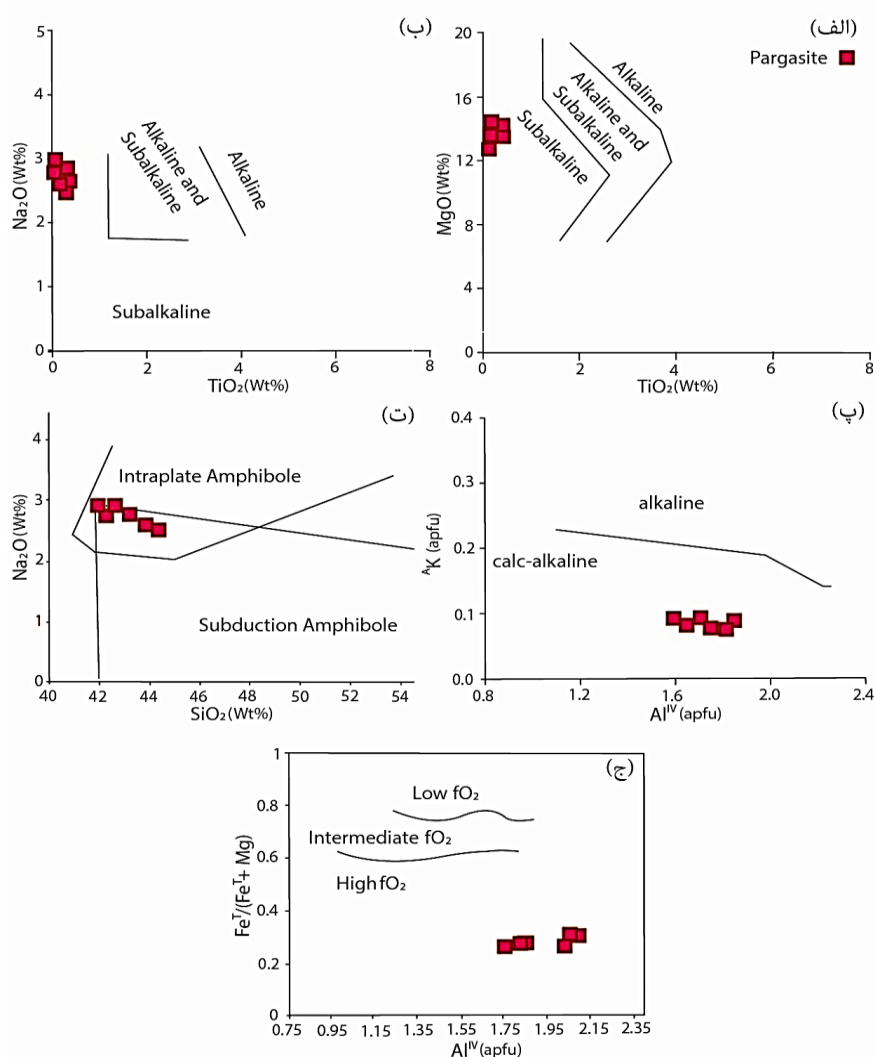
## بحث

### سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌تواند در تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین مفید باشد. در اینجا نیز از ترکیب شیمیایی پارگازیت‌ها برای بررسی سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی استفاده می‌شود. بنابر پژوهش‌های مولینا و همکاران [۳۲]، آمفیبول‌هایی که از ماگمای ساب‌آلکالن متبلور می‌شوند، دارای  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  کم‌تری نسبت به انواع متبلور شده از ماگمای آلکالن هستند. چنان‌که در شکل ۵ آ و ب مشخص است، آمفیبول‌های بررسی شده روی نمودارهای  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{TiO}_2$  [۳۲]، در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند. همچنین این آمفیبول‌ها در نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در برابر  $\text{K}^{\text{A}}$  [۳۳]، در محدوده کالک آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۵ پ).

ترکیب شیمیایی آمفیبول یک نشان‌گر مناسب برای تعیین محیط زمین‌ساختی، به‌ویژه تفکیک و تمایز محیط فرورانش از کافت‌های درون صفحه‌ای است [۳۴]. آمفیبول‌های ماگماهای درون صفحه‌ای دارای  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ti}$  و  $\text{K}$  بیش‌تر و  $\text{Si}$ ,  $\text{Mg}$  و  $\text{Na}$  کم‌تری نسبت به انواع شکل‌گرفته در ماگمای مناطق فرورانشی هستند [۳۴]. برای بررسی محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگمای الیوین گابرونوریت منطقه چشمه قصابان با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های آن، از نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}$  [۳۴]، استفاده شد (شکل ۵ ت). بر اساس این نمودار، آمفیبول‌های پارگازیتی در محدوده هم‌پوشانی آمفیبول‌های درون صفحه‌ای و فرورانش قرار می‌گیرند. ماگماهای با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مناطق فرورانشی و کافتی را در حاشیه‌های فعالی شکل می‌گیرند که تحت تاثیر برگشت پوسته فرورنده دچار کشش و تشکیل کافت می‌شوند. در این مناطق ماگماهای با خاستگاه گوشته‌ای در مسیر صعود خو با مواد پوسته قاره‌ای ترکیب شده و ویژگی ژئوشیمیایی دوگانه پیدا می‌کنند [۳۴]، [۳۵] و [۳۶].

یانگ و همکاران [۳]، تشکیل این گابروها را در نتیجه بالا آمدن ماگماهای آستنوسفری در نتیجه باز شدن یک پنجره درون صفحه فرورونده (slab window) می‌دانند. ساکی و همکاران [۶]، بر اساس ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن نتیجه گرفته‌اند که گابروهای چشمه قصابان در یک محیط زمین‌ساختی کششی به‌وجود آمده‌اند. اگرچه، قلمقاش و همکاران [۵]، عقیده دارند که کاهش فشار طی فرورانش نتوتتیس به زیر صفحه ایران سبب ایجاد رژیم کششی و بالا آمدن گوشته آستنوسفری در منطقه همدان شده است. بالا آمدگی سبب رخداد ذوب‌بخشی و تشکیل ماگمای سازنده گابروهای چشمه قصابان شده است. لازم به ذکر است که عزیزی و استرن [۱۱]، تشکیل سنگ‌های مافیک بخش مرکزی سنندج-سیرجان را مرتبط با یک کافت قاره‌ای در ژوراسیک می‌دانند و عقیده دارند که ویژگی‌های مرتبط با محیط فرورانش در این بخش از پهنه سنندج-سیرجان نتیجه آلودگی ماگمای مافیک اولیه با مواد و رسوبات پوسته‌ای است. نتایج این پژوهش نیز نشان‌دهنده رخداد فاز کششی در تحول پهنه سنندج-سیرجان است اما با توجه به نبود داده‌های ایزوتوپی نمی‌توان هیچکدام از مدل‌ها را به‌طور مستقل تأیید کرد.

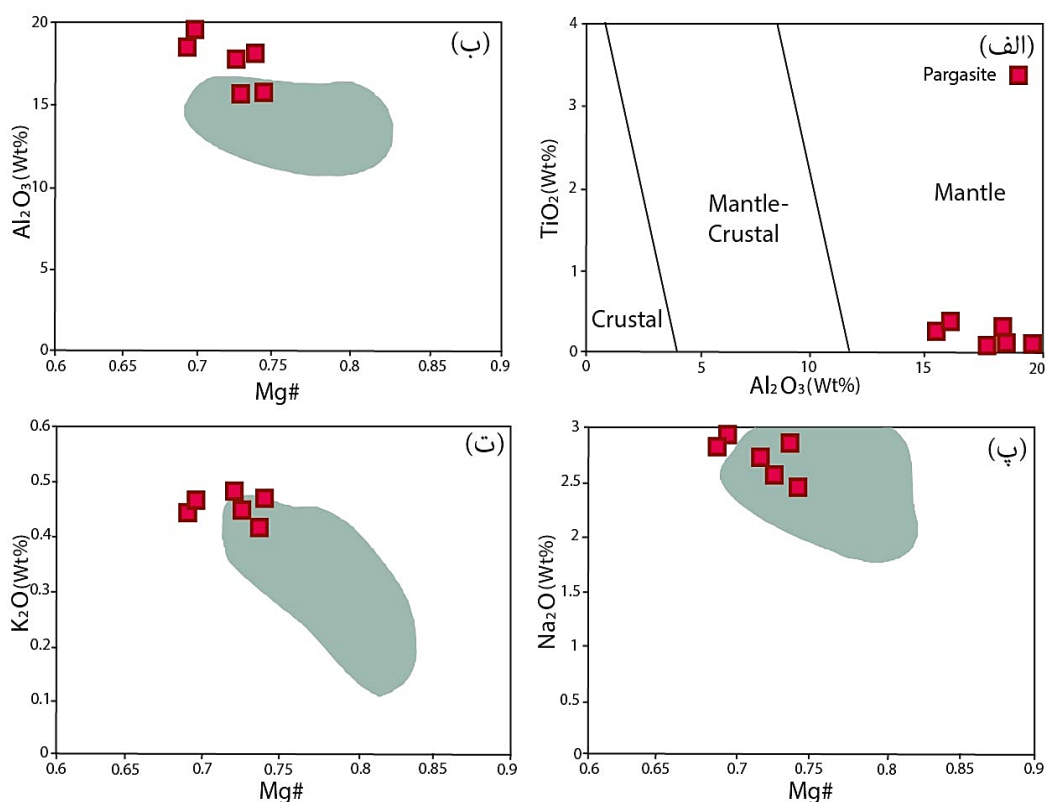


شکل ۵. تعیین سری ماگمایی، محیط زمین‌ساختی و فوگاسیته اکسیژن الیون گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان (آ و ب) تغییرات  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{MgO}$  در برابر  $\text{TiO}_2$  در ترکیب آمفیبول [۳۲] که نشان‌دهنده تبلور آمفیبول‌های بررسی شده از یک مذاب ساب آلكالین است، پ تغییرات  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در برابر  $\text{K}^{\text{A}}$  [۳۳] که ماهیت کالک آلكالین ماگمای مادر آمفیبول‌های بررسی شده را نشان می‌دهد، ت نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}$  [۳۴]، که ماهیت دوگانه درون صفحه‌ای - فرورانشی ماگمای مادر آمفیبول‌های بررسی شده را نشان می‌دهد، ج: تغییرات  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در برابر  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  [۲۹]، نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب سازنده آمفیبول‌های بررسی شده است.

### خاستگاه ماگما

ترکیب شیمیایی کانی‌هایی چون آمفیبول و بیوتیت برای تعیین خاستگاه ماگما بسیار مناسب است. بر اساس بررسی‌های جیانگ و آن [۳۵]، میزان  $\text{Si}/(\text{Si}+\text{Al}+\text{Ti})$  در آمفیبول‌های گوشته‌ای کم‌تر از ۰/۷۶۵ و برای آمفیبول‌های پوسته‌ای بیش از ۰/۷۷۵ است، اما، محتوای  $\text{Ca}$  مستقل از تغییرات دما و فشار بوده و ثابت است. میزان  $\text{Si}/(\text{Si}+\text{Al}+\text{Ti})$  در ترکیب آمفیبول‌های پارگازیتی برابر با ۰/۷۱-۰/۶۴ است. بر این اساس این آمفیبول‌ها دارای منشأ گوشته‌ای هستند. نمودار تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{TiO}_2$  [۳۵] (شکل ۶ آ)، این موضوع را اثبات می‌کند که در

آن آمفیبول‌های بررسی شده در بخش گوشته‌ای قرار می‌گیرند. بررسی‌های شی و همکاران [۳۶]، آشکار کرده است که آمفیبول‌های گوشته‌ای دارای  $Mg\#(MgO/MgO+FeO^I)$  برابر و بیش‌تر از ۰/۷ هستند. اگر این میزان بین ۰/۵ تا ۰/۷ باشد حاصل اختلاط ماگماهای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای هستند و چنانچه ۰/۵ و کمتر باشد خاستگاه پوسته‌ای دارند. میزان  $Mg\#$  آمفیبول‌های چشمه قصابان بیش از ۰/۶۹ (جدول ۱) است و بر این اساس این آمفیبول‌ها از ماگمای گوشته‌ای شکل گرفته‌اند. به‌منظور بررسی بیش‌تر این موضوع، آمفیبول‌های بررسی شده در نمودارهای تغییرات  $Mg\#$  در برابر  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  با سایر آمفیبول‌های منشأ گرفته از ماگماهای با خاستگاه گوشته‌ای [۳۷]، [۳۸]، مقایسه شدند (شکل ۶ پ و ت). چنان‌که مشاهده می‌شود آمفیبول‌های بررسی شده عمدتاً در محدوده آمفیبول‌هایی با خاستگاه گوشته‌ای قرار می‌گیرند. با توجه به محیط زمین‌ساختی منطقه بررسی شده به‌عنوان یک حاشیه فعال قاره‌ای در ژوراسیک، و نیز قرار گیری آمفیبول‌های بررسی شده در بخش هم‌پوشانی ماگماهای فرورانشی و ماگماهای کافتی، می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای مادر این آمفیبول‌ها از ذوب گوشته متاسوماتیزه در بالای یک منطقه فرورانش شکل گرفته که دچار فازهای کششی و بالا آمدگی آستوسفر شده‌اند.



شکل ۶. آ تعیین خاستگاه آمفیبول‌ها با استفاده از نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  [۳۵]، ب، پ و ت) تغییرات مقادیر  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  در برابر  $Mg\#$  در ترکیب آمفیبول‌های بررسی شده. محدوده خاکستری نشان‌دهنده آمفیبول‌هایی با منشأ گوشته‌ای است. داده‌های مربوط به آمفیبول‌های گوشته‌ای از [۳۷] و [۳۸].

### بررسی پتانسیل کانه‌زایی آهن در الیوین گابرونوریت‌های بررسی شده

وجود کانسار آهن اسکارن باباعلی [۳۹]، در نزدیکی الیوین گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان، نشان می‌دهد که امکان کانه‌زایی آهن در بخش مرکزی زون سندنج- سیرجان وجود دارد؛ اما با توجه به فقدان توده‌های مناسب

(توده‌های واکنش‌پذیری مانند آهک) برای کانه‌زایی اسکارن در اطراف توده بررسی شده، در این پژوهش سعی بر آن است تا توان کانه‌زایی آهن اورتوماگماتیک در الیوین گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان بررسی شود. عواملی مانند، ترکیب ماگمای مادر و فرآیند تبلور تفریقی آن، فوگاسیته اکسیژن و حضور ترکیبات فرار، از جمله عوامل مهم در توان کانه‌زایی توده‌های مافیک هستند [۴۰]. با تبلور یک ماگمای غنی از Fe و Ti، نهشته‌های اکسیدی آهن و تیتانیم تشکیل می‌شود؛ غنی‌شدگی مذاب از Fe و Ti، در نتیجه فرآیندهای زیر ایجاد می‌شود: ۱. منشأ گوشته‌ای این مذاب اساساً از Fe و Ti غنی بوده است، ۲. این غنی‌شدگی حاصل فرآیند تبلور تفریقی ماگما پیش از جای‌گیری نهایی است، ۳. ترکیبی از فرآیندهای مذکور [۴۰]. یکی از مهم‌ترین خصوصیات توده‌هایی چون اسکارگارد<sup>۱</sup>، استیل‌واتر<sup>۲</sup> و بوشولد<sup>۳</sup>، افزایش غلظت Fe در مذاب باقی‌مانده در تبلور تفریقی ماگما است (روند Fener) [۴۱]. این افزایش غلظت با زمان تشکیل اکسیدهای آهن و تیتانیم کنترل شده، و تنها در مذاب‌هایی با میزان اندک H<sub>2</sub>O دیده می‌شود [۴۲]. این موضوع مهم است زیرا عموماً پایداری فازهای کانیایی مختلف به شرایط فشار-دمایی، فعالیت آب و فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد [۴۳].

ترکیب شیمیایی کانی‌های سیلیکاته‌ای چون آمفیبول بیش از این‌که در کنترل دما باشد، به وسیله عواملی مانند فوگاسیته اکسیژن، محتوای آب و فشار کل کنترل می‌شود [۲۹]، از این رو می‌توان از این کانی برای سنجش فوگاسیته اکسیژن ماگما بهره برد. نمودار  $Fe^{T}/(Fe^{T}+Mg)$  در برابر  $Al^{IV}$  [۲۹]، (شکل ۶ ج) نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن مذاب در زمان تشکیل این کانی‌ها بالا بوده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب می‌تواند مستقیماً از منشأ گوشته آستونسفری به ارث برده شود [۴۴]، [۴۵] و یا حاصل درجات متفاوتی از تبلور تفریقی، در قسمت‌های مختلف پوسته باشد [۴۶]، [۴۷]، [۴۸]، [۴۹]. آهن در ترکیب پلاژیوکلاز عمدتاً به صورت  $Fe^{3+}$  و کم‌تر به شکل  $Fe^{2+}$  است که جانشین  $Al^{3+}$  و  $Ca^{2+}$  می‌شود [۵۰]، [۵۱]. همچنین تمرکز این عنصر در ساختار پلاژیوکلاز با افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش می‌یابد [۵۲]، [۵۳]. از سوی دیگر، با کاهش  $An\%$  و دما، تمرکز آهن در ساختار این کانی کاهش پیدا می‌کند [۵۰]، [۵۴]. پیش‌تر نیز اشاره شد، بررسی شیمی آمفیبول‌های چشمه قصابان نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن مذاب مولد، بالا بوده است. بالا بودن نسبت  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  به تمرکز هر چه بیش‌تر این عنصر در ساختار پلاژیوکلاز منجر می‌شود. با توجه به آن‌چه که پیش‌تر درباره حضور دو نوع آمفیبول در ترکیب الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان و نیز احتمال تبلور چند مرحله‌ای مذاب مولد این توده، گفته شد و نیز با توجه به عدم کاهش تمرکز آهن هم‌زمان با کاهش درصد آنورتیت (شکل ۵)، در ترکیب پلاژیوکلازهای چشمه قصابان، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً کاهش دمای مذاب مولد به‌کندی صورت گرفته است. زیاد بودن فوگاسیته اکسیژن و در ادامه نیز روند کند کاهش دما، به تخلیه هر چه بیش‌تر آهن از مذاب، طی تفریق پلاژیوکلاز منجر شده است.

سنگ‌های گابرویی احتمالاً از مذاب‌هایی با میزان اندک H<sub>2</sub>O متبلور می‌شوند و حتی مختصر افزایشی در میزان آب ماگما باعث ایجاد تغییرات چشم‌گیر در سکانس کانی‌های متبلور شده از مذاب می‌شود [۴۲]. شواهد زیر نشان می‌دهد که احتمالاً مذاب مولد الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان یک ماگمای کم آب بوده است، ۱. ترکیب پلاژیوکلازهای متبلور شده از یک ماگمای آبدار با آنچه که از یک مذاب خشک متبلور می‌شود متفاوت است و میزان  $An$  در ترکیب این کانی به میزان آب ماگما وابسته است، به طوری که با افزایش مقدار آب ماگما، این میزان به‌طور چشم‌گیری افزایش می‌یابد [۴۳]. انتظار بر این است که میزان آنورتیت در ترکیب پلاژیوکلازهای متبلور شده از یک مذاب مافیک آبدار بیش از ۷۰ باشد [۴۲]. چنان‌که پیش‌تر نیز اشاره شد، میزان آنورتیت در ترکیب پلاژیوکلازهای

1. Skaergaard
2. Stillwater
3. Bushveld

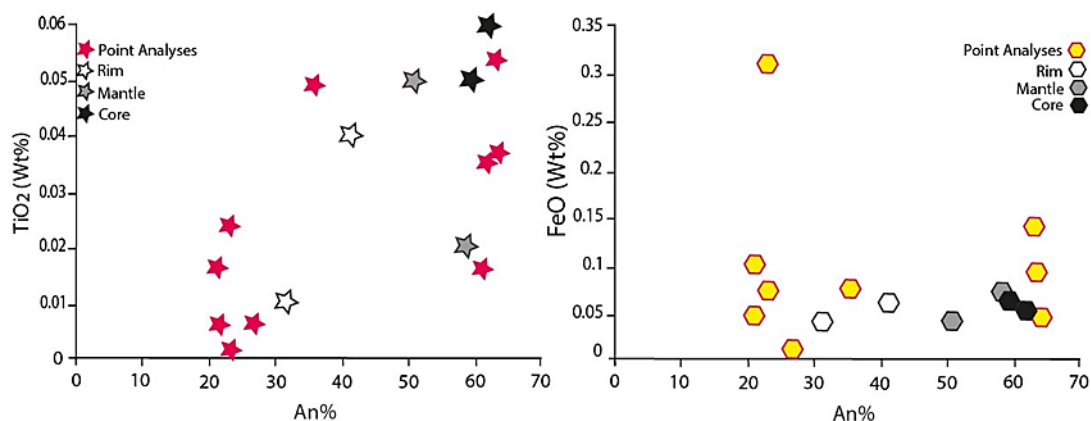
چشمه قصابان بین ۶۴-۲۱ (XAn=۲۱-۶۴) متغیر بوده و هرگز به ۷۰ درصد نمی‌رسد. (۲) در سیستم‌های خشک، پلاژیوکلاز در ابتدای فرآیند تبلور تفریقی مذاب و در دمای بالا تشکیل می‌شود، در حالی که در سیستم‌های آبدار، تبلور این کانی در دمای پایین و پس از کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتانیم صورت می‌گیرد [۴۲]، [۴۳]. شواهد بافتی الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان نشان‌دهنده تشکیل زود هنگام پلاژیوکلاز و پیش از کلینوپیروکسن است (شکل ۳ ج)، که می‌تواند مبین میزان اندک آب در مذاب مولد توده بررسی شده باشد. این موضوع در پتانسیل کانه‌زایی آهن بسیار مهم است زیرا آب با تأثیر بر دمای تبلور کانی‌های سیلیکاته، به‌ویژه پلاژیوکلاز، سکانس کانی‌های متبلور شده از مذاب را کنترل می‌کند [۴۲]، [۴۳]. در این میان، مهم‌ترین تفاوت در زمان تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن است [۴۲].

عموماً بازالت‌های برخاسته از گوشته، دارای ۷-۱۰ wt% FeO و ۰-۱ wt% TiO<sub>2</sub> است [۵۵]، [۵۶]. فرآیند تبلور تفریقی فازهای سیلیکاته می‌تواند به افزایش تمرکز و غلظت FeO و TiO<sub>2</sub> منجر شود [۵۷]، [۵۸]. پژوهش‌های تجربی ثای و همکاران [۵۸]، نشان داده است که، غلظت Ti در ترکیب مذاب تا زمان شروع تبلور اکسیدهای Fe-Ti روندی افزایشی را نشان می‌دهد و هم‌زمان با شروع فرایند تبلور این کانی‌ها، به حداکثر میزان خود رسیده و با پیشرفت این فرایند افت ناگهانی پیدا می‌کند. هم‌چنین پژوهشی که بوتچارنیکوو و همکاران [۴۳]، روی توده اسکارگارد انجام داده‌اند، نشان می‌دهد که در سیستم‌های مافیک کانه‌زا با محتوای پایین آب، همگام با پیشرفت فرایند تبلور، غلظت FeO و TiO<sub>2</sub> افزایش یافته و پس از رسیدن به میزان حداکثر، با کاهش دما افت ناگهانی پیدا می‌کند. کاهش غلظت این عناصر، به شروع تبلور اکسیدهای آهن و تیتانیم مربوط است. چنان‌که گفته شد، میزان آب در ترکیب مذاب‌های گابرویی عموماً زیاد نیست. بنابراین، در سکانس کانی‌های متبلور شده از این مذاب‌ها، عموماً اکسیدهای آهن و تیتانیم در مراحل پایانی فرایند تبلور، تشکیل می‌شوند، این امر نتیجه افزایش تمرکز Fe و Ti در مذاب باقی‌مانده است [۴۱].

بررسی روند تغییرات ترکیب پلاژیوکلاز در تبلور مذاب، امکان جدایش اکسیدهای آهن و تیتانیم از آن را آشکار می‌سازد [۵۹]، [۶۰]. این پژوهش‌گران از تغییرات میزان آنورتیت در پلاژیوکلاز به‌منظور بررسی تغییرات آهن و تیتانیم کل مذاب استفاده کرده‌اند که در این‌جا نیز از همین راهکار بهره برده می‌شود. نمودار روند تغییرات FeO نسبت به %An پلاژیوکلازهای بررسی شده (شکل ۷)، نشان می‌دهد، در جایی که میزان آنورتیت بیش از ۶۰ (XAn>60) است، غلظت FeO بین ۴۰ تا بیش از ۱۰۰ ppm متغیر است (شکل ۷)؛ با کاهش میزان آنورتیت به کم‌تر از ۶۰، تمرکز Fe به‌صورت پراکنده بوده است و حتی روند افزایشی به‌خود می‌گیرد؛ به‌طوری‌که در یک مورد به بیش از ۳۰۰ ppm می‌رسد (شکل ۷). غلظت TiO<sub>2</sub> در ترکیب پلاژیوکلازهای چشمه قصابان با کاهش درصد آنورتیت رابطه مستقیم نشان داده و از مرکز به حاشیه روندی رو به کاهش را نشان می‌دهد (شکل ۷). پراکنش این عنصر در ترکیب پلاژیوکلازهای چشمه قصابان با نوعی دو قطبی شدن همراه است (شکل ۷)؛ این امر می‌تواند به اشباع شدن مذاب از آپاتیت مربوط باشد. با تبلور آپاتیت، امکان تبلور جزئی اکسیدهای آهن و تیتانیم، هم‌زمان با تبلور پلاژیوکلاز فراهم می‌شود. در اثر تشکیل کانی‌های اکسیدی، Fe و Ti برای مدتی از دسترس پلاژیوکلاز خارج می‌شوند.

تغییر در میزان تمرکز Ti در ترکیب پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تغییرات این عنصر در ترکیب مذاب بوده است [۵۹]، [۶۰] و از سوی دیگر روند اشباع شدگی مذاب از Fe و Ti را نشان می‌دهد. بررسی روند تغییرات Ti در ترکیب پلاژیوکلازهای چشمه قصابان روندی کاملاً نزولی را نشان می‌دهد (شکل ۵). این بدین معنی است که در طی فرآیند تبلور تفریقی، توده بررسی شده به‌سمت اشباع شدگی از Fe حرکت نکرده است. دو سناریو در مورد چرایی این روند مطرح است.





شکل ۷. تعیین چگونگی روند تغییرات  $\text{TiO}_2$  و  $\text{FeO}$  در برابر درصد آنورتیت ( $\text{An}\%$ ) در ترکیب پلاژیوکلازهای الیوین گابرونوریت چشمه قصابان که نشان‌دهنده روند نزولی تغییرات  $\text{FeO}$  با افزایش درصد آنورتیت ( $\text{An}\%$ ) است.

۱. اساساً منشأ ماگمای الیوین گابرونوریت غنی از آهن نیست و این مذاب نهایتاً توان تولید یک توده مافیک معمول را داشته است. ۲. با توجه به زیاد بودن فوگاسیته اکسیژن ماگما (شکل ۶ ج)، اکسیدهای آهن و تیتانیم در ابتدای فرایند تبلور تفریقی مذاب تشکیل شده و به دلیل چگالی زیاد از سیستم خارج شده‌اند. با تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن، ماگمای مادر روند افزایش غلظت  $\text{Fe}$  را نشان نخواهد داد، در حالیکه تأخیر در تشکیل این کانی‌ها می‌تواند باعث غنی‌شدگی مذاب از آهن شود [۴۲]. ایراد سناریوی دوم در میزان آب ماگما است. قبلاً هم عنوان شد که تبلور زود هنگام اکسیدهای  $\text{Fe-Ti}$  در یک سیستم ماگمایی آبدار امکانپذیر است [۴۲]. وجود آمفیبول در ترکیب الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان نشان می‌دهد که مذاب مولد، یک ماگمای کاملاً خشک نبوده است. درجات مختلف آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای و یا تبلور مقادیر متفاوت از فازهای سیلیکاته فاقد آب، در عمق، می‌تواند منجر به تشکیل ماگماهایی با مقادیر مختلفی  $\text{H}_2\text{O}$  شود [۴۲]. بررسی آمفیبول‌های بررسی شده نشان می‌دهد که این کانی‌ها از مذابی با فوگاسیته بالای اکسیژن متبلور شده‌اند. فوگاسیته اکسیژن تأثیر زیادی بر پایداری اکسیدهای آهن و تیتانیم دارد [۵۷]. به طوری که در شرایط فوگاسیته زیاد اکسیژن، این کانی‌ها پیش از پیروکسن‌های غنی از کلسیم متبلور می‌شوند [۶۱].

اگرچه موارد مطرح شده در بالا نشان‌دهنده نقش آفرینی فوگاسیته اکسیژن، عدم کاهش دما و محتوای آب ماگمایی در فقدان کانه‌زایی آهن ماگمایی در الیوین گابرونوریت‌های بررسی شده است، با این حال ذکر این نکته ضروری است که، پژوهش‌های تجربی توپلیس و کارول [۵۷]، نشان می‌دهد که هیچ‌یک از فاکتورهای فوگاسیته زیاد اکسیژن و یا محتوای آب ماگما نمی‌تواند تأثیر کمبود ماده معدنی در منشأ مذاب را جبران کند. در نتیجه وجود یک منشأ ماگمای فقیر از آهن (از منظر کانه‌زایی) نیز می‌تواند از عوامل دخیل در فقدان کانه‌زایی آهن در الیوین گابرونوریت‌های بررسی شده باشد.

## جدول ۱. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های بیوین‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان. Mg-Hb: منیزوهورنبلند، Par: پارگازیت

	Amph-1	Amph-2	Amph-3	Amph-4	Amph-5	Amph-6	Amph-7	Amph-8	Amph-9	Amph-10	Amph-11
Names	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Par	Par	Par	Par	Par	Par
SiO <sub>2</sub>	۴۶/۸	۴۸/۲۳	۴۷/۲۰	۴۷/۵۷	۴۶/۴۷	۴۳/۱۵	۴۴/۳۷	۴۱/۹۳	۴۲/۵۹	۴۳/۷۵	۴۲/۱۶
TiO <sub>2</sub>	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۲۸	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۳۲	۰/۳۸	۰/۰۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۱/۳۳	۸/۹۶	۱۰/۷۴	۹/۰۹	۱۱/۱۳	۱۷/۵۳	۱۵/۵۰	۱۹/۵۶	۱۸/۲۶	۱۵/۸۲	۱۸/۴۰
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
FeO	۸/۴	۹/۳۲	۱۲/۴۰	۹/۹۶	۸/۳۶	۹/۷۰	۹/۲۴	۱۰/۱۶	۹/۰۲	۹/۷۶	۱۰/۶۶
MnO	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۶
MgO	۱۵/۹۱	۱۵/۱۹	۱۲/۸۴	۱۴/۸۸	۱۵/۹۹	۱۳/۸۰	۱۴/۷۹	۱۲/۸۲	۱۴/۱۵	۱۴/۴۳	۱۳/۱۹
CaO	۱۱/۹۱	۱۱/۵۷	۱۱/۶۱	۱۱/۳۴	۱۱/۴۹	۱۱/۵۱	۱۱/۷۴	۱۱/۲۹	۱۱/۷۴	۱۱/۷۳	۱۱/۵۲
Na <sub>2</sub> O	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۹۲	۱/۹۶	۱/۷۵	۲/۶۹	۲/۴۵	۲/۹۳	۲/۸۵	۲/۵۵	۲/۷۷
K <sub>2</sub> O	۰/۴۸	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۵۸	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۴۵	۰/۴۴
Total	۹۷/۱۷	۹۶/۰۳	۹۸/۰۵	۹۵/۹۸	۹۶/۰۹	۹۹/۱۳	۹۸/۹۱	۹۹/۳۶	۹۹/۴۷	۹۹/۰۲	۹۹/۳۸
T-site											
Si	۶/۱۷	۷/۰۰	۶/۸۲	۶/۹۳	۶/۱۵	۶/۰۵	۶/۲۲	۵/۸۸	۵/۹۵	۶/۱۵	۵/۹۲
Al	۱/۳۴	۱/۰۰	۱/۱۸	۱/۰۷	۱/۳۵	۱/۹۵	۱/۷۸	۲/۱۲	۲/۰۵	۱/۸۵	۲/۰۸
Total T	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰
C-site											
Al	۰/۵۷	۰/۵۴	۰/۶۵	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۹۵	۰/۷۹	۱/۱۱	۰/۹۵	۰/۷۷	۰/۹۶
Ti	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱
Fe <sup>3+</sup>	۰/۴۷	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۹	۰/۶۷	۰/۷۰	۰/۶۷	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۸۱
Mg	۳/۳۸	۳/۲۹	۲/۷۷	۳/۲۳	۳/۴۱	۲/۸۹	۳/۰۹	۲/۶۸	۲/۹۵	۳/۰۲	۲/۷۶
Fe <sup>2+</sup>	۰/۵۳	۰/۹۴	۱/۳۲	۰/۹۲	۰/۳۳	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۴۶	۰/۴۴
Mn <sup>2+</sup>	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Total C	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰
B-site											
Ca	۱/۸۲	۱/۸۰	۱/۸۰	۱/۷۷	۱/۷۶	۱/۷۳	۱/۷۶	۱/۷۰	۱/۷۶	۱/۷۷	۱/۷۳
Na(B)	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۳۰	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۷
Total B	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
A-site											
Na	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۲۵	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۴۹
K	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸
Total A	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۵۷	۰/۶۰	۰/۵۴	۰/۵۷
OH	۱/۹۰	۱/۹۴	۱/۹۳	۱/۹۵	۱/۹۱	۱/۸۷	۱/۸۷	۱/۸۷	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۸۷
Mg#	۶۵/۴۵	۶۱/۹۶	۵۰/۸۸	۵۹/۹۱	۶۵/۶۷	۵۸/۷۳	۶۱/۵۴	۵۵/۷۸	۶۱/۰۶	۵۹/۶۵	۵۵/۳۰

جدول ۲. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در الیون گابرونوریت چشمه قصابان. از نمونه های PI-1 و PI-2  
2 مقطع شیمیایی از مرکز به حاشیه تهیه شده است. C: مرکز، M: میانه، R: حاشیه

	PI-1			PI-2			PI-3	PI-4	PI-5	PI-6	PI-7	PI-8	PI-9	PI-10	PI-11
	C	M	R	C	M	R									
SiO <sub>2</sub>	۵۱/۶۷	۵۴/۳۱	۵۶/۷۰	۵۲/۲۲	۵۲/۴۴	۵۸/۷۴	۵۱/۹۸	۵۲/۱۴	۵۳/۱۱	۵۱/۶۷	۶۱	۶۲/۱۳	۵۲/۴۵	۵۸/۹	۵۸/۷۴
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳۱/۲۳	۲۹/۴۲	۲۷/۷۲	۳۰/۷۸	۳۰/۹۱	۲۵/۷۷	۳۱/۳۷	۳۱/۱۵	۳۱/۲۴	۳۱/۲۳	۲۴/۸۷	۲۳/۵۳	۳۱/۰۶	۲۶/۲۸	۲۵/۷۷
FeO	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۴
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰۴	۰/۱۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۰۱
CaO	۱۳/۳۱	۱۱/۰۳	۹/۰۷	۱۲/۰۸	۱۲/۶۱	۷/۰۳	۱۳/۲۳	۱۲/۹۳	۱۲/۷۱	۱۳/۳۱	۵/۶۷	۴/۴	۱۲/۷۴	۷/۴۶	۷/۰۳
Na <sub>2</sub> O	۴/۰۳	۵/۲۴	۶/۳۹	۴/۲۶	۴/۴۱	۷/۵۳	۴/۱۱	۴/۱۱	۴/۲۶	۴/۰۳	۸/۴	۸/۹۴	۴/۴۳	۷/۳۱	۷/۵۳
K <sub>2</sub> O	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۹
Total	۱۰۰/۳۶	۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۵۲	۹۹/۲۲	۱۰۰/۸	۱۰۰/۵	۱۰۰/۱۵	۱۰۰/۴	۱۰۰/۰۸	۹۹/۳۴	۱۰۰/۸	۱۰۰/۱۸	۹۹/۲۲
Si	۲/۳۲	۲/۱۷	۲/۲۷	۲/۰۸	۲/۰۹	۲/۳۷	۲/۳۴	۲/۳۵	۲/۳۷	۲/۳۴	۲/۷۱	۲/۷۷	۲/۳۶	۲/۶۲	۲/۶۴
Al	۱/۸۷	۱/۵۷	۱/۴۸	۱/۶۴	۱/۶۴	۱/۳۹	۱/۶۶	۱/۶۶	۱/۶۴	۱/۶۷	۱/۳	۱/۳۴	۱/۶۵	۱/۳۸	۱/۳۷
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰
Fe	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱
Ca	۱/۱۹	۰/۸۸	۰/۷۲	۱/۰۲	۱/۰۰	۰/۵۷	۰/۶۴	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۶۵	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۶۱	۰/۳۶	۰/۳۴
Na	۰/۷۲	۰/۸۴	۰/۰۲	۰/۶۸	۰/۷۰	۱/۲۱	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۳۹	۰/۶۳	۰/۶۶
K	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵
Total	۶/۱۱	۵/۴۷	۵/۵۱	۵/۴۴	۵/۴۵	۵/۵۵	۵/۰۱	۴/۹۹	۴/۹۹	۵/۰۱	۵/۰۱	۵	۵/۰۱	۵/۰۰	۵
Or	۰/۱۱	۰/۳۱	۰/۵۸	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۷۸	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۲۷	۰/۰۷	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۱۴	۰/۵۳	۰/۵
Ab	۳۷/۶۸	۴۸/۵۶	۵۸/۱۲	۳۹/۷۸	۴۰/۹۸	۶۷/۶۷	۳۵/۹	۳۶/۴	۳۷/۶	۳۵/۳۸	۷۲/۴۳	۷۸/۲۲	۳۸/۵۶	۶۳/۶	۶۵/۶۶
An	۶۲/۳۱	۵۱/۱۳	۴۱/۲۹	۵۹/۷۶	۵۸/۶۴	۳۱/۵۵	۶۳/۹	۶۳/۴	۶۲/۱	۶۴/۵۵	۲۷/۰۳	۲۱/۲۷	۶۱/۲۹	۳۵/۸۶	۳۳/۲۴

جدول ۳. نتایج محاسبات دما و فشارسنجی الیون گابرونوریت های چشمه قصابان با استفاده از ترکیب آمفیبول و پلاژیوکلاز: P1:[۲۸], P2:[۲۹], P3:[۳۰], T:[۳۱]

		P1 (±3kbar)	P2 (±0.6 kbar)	P3 (±0.6 kbar)	Average P	T °C (±42 °C)
Amph-Ch6	Par	۸/۹۷	۹/۱۹	۷/۷۸	۸/۶۰	۸۰۹/۸۳
Amph-Ch7	Par	۱۰/۶۰	۱۰/۷۸	۹/۲۷	۱۰/۲۳	۸۳۴/۰۷
Amph-Ch8	Par	۱۲/۳۳	۱۲/۳۶	۱۰/۷۰	۱۱/۸۱	۸۰۰/۴۴
Amph-Ch9	Par	۱۱/۲۰	۱۱/۲۹	۹/۷۰	۱۰/۷۰	۸۳۸/۳۰
Amph-Ch10	Par	۹/۲۶	۹/۴۷	۸/۰۴	۸/۹۲	۸۲۹/۳۷
Amph-Ch11	Par	۱۱/۳۹	۱۱/۴۸	۹/۹۲	۱۰/۹۳	۸۴۱/۶۱

## نتیجه‌گیری

این نتایج پژوهش انجام شده قابل برداشت هستند:

الیوین گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان همدان در شمال کمپلکس الوند دارای آمفیبول‌هایی اولیه از نوع پارگازیت و آمفیبول‌های ثانویه از نوع منیزیوهورنبلند هستند. آمفیبول‌های ثانویه از دگرسانی پیروکسن‌ها شکل گرفته‌اند.

محاسبات دما- فشارسنجی بر اساس آمفیبول‌های پارگازیتی و پلاژیوکلازهای در تعادل با آن‌ها، دما و فشار میانگین ۸۳۵ درجه سانتی‌گراد و ۱۱ کیلو بار را برای تبلور این کانی‌ها نشان می‌دهد که در انطباق با سایر پژوهش‌های انجام شده در منطقه بوده است و نشان‌دهنده مرحله پایانی تبلور این سنگ‌ها است.

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های پارگازیتی نشان‌دهنده شکل‌گیری آن‌ها از مذابی با گرایش ساب آلکالن ویژگی‌های ژئوشیمیایی گوشته‌ای شکل گرفته‌اند که با مواد حاشیه فعال قاره‌ای آرایش یافته‌اند. بر این اساس و با توجه به جایگاه زمین‌ساختی منطقه بررسی شده می‌توان استنباط کرد که این منطقه در فرورانش دچار فازهای کششی گشته که سبب بالا آمدن ماگماهای آستئوسفری و آرایش آنها شده است. چنین رویدادی در محیط‌های کافت پشت کمانی رایج است.

بررسی چگونگی تغییر عناصر در ترکیب مذاب سازنده الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان نشان می‌دهد که روند تغییر غلظت آهن طی فرایند تبلور، افزایشی نبوده است. با توجه به این که افزایش غلظت ماده معدنی طی تکامل مذاب یکی از ویژگی‌های مهم توده‌های کانه‌زا است، عواملی مانند: پایین بودن محتوای آب ماگما که منجر به تبلور زودهنگام پلاژیوکلاز در دمای بالا شده است، بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مذاب و نیز سرعت کند کاهش دما را می‌توان به‌عنوان فاکتورهای مؤثر در جای‌گیری آهن در ساختار پلاژیوکلاز معرفی کرد؛ نتیجه این امر عدم تغلیظ آهن در ترکیب مذاب است. از سوی دیگر، غنی نبودن منشأ مذاب از آهن، از عوامل مهم در ناکامی الیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان در کانه‌زایی آهن است.

## قدردانی

بخشی از هزینه تجزیه‌های این پژوهش از محل پژوهانه دانشگاه شهید چمران اهواز (شماره SCU.EG98.44295) تأمین شده است که بدین‌وسیله از معاونت پژوهشی دانشگاه قدردانی می‌شود. نویسندگان این مقاله از داورهای محترم که با نظرات خود سبب ارتقاء علمی و ساختاری مقاله شدند، کمال قدردانی را دارند.

## منابع

1. Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A., Shang C., Abedini M. V., "Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (2010) 668-683.

2. Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 41 (2011) 238-249.
3. Yang T., Chen J., Liang M., Xin D., Aghazadeh M., Hou Z., Zhang H., Two plutonic complexes of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic belt record Jurassic to Early Cretaceous subduction of an old Neotethys beneath the Iran microplate", *Gondwana Research*, 62 (2018) 249-268.
۴. صادقیان محمود، "بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۳).
5. Ghalamghash J., Mirnejad H., Rashid H., "Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neotethys continental margin, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: A case study from the Alvand Pluton", *Journal of mineralogy and Geochemistry*, 186 (2009) 79-98.
۶. ساکی عادل، میری میرمحمد، اسکندرنیا پیمان، درانی مریم، "بررسی سنگ‌زایی الیوین گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان (شمال باختری همدان) با بهره‌گیری از ترکیب شیمیایی کانی‌ها"، پترولوژی، شماره چهل، (۱۳۹۸)، ۴۵-۶۶.
7. Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran", *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*, 3 (1981) 5-32.
8. Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", 229 (1994) 211-238.
9. Mohajjel M., Fergusson C., Sahandi M., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 21 (2003) 397-412.
10. Hassanzadeh J., Wernicke B.P., "The Neotethyan Sanandaj-Sirjan Zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions", *Tectonics*, 35 (2016) 586-621.
11. Azizi H., Stern R. J., "Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj Sirjan Zone (Iran) make a propagating continental rift, not a magmatic arc", *Terra Nova*, 415-423.
12. Fazlnia A., Schenk V., Van der Straten F., Mirmohammadi M., "Petrology, geochemistry and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran", *Lithos*, 112 (2009) 413-433
13. Berberian F., Muir I., Pankhurst R., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean-Type Plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Journal of the Geological Society*, 139 (1982) 605-614.
14. Aliani F., Maanijou M., Sabouri Z., Sepahi A. A., "Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran", *Chemie der Erde-Geochemistry*, 72 (2012) 363-383.



۱۵. سپاهی گرو علی اصغر، "پتروولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه به گرانیتوئیدها"، پایان‌نامه دکتري، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۸).

16. Saki A., Moazzen M., Baharifar A. A., "Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran", *International geology review*, 54 (2012) 1229-1240.
17. Sepahi A. A., Borzoei K., Salami S., "Mineral chemistry and thermobarometry of plutonic, metamorphic and anatectic rocks from the Tueyserkan area (Hamedan, Iran)", *Geological Quarterly*, 57 (2013) 515-526.
18. Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", *AAPG bulletin*, 52 (1968) 1229-1258
19. Eghlimi B., "Geological map of the Hamedan area, No:5659: 100 000", Geological survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian) (2001).
20. Ashragi S. A., Mahmoudi Garaii M., "Geological Report of the Tuyserkan Sheet, Scale ( 1: 100 000", Geological Survey and Mineral Exploration Country, Iran, Tehran, (2003).
21. Allaby M., "A dictionary of geology and earth sciences:Oxford", Oxford university, (2013).
22. Brown B. L., Gardner G. E., Larsen J., "Amphibole reaction rims in response to decompression compared to heating: An experimental approach", *AGUFM*, (2003).
23. Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", *American mineralogist*, 68 (1983) 277-279.
24. Howthorne T., Oberti R., "Amphiboles: crystal chemistry", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67 (2007) 1-54.
25. Keeditse M., Rajesh H., Belyanin G., Fukuyama M., Tsunogae T., "Primary magmatic amphibole in Archaean meta-pyroxenite from the central zone of the Limpopo Complex, South Africa", *South African Journal of Geology*, 119 (2016) 607-622.
26. Humphreys M. C., "Chemical evolution of intercumulus liquid, as recorded in plagioclase overgrowth rims from the Skaergaard intrusion", *Journal of Petrology*, 50 (2009) 127-145.
27. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming minerals", (1991).
28. Hammarstrom J. M., Zen E. A., "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71 (1986) 1297-1313.
29. Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and f O<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist*, 80 (1995) 549-559.
30. Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (1992) 304-310.

31. 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.
32. Molina J. F., Scarrow J. H., Montero P. G., Bea F., "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158 (2009) 69-98.
33. Ridolfi F., Renzulli A., "calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 C and 2.2 Gpa", *Mineral Petrol*, 163 (2012).
34. Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., Oreilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos*, 99 (2007) 68-84.
35. Jiang C. Y., An S. Y., "on chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significans", *Mineralogy and Petrology*, 3 (1984) 1-9.
36. Xie Y. W., Zhang Y. Q., "Peculiarities and genetic significance of hornblende from granit in the Hengduansan region", *Acta Mineral Sin*, 10 (1990) 35-45.
37. Tiepolo M., Tribuzio R., Vancci R., "The compositions of mantle-derived melts developed during the Alpine continental collision", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144 (2002) 1-15.
38. Daczko N., Emami S., Allibone A., Turnbull I., "Petrogenesis and geochemical characterisation of ultramafic cumulate rocks from Hawes Head, Fiordland, New Zealand", *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 55 (2012) 361-374.
39. Zamanian H., Pazoki A., Alavi A., "Mineral chemistry of index minerals and their implications in the Genesis of the Baba Ali Magnetite Skarn Deposit, Western Iran", *Mining Engineering Conference*, Tarbiat Modarres University, (2005).
40. Pang K. N., Zhou M. F., Lindsley D., Zhao D., Malpas J., "Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: evidence from the Panzhihua intrusion, SW China", *Journal of Petrology*, 49 (2008b) 295- 313.
41. Fenner C. n., "The crystallisation of basalt", *American Journal of Science*, 18 (1929) 225-253.
42. Howarth G. H., Prevec S. A., "Hydration vs. oxidation: Modelling implications for Fe-Ti oxide crystallisation in mafic intrusions, with specific reference to the Panzhihua intrusion, SW China", *Geoscience Frontiers*, 4 (2013) 555.569.

43. Botcharnikov R., Almeev R., Koepke J., Holtz F., "Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobalt implications for the Skaergaard intrusion and Columbia River flood basalts", *Journal of Petrology*, 49 (2008) 1687-1727.
44. Carmichael I. S., "The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106 (1991) 129-141.
45. Kelly K. A., Cottrell E., "Water and the oxidation state of subduction zone magmas", *Science*, 325 (2009) 605-607.
46. Lee C. T. A., Luffi P., Le Roux V., Dasgupta R., Albared F., Leeman W. P., "The redox state of arc mantle using Zn/Fe systematics", *Nature*, 468 (2010) 681-685.
47. Lee C. T. A., Luffi P., Chin E. J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D. M., le Roux V., Yin Q. Z., Jin D., "Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation", *Science*, 336 (2012) 64-68.
48. Jenner F. E., O'neill H. S. C., Arculus R. J., Mavrogenes J. A., "on chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significans", *Journal of Petrology*, 51 (2010) 2445-2464.
49. Tang M., Erdman M., Eldridge G., Lee C. T. A., "The redox "filter" beneath magmatic orogens and the formation of continental crust", *Science advances*, 4 (2018) eaar4444.
50. Smith J. V., Brown W. L., "Feldspar Minerals: Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties", Springer-Verlag, (1998).
51. Lundgaard K. L., Tegner C., "Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147 (2004) 470-483.
52. Phinney W., "Partition coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: Implications for Archean and lunar anorthosites", *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 56 (1992) 1885-1895.
53. Wilke M., Behrens H., "The dependence of the partitioning of iron and europium between plagioclase and hydrous tonalitic melt on oxygen fugacity", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137 (1999) 102-114.
54. Tegner C., "Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128 (1997) 45-51.
55. Danyushevski L. V., Perfit M. R., Eggins S. M., Falloon T. J., "Crustal origin for coupled'ultra-depleted'and'plagioclase'signatures in MORB olivine-hosted melt inclusions: evidence from the Siqueiros Transform Fault, East Pacific Rise", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144 (2003) 619-637.

56. Falloon T. J., Green D. H., Danyushevski L. V., Faul V. H., "Peridotite melting at 1.0 and 1.5 GPa: an experimental evaluation of techniques using diamond aggregates and mineral mixes for determination of near-solidus melts", *Journal of Petrology*, 40 (1990) 1343-1375.
57. Toplis M., Carroll M., "An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral—melt equilibria in ferro-basaltic systems", *Journal of Petrology*, 36 (1995) 1137-1170.
58. Thy P., Leshner C., Nielsen T., Brooks C., "Experimental constraints on the Skaergaard liquid line of descent", *Lithos*, 92 (2006) 154-180.
59. Steel I., Hutcheon I., Smith J., "Ion microprobe analysis and petrogenetic interpretations of Li, Mg, Ti, K, Sr, Ba in lunar plagioclase", *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, (1980) 571-590.
60. Smith J. V., Brown W. L., "Feldspar Minerals: Crystal Structures, Physical, Chemical and microtextural Properties", Springer-Verlag, (1988).
61. Namur O., Charlier B., Toplis M. J., Higgins M. D., Liegeois J. P., Vander Auwera J., "Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobaltic Sept Iles layered intrusion, Canada", *Journal of Petrology*, 51 (2010) 1203-1236.