



نگرشی نو بر سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی بروجرد

امد احمدی‌فلیج^۱، زهرا طهماسبی^۲، شهریار کشتگر^{۳*}

(۱) دانشگاه لرستان، دانشکده‌ی علوم، گروه زمین‌شناسی khalagi2002@yahoo.com

(۲) دانشگاه لرستان، دانشکده‌ی فنی و مهندسی، گروه معدن

(۳) دانشگاه جامع علمی- کاربردی زاهدان

*عاهده‌دار مکاتبات

هکیده

منطقه‌ی بروجرد از نظر زمین‌شناسی بخش کوچکی از زون سنندج- سیرجان محسوب می‌شود. سنگ‌های دگرگونی در این منطقه به دو گروه ناحیه‌ای و مجاورتی تقسیم می‌شوند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای که بخش وسیعی از منطقه را در بر می‌گیرند شامل اسلیت و فیلیت بوده و در محدوده‌ی رخساره‌ی شیست سبز (زون کلریت) قرار می‌گیرند. نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به صورت کشیده و طویل به موازات شیستوزیته غالب این سنگ‌ها با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی، یک دگرگونی مجاورتی در حد رخساره‌ی پیروکسن هورنفلس را به وجود آورده است. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در بخش شمالی توده شامل توالی کاملی از دگرگونی درجه‌ی پائین تا بالا شامل شیست لکه‌دار، هورنفلس شیست، هورنفلس و میگماتیت می‌باشند ولی در بخش جنوبی به دلیل وجود سیستم‌های گسله و رانده شدن سنگ‌های گرانیتوئیدی بر روی سنگ‌های دگرگونی، این توالی به طور کامل دیده نمی‌شود. شواهد صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهند که میگماتیت‌ها از نوع تزریقی بوده و در حقیقت در اثر تزریق ماگمای گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های دگرگونی به وجود آمده‌اند. محاسبات دماسنجی گارنت- بیوتیت بر روی هورنفلس‌ها دمای به تعادل رسیدن این زوج کانی را با احتساب متوسط همه‌ی کالیبراسیون‌ها ۴۷۲ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: بروجرد، سنندج- سیرجان، دگرگونی، میگماتیت، هورنفلس

A new view on the metamorphic rocks of the Boroujerd area

A. Ahmadi-Khalaji^{1*}, Z. Tahmasbi² & Sh. Keshtgar³

1) Department of Geology, Faculty of Science, University of Lorestan, Lorestan, I. R. Iran *

2) Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Lorestan, Lorestan, I. R. Iran

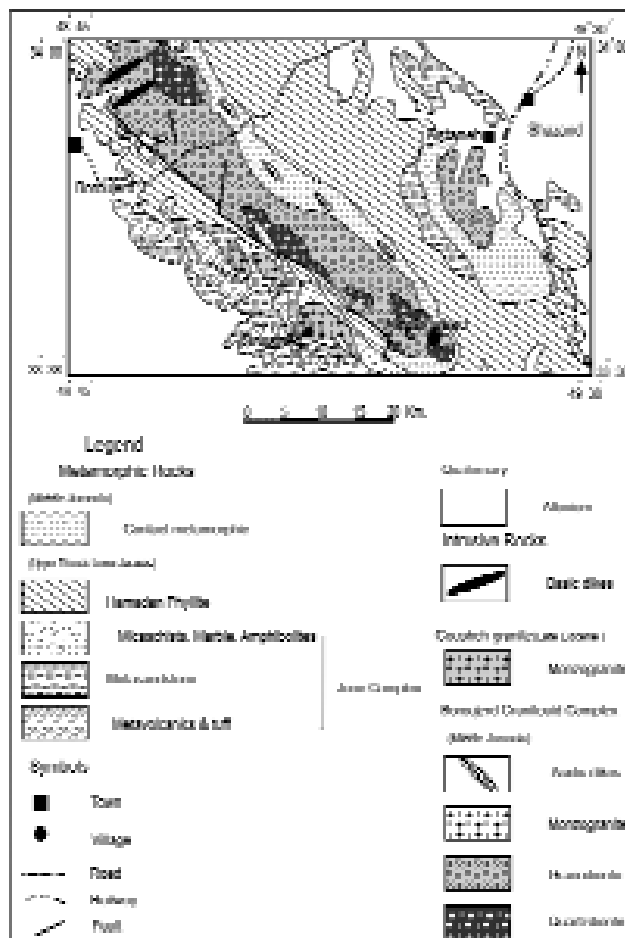
3) University of Applied Science and Technology, Sistan & Baluchistan Province, Zahedan, I. R. Iran.

Abstract

The studied area is as a small portion of Sanandaj - Sirjan Zone (SSZ). Metamorphic rocks in this area subdivided to 2 groups on their setting: Regional and Contact. Slate and Phyllite are petrographic facieses of regional metamorphism. This metamorphism has affected a vast area and is of low grad in green schist (Chlorite Zone). The Boroujerd granitoid massif is elongated and parallels the prevail-

ing schistose in these rocks by the trend of NW-SE. By the injection of it, a contact metamorphism has occurred which can be considered as a pyroxene hornfels facies. Contact metamorphic rocks, consisting of spotted schists, hornfels-schist, hornfels and migmatites, are evident only to the north of the pluton, because the southern margin of it is controlled by a fault system parallel to the contact and the granitoid rocks are thrusts onto the metamorphic rocks. Field and microscopy evidence show that migmatites are injective and occurred by intrusion of granitoid magma into metamorphic rocks. Calculation of garnet-biotite thermometer by all of the average calibrations, account 472° C for equilibrium this two minerals in hornfels.

Key words: Boroujerd, hornfels, migmatite, metamorphism, Sanandaj - Sirjan Zone.



تصویر ۱- نقشه ی ساده شده ی زمین شناسی منطقه ی مورد مطالعه

احمدی خلجی (۱۳۸۵)، سبب متفاوت شدن رخساره های دگرگونی در دو طرف آن شده است.

۲- بحث

سنگ های دگرگونی موجود در منطقه شامل سنگ های دگرگونی ناحیه ای درجه ی پائین و مجاورتی درجه ی پائین تا درجه ی بالا می باشند. مرز بین این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی شناسی مشخص گردید. سنگ های دگرگونی ناحیه ای شامل

۱- مقدمه

منطقه ی مورد مطالعه بخشی از زون سنندج- سیرجان محسوب می شود که در استان های لرستان و مرکزی، در شرق و جنوب شرق شهرستان بروجرد بین طول های جغرافیایی ۴۵° ۴۸' تا ۳۰' ۴۹° شرقی و عرض های جغرافیایی ۳۸' ۳۳° تا ۳۴° شمالی با وسعت تقریبی ۶۰۰ کیلومتر مربع قرار دارد (تصویر ۱). با وجود تکنیک شدیدی که پیچیدگی هایی در زمین شناسی منطقه به وجود آورده است، می توان ردیفی از سنگ ها را تشخیص داد به طوری که قدیمی ترین نهشته های موجود در این ناحیه متعلق به پالئوزوئیک و تریاس بوده که در جنوب شرقی بروجرد رخمون دارند (رادفر ۱۳۶۶). بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را سنگ های پلیتی دگرگون شده موسوم به فیلیت های همدان تشکیل می دهند و نهشته های آهکی دگرگون شده ای که بر روی این فیلیت ها قرار دارند حاوی آمونیت هایی با سن توآرسین (اواخر ژوراسیک زیرین) می باشند (واعظی پور و اقلیمی ۱۳۶۳). بنابراین سن نهشته شدن فیلیت ها تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین در نظر گرفته می شود (رادفر ۱۳۶۶).

مهم ترین حادثه ی زمین شناسی در این ناحیه، پیدایش توده ی گرانیتوئیدی بروجرد با سن ژوراسیک میانی است (Ahmadi-Khalaji et al 2007). (احمدی خلجی ۱۳۸۵) که به صورت کشیده و طویل به موازات شیبستویته ی غالب سنگ های دگرگونی ناحیه ای با روند شمال غربی- جنوب شرقی نفوذ کرده و در طی آن دگرگونی مجاورتی به وقوع پیوسته است (تصویر ۱). گسل ها مهم ترین ساختارهای ماکروسکوپی منطقه ی مورد مطالعه را تشکیل می دهند. از جمله ی آن ها، گسل بزرگی به موازات حاشیه ی جنوبی توده ی گرانیتوئیدی بروجرد می باشد (تصویر ۱) که با راندن این توده بر روی سنگ های دگرگونی (Berthier et al. 1974, Masoudi 1997),

مجاورتنی درجه بالا (هورنفلس) هستند. بررسی‌های میکروسکوپی لکه‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها تغییرات مهمی را متحمل شده‌اند و کانی‌های جدیدی در آن‌ها به وجود آمده یا در حال تشکیل است، به طوری که بیوتیت با چندرنگی واضح در این سنگ‌ها ظاهر می‌شود و سریسیت بر اثر تبلور مجدد به مسکوویت تبدیل شده است. این لکه‌ها اغلب از تجمع و تراکم کلریت، مسکوویت و بیوتیت تشکیل شده‌اند و یا در حال تبدیل به آندالوزیت و یا کلدیریت می‌باشند. به علت وجود این لکه‌ها بافت آن‌ها پرفیروگرانوبلاستیک یا پرفیرولیپیدوبلاستیک است. مجموعه‌ی کانی‌شناسی این سنگ‌ها حاکی از حرارتی بین ۴۵۰-۴۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد است (Barker 1990) و حد دگرگونی زون بیوتیت را نشان می‌دهند.

با نزدیک شدن به توده، در این سنگ‌ها لکه‌های سیاه رنگی از کلدیریت به ابعاد ۱-۲ میلیمتر و به رنگ سیاه متمایل به قهوه‌ای ظاهر می‌شوند. اما این سنگ‌ها در منطقه گسترش چندانی ندارند و بیشتر به صورت نوار باریکی در بخش جنوبی توده رخنمون دارند. کانی کلدیریت که پرفیروبلاست این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد به صورت بیضوی شکل با ادخال‌هایی از کوارتز دیده می‌شود و اغلب به مجموعه‌ی قهوه‌ای رنگی از مواد دیگر نظیر اکسیدهای آهن تجزیه شده است. احتمالاً شیست‌های لکه‌دار آندالوزیت دار گسترده‌ترین واحد شیستی در منطقه می‌باشند. این سنگ‌ها که به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند حاوی بلورهایی از آندالوزیت با ابعاد ۱۰-۳ سانتیمتر می‌باشند و دارای بافت پرفیروبلاستی و پوئی کیلوبلاستی هستند. کانی آندالوزیت اغلب به سریسیت تبدیل شده است (تصویر b-۲) و در بعضی از نمونه‌ها حاوی ادخال‌های فراوان از گرافیت (کیاستولیت) می‌باشد.

از نکات قابل توجه در مورد کانی‌های موجود در شیست‌ها می‌توان به وجود موضعی کانی گارنت اشاره کرد (تصویر c-۲) که گاه حاوی ادخال‌هایی از کوارتز و بیوتیت می‌باشد. شیست‌های گارنت‌دار در مقایسه با سایر شیست‌ها از گسترش کمی در منطقه برخوردار هستند. کانی گارنت در بعضی از هورنفلس شیست‌ها و هورنفلس‌ها نیز به ندرت دیده می‌شود. کمبود کانی گارنت در سنگ‌های منطقه می‌تواند به دلیل فقیر بودن سنگ اولیه‌ی این سنگ‌ها از منیزیم و یا پائین بودن فشار لازم برای تشکیل آن باشد. (Yardley 1989)

اسلیت‌ها و فیلیت‌ها هستند که تغییرات بافتی محسوسی را نشان نمی‌دهند، ولی به طرف توده‌ی نفوذی تغییرات بافتی نمایان می‌شود و بیوتیت ظاهر می‌شود. پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتنی در نظر گرفته می‌شود. اسلیت‌ها و فیلیت‌ها به صورت تپه‌ی ماهوری بارنگ‌های سیاه تا مایل به سبز دیده می‌شوند و به طور کلی تمام سنگ‌های دگرگونی درجه‌ی بالاتر به آن‌ها ختم می‌شوند. در بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت لیپیدوبلاستیک و لیپیدوگرانوبلاستیک هستند و حاوی کانی‌های کوارتز، کلریت، میکای سفید، فلدسپار (با منشاء تخریبی)، تورمالین (با منشاء گرمایی)، مواد آلی و کانی‌های اکسیدی می‌باشند (تصویر a-۲) این سنگ‌ها دانه ریز و تا حدودی لمس چرب دارند و در واقع تناوبی از لایه‌های نازک شیل و سیلت سنگ بوده‌اند که دگرگون شده‌اند. با توجه به پارائز کانی‌ها، این سنگ‌ها در حد رخساره‌ی شیست سبز (زون کلریت) بوده و در دمای ۴۰۰-۳۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد دگرگون شده‌اند. (Hyndman 1985)

دگرگونی مجاورتنی با شیست‌های لکه‌دار شروع می‌شود و به هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها ختم می‌شود. در این منطقه، مجموعه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره‌ی شیست سبز دیده می‌شود که در طی نفوذ توده‌ی گرانیوتییدی در امتداد سطح شیستوزیته آن‌ها، یک مجموعه‌ی دگرگونی مجاورتنی دمای بالا-فشار پائین حاصل شده است. در بخش جنوبی توده (تصویر ۱)، دگرگونی مجاورتنی به دلیل گسله بودن (احمدی خلجی ۱۳۸۵)، ناقص یا دیده نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کلدیریت‌دار یا کلدیریت هورنفلس که به اسلیت و فیلیت ختم می‌شوند، وجود دارد. در بخش شمالی توده، میگماتیت‌های تزریقی و هورنفلس‌ها دیده می‌شوند (Masoudi, 1997, Berthier et al. 1974 احمدی خلجی ۱۳۸۵) در این مقاله ویژگی‌های صحرائی، پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی مجاورتنی و در نهایت شیمی کانی‌های مختلف سنگ‌ها بررسی می‌شود.

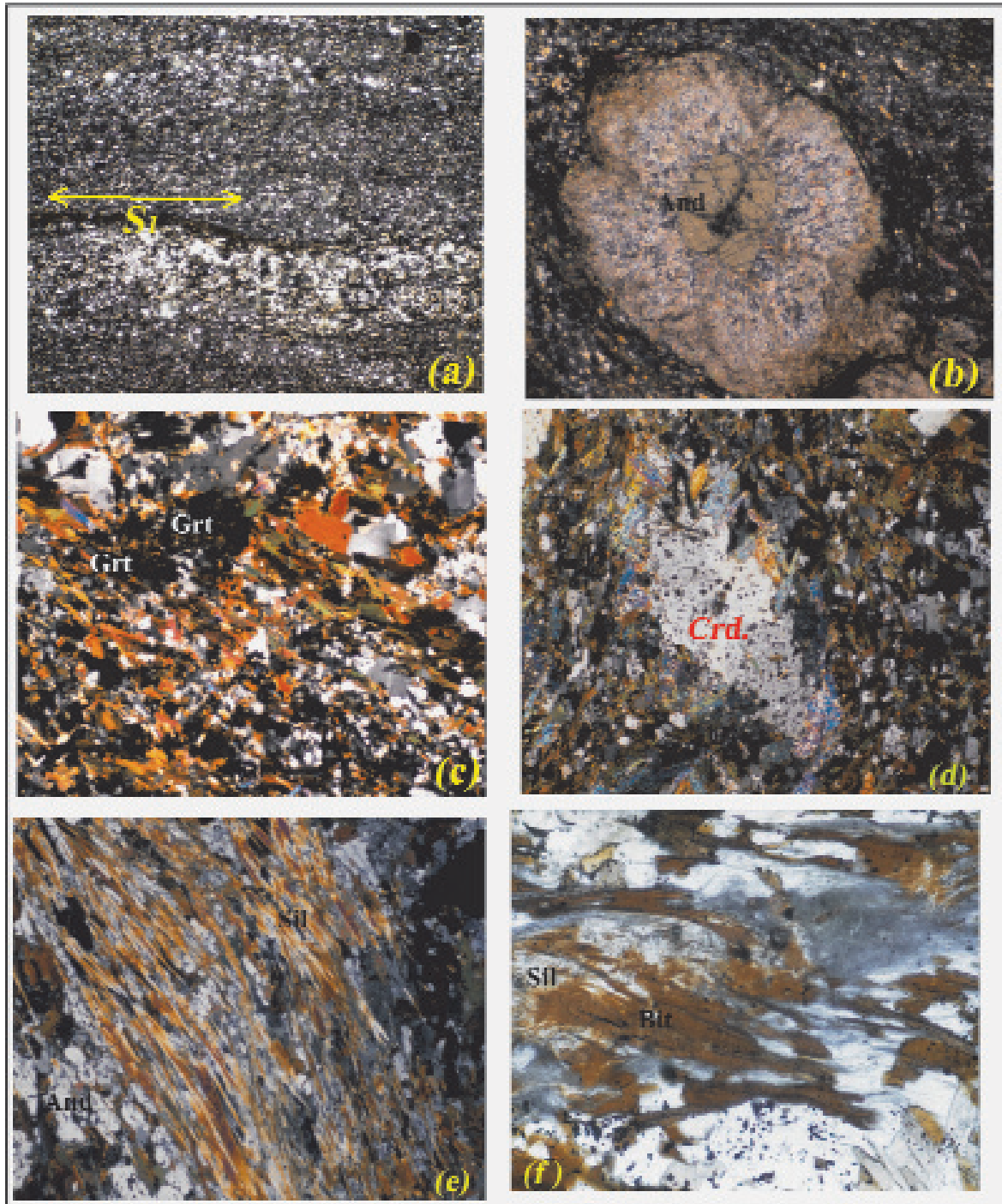
۱-۱- شیست‌های لکه‌دار

این سنگ‌ها که خارجی‌ترین بخش از هاله‌ی دگرگونی را تشکیل می‌دهند به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و خاصیت تورق خود را حفظ نموده‌اند و در حقیقت حد بین سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و

۲-۲- هورنفلس شیست ها

هورنفلس شیست ها هنوز شیستوزیته خود را حفظ کرده اند ولی سخت تر شده و تا حدودی حالت هورنفلسی پیدا کرده اند. در این سنگ ها بلورهای آندالوزیت به خوبی دیده می شوند و فابریک پرفیروگرانوبلاستیک به سنگ می دهند. در بعضی از نمونه ها نیز که به سمت توده نزدیک تر هستند آندالوزیت ها از بخش حاشیه ای به سیلیمانیت فیبری (فیبرولیت) تبدیل شده اند.

واژه‌ی هورنفلس شیست شامل سنگ هایی است که در حد فاصل شیست های لکه دار و هورنفلس ها قرار دارند. تفاوت اصلی این سنگ ها با شیست های لکه دار، پیشرفت تبلور در کانی های دگرگونی مجاورتی و در نتیجه محو شدن تدریجی فولیاسیون است، اما هنوز بقایای فولیاسیون بخصوص در نمونه‌ی دستی دیده می شود. با اینکه



تصویر ۲- تصاویر میکروسکوپی از سنگ های دگرگونی: a- سنگ های دگرگونی ناحیه ای، b- شیست هایی با لکه هایی از آندالوزیت، c- شیست هایی با لکه هایی از گارنت، d- کردیریت با ماکل ساعت شنی، e- تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت منشوری، f- تبدیل بیوتیت به سیلیمانیت فیبری (فیبرولیت).

۲-۳- هورنفلس‌ها

با پیشرفت تأثیر دگرگونی مجاورتی، سنگ‌ها فابریک گرانوبلاستیک به خود می‌گیرند و فولیاسیون در آن‌ها حذف می‌شود و سخت و متراکم می‌گردند. این سنگ‌ها نسبت به شیب‌های لکه‌دار گسترش کمتری دارند و اغلب در نواحی شمال، شمال شرق و شرق منطقه رخنمون دارند و در بخش‌های جنوبی به ندرت دیده می‌شوند. ترکیب این سنگ‌ها در جاهای مختلف متفاوت است، به طوری که در بعضی قسمت‌های بخش شمالی حاوی سیلیمانیت منشوری هستند. در بخش‌های جنوبی بیشتر حاوی کردیریت و آندالوزیت می‌باشند، که می‌تواند ناشی از متفاوت بودن ترکیب سنگ اوکیه و شرایط لازم برای تشکیل این کانی‌ها باشد.

به طور کلی هورنفلس‌های موجود در منطقه دارای سه کانی شاخص دگرگونی یعنی کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت می‌باشند و به طور موضعی و خیلی جزئی گارنت نیز دیده می‌شود. در این سنگ‌ها کردیریت با ماکل ساعت شنی (تصویر ۲-d) دیده می‌شود و فابریک پرفیروگرانوبلاستیک به سنگ می‌دهد و با نزدیک شدن به توده، آندالوزیت نیز ظاهر می‌شود. حضور آندالوزیت و کردیریت با هم در این سنگ‌ها می‌تواند به دلیل پائین بودن درجه‌ی اکسیداسیون ناشی از فراوانی مواد آلی کربنی باشد. (Turner 1968) حضور این مواد موجب تنزل مرزهای واکنشی در سنگ به درجات پائین‌تر می‌گردد (Bucher & Frey 1994) و همین امر سبب عدم حضور مجموعه‌ی پاراژنزی استارولیت- آندالوزیت در این منطقه نیز شده است. بلورهای آندالوزیت شکل اسفنجی و ساختمان اسکلتی دارند و به صورت پوئی کیلوبلاستیک دیده می‌شوند، به طوری که مانند شبکه‌ای، بلورهای کوچک بی‌شماری از مسکوویت، بیوتیت، کوارتز و کردیریت را فرامی‌گیرند که حاکی از رشد سریع این کانی می‌باشد. به سبب پیشرفت دگرگونی، سیلیمانیت در حاشیه‌ی آندالوزیت ظاهر می‌شود و کم‌کم با نزدیک‌تر شدن به توده، پلی‌مورفیسم آندالوزیت به سیلیمانیت افزایش می‌یابد و گاه آندالوزیت به‌طور کامل به سیلیمانیت تبدیل می‌شود. (تصویر ۲-e) شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها سیلیمانیت به صورت منشوری و فیبرولیتی دیده می‌شود و به نظر می‌رسد که فیبرولیت‌ها به طور مستقیم از بیوتیت‌ها به وجود آمده‌اند. (تصویر ۲-f) سیلیمانیت منشوری ممکن است از فیبرولیت‌های قبلی نیز حاصل شده باشد.

وجود سیلیمانیت به صورت بلورهای سوزنی درون آندالوزیت بیانگر گذر از زون آندالوزیت به سیلیمانیت است. از طرف دیگر همراهی بیوتیت با آندالوزیت سبب تسریع در واکنش‌های تشکیل سیلیمانیت می‌گردد، زیرا این کانی به صورت یک تسریع‌کننده (کاتالیزور) عمل می‌کند. (Foster 1991) بیوتیت، پتاسیم فلدسپار، فیبرولیت و گارنت نیز در زمینه سنگ دیده می‌شوند و تورمالین به عنوان کانی فرعی قابل مشاهده است.

۲-۴- میگماتیت‌ها

این سنگ عمدتاً در بخش شمالی توده و داخلی‌ترین بخش هاله‌ی دگرگونی قرار دارد که در مرز بلافضل با توده دیده می‌شوند و پس از سیلیمانیت هورنفلس‌ها به سمت توده ظاهر می‌شوند. در این سنگ‌ها آثاری از ذوب بخشی دیده می‌شود و ساخت‌های میگماتیکی (تصویر ۳) به وضوح مشاهده می‌شوند. این ساخت‌ها شامل چین‌های جریان‌ی (پتیگماتیکی) هستند که جهت خاصی را نشان نمی‌دهند، یا به عبارت دیگر حاصل تنش نیستند، بلکه ناشی از به حالت خمیر در آمدن این سنگ‌ها در اثر حرارت زیاد می‌باشند. در این ساخت‌ها بخش‌های روشن به صورت رگه‌های نامنظم در حد چند سانتیمتر توسعه یافته‌اند. در واقع بخش لوکوسم این سنگ‌ها هستند و به طور واضح ترکیب گرانیته دارند و از کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت و اپاک تشکیل شده‌اند و دارای بافت گرانولار و میرمکیتی می‌باشند. در بخش تیره، بیوتیت فراوان‌ترین کانی می‌باشد، که گاه فیبرولیت به خرج آن‌ها به وجود آمده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی بخش تیره کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت و اپاک می‌باشند.

با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی، این سنگ‌ها در حقیقت در اثر تزریق ماگمای گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های دگرگونی به وجود آمده‌اند. به عبارت دیگر از نوع میگماتیت‌های تزریقی می‌باشند، به طوری که رگه‌های روشن گرانیته در این سنگ‌ها به صورت نامنظم دیده می‌شوند. توده‌ی گرانیتوئیدی مهم‌ترین عامل تأمین حرارت و آب لازم برای شروع ذوب بخشی بوده و این سنگ‌ها در ارتباط با دگرگونی مجاورتی می‌باشند.

وجود کردیریت با ماکل ساعت شنی و تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت منشوری در سنگ‌های منطقه (تصویر ۲-d و ۲-e) حاکی از

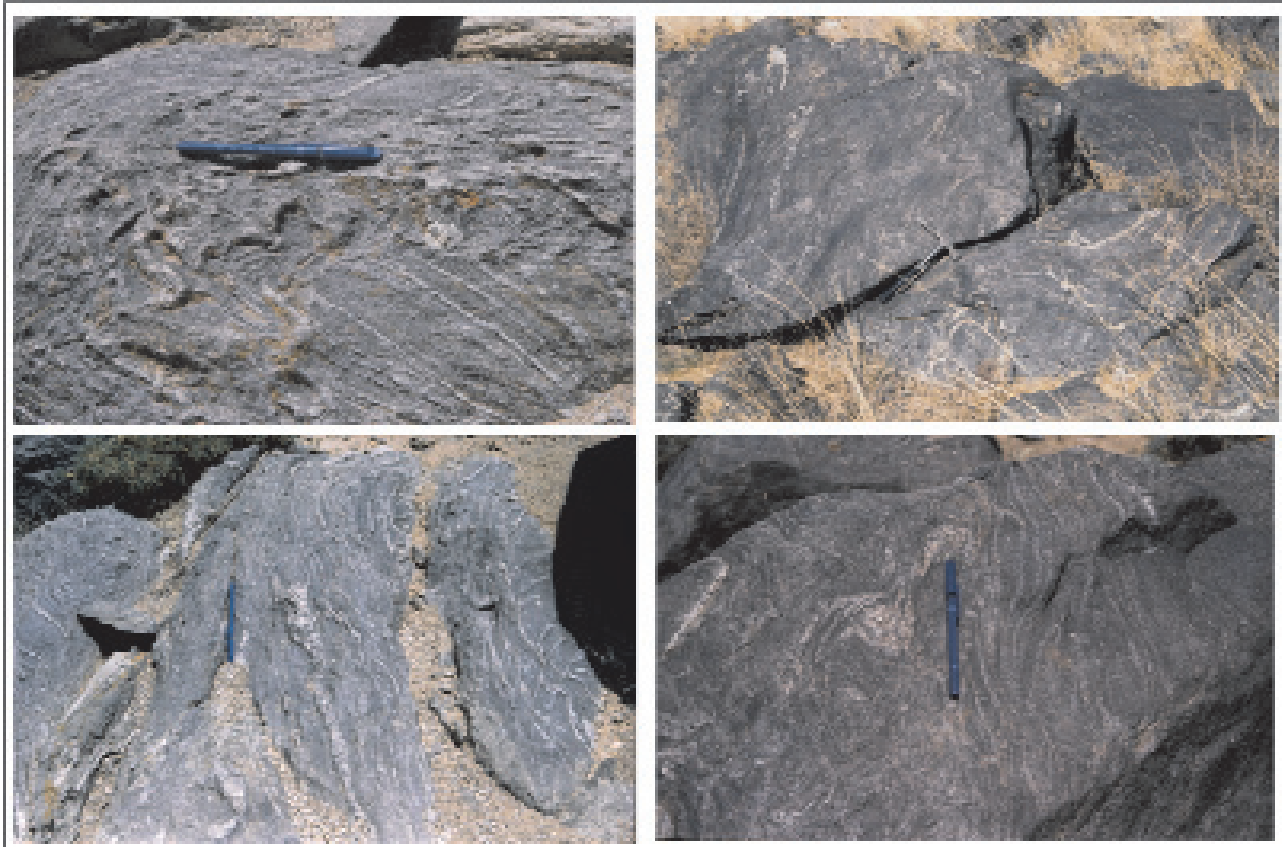
۲-۵- شیمی کانی ها

جهت بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ساختمان کانی های مختلف و مطالعه ی کانی شناسی سنگ های منطقه ی مورد مطالعه، نمونه هایی از سنگ های آذرین و دگرگونی انتخاب و از آن ها مقطع نازک صیقلی تهیه شد. نقاطی از کانی های مختلف مورد آنالیزهای کمی کانیایی میکروپروپ الکترونی مدل CAMECA SX-100 در آزمایشگاه الکترون میکروپروپ انستیتو مینرالوژی و پترولوژی دانشگاه هامبورگ کشور آلمان قرار گرفت که نتایج آنها در این مقاله ارائه می شود.

جهت بررسی ترکیب شیمیایی و فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل پلاژیوکلاز در هورنفلس ها این کانی مورد تجزیه ی الکترون میکروپروپ قرار گرفت (جدول ۱). نتایج حاصل از این تجزیه ها نشان می دهند که ترکیب پلاژیوکلاز موجود در هورنفلس ها از $An=33$ تا $An=37$ تغییر می کند و در رده ی الیگوکلاز-آندزین قرار می گیرند.

بررسی وضعیت شیمیایی مسکوویت های مورد تجزیه قرار

یک دگرگونی پیشرونده ی دما بالا می باشد. (Deer et al. 1991). بر اساس روابط پاراژنتیکی طیف دمایی ۶۵۰-۶۰۰ درجه ی سانتیگراد برای آن ها برآورد می شود. (Winkler 1976) از طرف دیگر حضور آندالوزیت و نبود کیانیت در این سنگ ها حاکی از دگرگونی در فشارهای کمتر از چهار کیلو بار می باشد. (Winkler 1976) به این ترتیب دگرگونی مجاورتی در منطقه ی مورد مطالعه حداکثر تا حد رخساره ی پیروکسن هورنفلس پیش رفته است. مجموعه ی کانی شناسی هاله ی دگرگونی، ویژگی های سری رخساره ی تیپ یک (I) و زیر رخساره ی (Pattison & Tracy 1991) C را نشان می دهند. در این سری کردیریت و آندالوزیت در درجات پائین و متوسط توسعه یافته اند و مجموعه ی آندالوزیت-پتاسیم فلدسپار یا آندالوزیت - سیلیمانیت - پتاسیم فلدسپار در درجات بالا با همدیگر همزیست هستند و مجموعه ی گارنت - سیلیمانیت - کردیریت - پتاسیم فلدسپار فقط در بعضی از قسمت های هاله دیده می شوند. هورنفلس ها در درجات متوسط دارای مجموعه ی مسکوویت - کردیریت - آندالوزیت - بیوتیت - کوارتز می باشند.



تصویر ۳- تصاویری از نمای کلی میگماتیت های موجود در منطقه که ساخت های میگماتیکی از جمله چین های جریان (پتیگماتیکی) که در اثر وجود مذاب تشکیل شده اند به خوبی دیده می شوند.

جدول ۲- آنالیزهای میکروپروب برای موسکوویت از یک نمونه گرانودیوریت و یک نمونه هورنفلس، موسکوویت بر اساس ۱۱ اکسیژن محاسبه شده است.

H	H	H	Gd	Gd	نمونه ی سنگ
Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	کانی
#۱۲	#۷	#۶	#۵	#۴	Pint Namber
۶۰/۲۸	۵۳/۶۸	۴۷/۴۲	۴۵/۷۷	۴۶/۰۴	SiO ₂
۲۷/۳۵	۳۱/۸۵	۳۵/۶۱	۳۴	۳۴/۴۸	Al ₂ O ₃
۰/۳۶	۰/۴	۰/۴۳	۰/۹۹	۰/۹۶	MgO
۰/۷	۰/۹۶	۰/۹۲	۱/۹۷	۱/۹۴	FeO
۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۴	۱/۰۹	۰/۵۷	TiO ₂
۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	MnO
۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰/۰۸	CaO
۰/۸۷	۱/۰۳	۱/۲۶	۰/۳۵	۰/۳۸	Na ₂ O
۶/۵۶	۷/۶۲	۸/۴۲	۹/۲۵	۹/۱۸	K ₂ O
۰/۰۱	۰/۰۵	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	Cr ₂ O ₃
۰/۰۴	۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰	NiO
۹۶/۴۱	۹۵/۸۷	۹۴/۳۷	۹۳/۸۳	۹۳/۷۵	Total
۱-Mus-۳	۲-Mus-۲	۱-Mus-۲			
Formulae calculated on the basis of 11 Oxygen atoms					
۳/۷۸	۳/۴۵	۳/۱۴	۳/۰۹	۳/۱	Si
۰/۲۲	۰/۵۵	۰/۸۶	۰/۹۱	۰/۹	AlIV
۴	۴	۴	۴	۴	Σ
۱/۸	۱/۸۵	۱/۹۲	۱/۷۹	۱/۸۴	AlVI
۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	Mg
۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۱۱	Fe
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۳	Ti
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	Mn
۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	Ca
۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	Cr
۱/۹	۱/۹۷	۲/۰۴	۲/۰۸	۲/۰۹	Σ
۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۰۵	Na
۰/۵۲	۰/۶۲	۰/۷۱	۰/۸۲	۰/۷۹	k
۶/۵۳	۶/۷۳	۶/۹۱	۶/۹۴	۶/۹۳	Xab

جدول ۱- آنالیزهای میکروپروب برای پلاژیوکلاز از یک نمونه هورنفلس، پلاژیوکلاز بر اساس هشت اکسیژن محاسبه شده است.

H	H	H	H	H	H	نمونه ی سنگ
# Plg	# Plg	# Plg	# Plg	# Plg	# Plg	کانی
۱۱	۱۰	۹	۸	۴	۳	ti
۵۹/۶۲	۵۹/۷۳	۵۹/۲۲	۵۹/۷۵	۵۸/۹۶	۵۸/۲۱	SiO ₂
۲۵/۶۱	۲۵/۸۹	۲۶/۳۸	۲۵/۸۳	۲۵/۹۱	۲۶/۳۹	Al ₂ O ₃
۰	۰	۰	۰	۰	۰	MgO
۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱۳	۰	۰/۱۳	۰	FeO
۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰	TiO ₂
۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	MnO
۶/۸	۶/۹۳	۷/۳۱	۶/۸۸	۷/۲۲	۷/۷۲	CaO
۷/۷۱	۷/۶۷	۷/۴۹	۷/۶۶	۷/۴۱	۷/۲۵	Na ₂ O
۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	K ₂ O
۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰	Cr ₂ O ₃
۰/۰۵	۰	۰	۰	۰/۰۴	۰	NiO
۹۹/۹۶	۱۰۰/۳۳	۱۰۰/۶	۱۰۰/۱۹	۹۹/۷۵	۹۹/۶۳	Total
۴-Pig-۳	۳-Pig-۳	۲-Pig-۳	۱-Pig-۳			
Formulae calculated on the basis of 8 Oxygen atoms						
۲/۶۶	۲/۶۵	۲/۶۳	۲/۶۶	۲/۶۴	۲/۶۱	Si
۱/۳۳	۱/۳۵	۱/۳۸	۱/۳۵	۱/۳۷	۱/۳۹	Al
۰	۰	۰	۰	۰	۰	Mg
۰	۰	۰	۰	۰	۰	Fe
۰	۰	۰	۰	۰	۰	Ti
۰	۰	۰	۰	۰	۰	Mn
۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۳۷	Ca
۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶۳	Na
۰	۰	۰	۰	۰	۰	k
۰	۰	۰	۰	۰	۰	Cr
۵	۵	۵/۰۱	۵	۵	۵/۰۱	Tot
۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۶۳	Xab
۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۳۷	Xan
۰	۰	۰	۰	۰	۰	Xor
۱	۱	۱	۱	۱	۱	Total

موجود در گرانودیوریت ها در مقایسه با این کانی در هورنفلس ها دارای اکسید منیزیم، دی اکسید تیتانیم، اکسید پتاسیم و اکسید آهن (*FeO, MgO, TiO₂, K₂O) بیشتر و اکسید سدیم و سیلیس (Na₂O, SiO₂) کمتری هستند.

گرفته در گرانودیوریت ها و هورنفلس های موجود در بلافضل آن ها (جدول ۲) نشان می دهند که ترکیب این کانی در این دو واحد سنگی مختلف کاملاً متفاوت است، به طوری که مسکوویت

جدول ۳- آنالیزهای میکروپروب برای گارنت از یک نمونه هورنفلس و یک نمونه شیست، گارنت بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است.

Hornfe ls	Hornfe ls	Hornfe ls	Hornfe ls	Hornfe ls	Sch	Sch	Sch	نمونه ی سنگ
Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	کانی
#۱۴	#۳۱	#۵	#۲	#۱	#۳	#۲	#۱	PintNumber
۳۵/۸۵	۳۶/۱۱	۳۶/۰۱	۳۶/۲۷	۳۷/۲۳	۳۶/۴۶	۳۶/۲۳	۳۵/۸۷	SiO ₂
۲۱/۱۵	۲۱/۲۵	۲۱/۱۵	۲۱/۰۵	۲۱/۸۵	۲۱/۲۴	۲۱/۰۱	۲۰/۷۴	Al ₂ O ₃
۱/۶۵	۱/۶۴	۱/۶۱	۷	۱/۴۱	۰/۹۶	۱/۲۲	۰/۸	MgO
۳۴/۱۸	۳۶/۲۴	۳۶/۹۲	۳۳/۸۹	۲۸/۴۵	۲۸/۰۶	۲۸/۱۳	۲۸/۳۸	FeO
۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۶	۰	۰/۰۲	TiO ₂
۶/۲۲	۴/۵۶	۳/۷۸	۶/۳۳	۱۱/۹۴	۱۲/۳۶	۱۲/۷۶	۱۲/۷۷	MnO
۱/۱	۱/۱	۱/۱۵	۱/۱۱	۰/۹۳	۱/۲۷	۱/۱۴	۱/۲۵	CaO
۰	۰	۰	۰/۱۱	۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	Na ₂ O
۰	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	K ₂ O
۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	Cr ₂ O ₃
۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۴	NiO
۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۹۹	۱۰۰/۸	۱۰۰/۴۳	۱۰۱/۹۲	۱۰۰/۴۸	۱۰۰/۵۵	۹۹/۹۳	Total
۲/۹۳	۲/۹۳	۲/۹۳	۲/۹۶	۲/۹۷	۲/۹۷	۲/۹۶	۲/۹۶	Si
۲/۰۴	۲/۰۴	۲/۰۳	۲/۰۲	۲/۰۶	۲/۰۴	۲/۰۲	۲/۰۱	Al
۰/۲	۰/۲	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱	Mg
۲/۳۴	۲/۴۶	۲/۵۲	۲/۳۱	۱/۸	۱/۹۱	۱/۹۲	۱/۹۶	Fe
۰	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	Ti
۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۴۴	۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۸۹	Mn
۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱۱	Ca
۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰	Na
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	K
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	Cr
۸/۰۴	۸/۰۵	۰	۸/۰۳	۷/۹۹	۸/۰۱	۸/۰۳	۸/۰۴	Total
۴/۱۱	۳۹/۴۷۰	۳۹/۱۹	۴۰/۵۵	۴۲/۸۷	۳/۸۹	۴/۸۷	۳/۲۳	Py
۲۷/۸۹	۲۷/۲۳	۲۷/۱۳	۲۷/۷۳	۲۹/۶۵	۶۳/۹۱	۶۲/۹۳	۶۴	Alm
۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۸	۳/۷۱	۳/۲۷	۳/۶۱	Gro
۳/۹۷	۳۳/۱۳	۳۳/۶۱	۳/۶۸	۲۷/۴	۲۸/۵	۲۸/۹۲	۲۹/۱۶	Sp
۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	Σ

و نبود آن در جاهایی غیر از حضور بیوتیت نیز نشان می دهد که مسکوویت بر اثر دگرسانی حاصل شده و منشاء ثانوی دارد.

نتایج حاصل از تجزیه ی گارنت در شیست ها، هورنفلس ها و گرانودیوریت های بخش حاشیه ی توده ی بروجرد (جداول ۳ و ۴) نشان می دهد که ترکیب آن در شیست ها از $Alm=۶۳$ (آلماندین (Alm)، $Py=۲۹$ اسپسارتین (Sp)، $Sp=۵$ پیروپ (Py)، $Py=۳$ = گروسولار (Gro) تا $Alm=۴۶$ ، $Alm=۹۲$ ، $Sp=۳$ ، $Py=۴$ ، $Gro=۴$ تغییر می کند و در رده ی آلماندین- اسپسارتین قرار می گیرد. این کانی در هورنفلس ها که از حاشیه به حاشیه ی یک بلور مورد تجزیه قرار گرفته است دارای ترکیب $Alm=۴۶$ ، $Sp=۷۲$ ، $Py=۶$ ، $Sp=۳$ تا $Gro=۲۸$ ، $Alm=۲۸$ ، $Sp=۸$ ، $Py=۶$ ، $Gro=۴$ می باشد که در رده ی آلماندین- اسپسارتین قرار می گیرد و منطقه بندی نیز نشان می دهد. بیشترین تغییرات از حاشیه به مرکز مربوط به جزء آلماندین و اسپسارتین است، به طوری که از بخش حاشیه به مرکز مقدار آلماندین و پیروپ زیاد ولی اسپسارتین کم می شود. گارنت موجود در گرانودیوریت های بخش حاشیه ی توده که از حاشیه به حاشیه ی یک بلور تجزیه شده است دارای ترکیبی از $Alm=۶۶$ ، $Sp=۵۲$ ، $Py=۵$ ، $Gro=۴$ تا $Alm=۶۷$ ، $Sp=۷$ ، $Py=۳۱$ ، $Gro=۴$ می باشد و تقریباً در رده ی آلماندین- اسپسارتین قرار می گیرد و منطقه بندی نیز نشان می دهد که شبیه به منطقه بندی موجود در گارنت های هورنفلس ها می باشد، به طوری که از بخش حاشیه به مرکز مقدار آلماندین و پیروپ زیاد ولی اسپسارتین کم می شود. تصور می شود که تشابه تغییرات ترکیب گارنت در هورنفلس های بلا فصل گرانودیوریت ها و گارنت موجود در بخش های حاشیه ای این سنگ ها حکایت از هم منشاء بودن آن ها دارد. به عبارت دیگر گارنت موجود در بخش حاشیه ای گرانودیوریت ها در حقیقت زینوکریست هایی هستند که در طی هضم سنگ های دربرگیرنده به دلیل دیرگداز

مسکوویت موجود در گرانودیوریت ها در مقایسه با بیوتیت ها، تشابه بیشتری نشان می دهند (احمدی خلجی ۱۳۸۵) که بیانگر این نکته است که مسکوویت ها به خرج بیوتیت به وجود آمده اند. وجود این کانی به صورت جوانه و پراکنده در حاشیه ی بیوتیت ها

جدول ۵- آنالیزهای میکروپروب برای بیوتیت از یک نمونه هورنفلس، بیوتیت بر اساس ۱۱ اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه ی سنگ	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels
کانی	Bit	Bit	Bit	Bit	Bit
PintNumber	#۱۴	#۱۳	#۵	#۲	#۱
Sio₂	۳۴/۹۴	۵۳/۱۳	۳۴/۹	۳۳/۵۳	۳۴/۷۹
Ai₂O₃	۲۰/۳۵	۱۹/۸۱	۲۳	۱۹/۳۵	۱۹/۹۲
Mgo	۸/۲۵	۸/۲۵	۷/۵۵	۸/۶	۸/۶۶
Feo	۲۰/۶۷	۲۰/۸۴	۱۸/۶۲	۲۱/۴۶	۲۱/۰۹
Tio₂	۱/۳۷	۱/۶۴	۱/۴۵	۱/۸۹	۱/۸۳
Mno	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۳۲	۰/۲۶	۰/۳
Cao	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۰۲
Na₂O	۰/۲۹	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۲۷	۰/۲۵
K₂O	۷/۷۹	۸/۰۷	۷/۰۴	۷/۴۳	۸/۰۸
Cr₂O₃	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶
Nio	۰/۰۱	۰/۰۵	۰	۰/۱	۰/۰۷
Total	۹۴/۴۶	۹۴/۴۵	۹۳/۲۹	۹۳/۰۹	۹۵/۰۷
	۳-bit-۲	۳-bit-۱	۲-bit-۱		
Si	۶/۸۲	۲/۷	۲/۶۵	۲/۶۳	۲/۶۶
AIV	۱/۳۲	۱/۳	۱/۳۵	۱/۳۷	۱/۳۴
Σ	۴	۴	۴	۴	۴
AIVI	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۷۲	۰/۴۲	۰/۴۶
Mg	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۸۶	۱/۰۱	۰/۹۹
Fe	۱/۳۲	۱/۳۴	۱/۱۸	۱/۴۱	۱/۳۵
Ti	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ca	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	۰
Cr	۲/۹۲	۲/۸۲	۲/۸۶	۲/۹۷	۲/۹۱
Σ	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
Na	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۴۷	۰/۷۹
Total	۷/۷۲	۷/۷۲	۷/۵۹	۷/۷۵	۷/۷۴

جدول ۴- آنالیزهای میکروپروب برای بیوتیت و گارنت از یک نمونه گرانودیوریت، بیوتیت بر اساس ۱۱ اکسیژن و گارنت بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه ی سنگ	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd
کانی	Bit	Bit	Bit	Grt	Grt	Grt	Grt
PintNumber	۸#	۲#	۱#	۸#	۲#	۱#	۱#
Sio₂	۳۴/۶۱	۳۴/۵۵	۳۴/۲۵	Sio ₂	۳۷/۱۶	۳۶/۶۵	۳۶/۸۶
Ai₂O₃	۱۸/۶۳	۱۸/۷	۱۸/۸۷	Ai ₂ O ₃	۲۱/۴۲	۲۱/۴۳	۲۱/۴۶
Mgo	۷/۴۸	۷/۴۵	۷/۰۸	Mgo	۲/۷۵	۲/۹	۱/۹۲
Feo	۲۳/۲۳	۲۳/۲	۲۳/۶۵	Feo	۳۳/۹۴	۳۳/۸۴	۳۱/۳۲
Tio₂	۱/۹۲	۲	۲/۳۴	Tio ₂	۰/۰۹	۰/۱	۰/۰۳
Mno	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۱۸	Mno	۴/۸۴	۴/۷۲	۸/۳۹
Cao	۰/۰۲	۰/۰۵	۰	Cao	۱/۱۷	۱/۱۴	۱/۲۴
Na₂O	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۱۹	Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳
K₂O	۸/۴۹	۸/۴۹	۸/۵۷	K ₂ O	۰	۰/۰۱	۰
Cr₂O₃	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳	Cr ₂ O ₃	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۱
Nio	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	Nio	-	۰	۰
Total	۹۴/۷۸	۹۴/۹۷	۹۵/۲	Total	۱۰۱/۴۴	۱۰۰/۸۸	۱۰۱/۲۷
	۱-b-۳	-bit1	-bit1				
Si	۲/۶۹	۲/۶۸	۲/۶۶	Si	۲/۹۷	۲/۹۵	۲/۹۶
Ai	۱/۳۱	۱/۳۲	۱/۳۴	AiIV	۲/۰۲	۲/۰۳	۲/۰۳
Mg	۴	۴	۴	Σ	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۲۳
Fe	۰/۴	۰/۴	۰/۳۹	AIVI	۲/۲۷	۲/۲۷	۲/۱۱
Ti	۰/۸۷	۰/۸۶	۰/۸۲	Mg	۰/۰۱	۰/۰۱	۰
Mn	۱/۵۱	۱/۵۱	۱/۵۴	Fe	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۵۷
Ca	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۴	Ti	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱
Na	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۱۴	Mn	۰	۰	۰
k	۰	۰	۰	Ca	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	Cr	۰	۰	۰
Ni	۲/۹۱	۲/۹	۲/۹	Σ			
Total	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	Na	۸/۰۲	۸/۰۳	۸/۰۲
	۰/۸۴	۰/۸۴	۰/۸۵	K			
	۷/۷۷	۷/۷۸	۷/۷۸	Tot			

نیستند و از طرف دیگر در سنگ های دگرگونی میزبان چنین کانی های دانه درشتی به فراوانی یافت می شوند، لذا به نظر می رسد که این گارنت ها منشاء دگرگونی دارند. محاسبات دماسنجی گارنت- بیوتیت بر اساس تجزیه ی

بودن ذوب نشده اند و باقی مانده اند. وجود زینوکریست هایی از کانی های آندالوزیت در بخش های حاشیه ای این سنگ ها نیز این مطلب را تأیید می نماید. همچنین این بلورها دانه درشت هستند و قابل مقایسه با اندازه ی سایر کانی های سازنده ی این سنگ ها

جدول ۶- نتایج دماسنجی برای زوج های همزیست گارنت- بیوتیت در نمونه ی هورنفلس توسط شش کالیبراسیون مختلف
Bhattacharya et al. 1992, B92, Ferry & Spear 1978, FS78, Hodges & Spear 1982, HS82, Perchuk & Lavrent'eva 1983, PL83, Holdaway et al. 1997, HL97.

Grt-Bit Pairs	۱	۲	۵	۱۳	۱۴
Pressure (K bar)	۳	۳	۳	۳	۳
B92-HW	۴۵۳	۴۸۹	۴۷۹	۴۸۳	۴۸۰
B92-GS	۴۰۲	۴۶۶	۴۷۰	۴۶۹	۴۵۹
FS78	۴۵۸	۴۶۷	۴۲۹	۴۴۳	۴۵۱
HS82	۴۶۸	۴۷۹	۴۴۲	۴۵۵	۴۶۳
PL83	۵۱۲	۵۱۷	۴۹۴	۵۰۲	۵۰۷
HL97	۴۹۲	۴۹۹	۴۷۱	۴۸۱	۴۸۷

تزریق ماگمای گرانیتوئیدی به درون سنگ های دگرگونی به وجود آمده اند. توده ی گرانیتوئیدی مهمترین عامل تأمین حرارت و آب لازم برای تشکیل این سنگ ها بوده است. این سنگ ها مرتبط با دگرگونی ناحیه ای نیستند، بلکه در ارتباط با دگرگونی مجاورتی می باشند و حضور توده ی گرانیتوئیدی برای تشکیل آن ها ضروری بوده است.

وجود کردیریت با ماکل ساعت شنی و تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت منشوری در سنگ های منطقه حاکی از یک دگرگونی پیش رونده ی دما بالا می باشد. بر اساس روابط پاراژنتیکی طیف دمایی ۶۵۰-۶۰۰ درجه سانتی گراد برای این سنگ ها برآورد می شود. از طرف دیگر حضور آندالوزیت و نبود کیانیت در این سنگ ها حاکی از دگرگونی در فشارهای کمتر از چهار کیلو بار می باشد. به این ترتیب دگرگونی مجاورتی در منطقه ی مورد مطالعه حداکثر تا حد رخساره ی پیروکسن هورنفلس پیش رفته است.

تجزیه ی پلاژیوکلازها نشان می دهد که ترکیب این کانی در هورنفلس ها در رده ی الیگوکلاز-آندزین قرار می گیرد. تجزیه ی مسکوویت نشان می دهد که ترکیب این کانی در گرانودیوریت ها و هورنفلس ها کاملاً متفاوت است و مسکوویت موجود در گرانودیوریت ها احتمالاً به خرج بیوتیت به وجود آمده است. وجود این کانی به صورت جوانه و پراکنده در حاشیه ی بیوتیت ها و نبود آن در جاهایی غیر از حضور بیوتیت نیز تأیید کننده ی این مطلب می باشد.

ترکیب گارنت در تمام نمونه های تجزیه شده در رده ی آلماندن- اسپسارتین قرار می گیرد و یک منطقه بندی را نشان می دهد. منطقه بندی این کانی در گرانودیوریت های بخش حاشیه ی توده ی گرانیتوئیدی بروجرد شبیه به منطقه بندی موجود در گارنت هورنفلس ها می باشد، لذا تصور می شود تشابه تغییرات ترکیب گارنت در هورنفلس های بلا فصل گرانودیوریت ها و گارنت موجود در بخش های حاشیه ای این سنگ ها حکایت از هم منشاء بودن آن ها دارد.

محاسبات دماسنجی گارنت- بیوتیت بر روی یک نمونه هورنفلس نشان می دهد که دمای به دست آمده برای زوج همزیست گارنت- بیوتیت با احتساب متوسط همه ی کالیبراسیون ها ۴۷۲ درجه ی سانتی گراد می باشد. این درجه حرارت در حقیقت نشان دهنده ی

بیوتیت ها و گارنت های همزیست برای یک نمونه هورنفلس حاوی کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت انجام گرفته است (جدول ۳ و ۵). برای محاسبه ی دما با این روش از شش کالیبراسیون رایج استفاده شده و فشار حداکثر سه کیلو بار منظور شده است (جدول ۶). همان طور که در جدول ۶ ملاحظه می شود، دمای به دست آمده برای زوج های همزیست با احتساب متوسط همه ی کالیبراسیون ها ۴۷۲ درجه ی سانتی گراد می باشد.

۳- نتیجه گیری

سنگ های دگرگونی موجود در منطقه، شامل سنگ های دگرگونی ناحیه ای درجه ی پائین و مجاورتی درجه ی پائین تا درجه ی بالا می باشند. مرز بین این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی شناسی مشخص شد، به طوری که پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می شود.

سنگ های دگرگونی ناحیه ای شامل اسلیت و فیلیت می باشند و با توجه به پاراژنت کانی ها، در حد رخساره ی شیبست سبز (زون کلریت) هستند و در دمای ۴۰۰-۳۰۰ درجه ی سانتی گراد دگرگون شده اند. سنگ های دگرگونی مجاورتی شامل یک توالی کاملی از دگرگونی درجه ی پایین تا بالا شامل شیبست لکه دار، هورنفلس شیبست، هورنفلس و میگماتیت های تزریقی در بخش شمالی توده گرانیتوئیدی بروجرد می باشند.

با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی، میگماتیت ها در اثر

"Geothermometry, geobarometry and Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke", *New Hampshire, American Mineralogist*, Vol. 67: 1118-1134.

Holdaway, M. J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M. D., Guidotti, C. V. & Dultrow, B. L., 1997, "Garnet-biotite geothermometry revised: New margules parameters and a natural specimen data set from maine", *American Mineralogist*, Vol. 82 (5-6): 582-595.

Hyndman, D. W., 1985, "Petrology of igneous and metamorphic rocks", 2nd Ed., *McGraw-Hill*, New York, 786p.

Masoudi, F., 1997, "Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW, of Arak, Iran", *Ph. D Theses, Leeds University, UK. Dept. of earth sciences*, 127p.

Pattison, D. R. & Tracy, R. J., 1991, "Phase equilibria and thermobarometry of metapelites", In: *Kerrick, D. M. (Ed.), Contact metamorphism, Rev. Mineral.*, Vol. 26: 105-206.

Perchuk, L. L & Lavrent'eva, I. V., 1983, "Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite", In: *S. K. Saxena, (Ed.), Kinetics and equilibrium in mineral reactions, Springer-Verlag, New York: 199-239.*

Turner, F. J., 1968, "Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects", *McGraw-Hill, New York*, 403p.

Winkler, H. G. F., 1976, "Petrogenesis of metamorphic rocks", 4th Ed., *Springer- Verlag, New York*, xii, 334, figs. and tabs. in text, refs., index. Orig. stiff wrs.

Yardley, B. W. D., 1989, "An introduction to metamorphic petrology", *Longman Scientific, Technical, Harlow, England*, 248p.

دمایی است که زوج گارنت و بیوتیت در آن به تعادل رسیده‌اند.

مراجع

احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵، "پترولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد" رساله‌ی دکتری، پردیس علوم، دانشکده‌ی زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۹۰ص.

رادفر، ج.، ۱۳۶۶، "بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه‌ی آستانه - گوشه" پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشکده‌ی علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۹ص.

واعظی پور، م. ج. و اقلیمی، ب.، ۱۳۶۳، "یافته‌های نوین در نهشته‌های ژوراسیک ناحیه‌ی لکان (چهارگوش گلپایگان)" گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Ahmadi-Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. & Rahimpour-Bonab, H., 2007, "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", *J. Asian Earth Sci.*, Vol. 29 (5-6): 859-877.

Barker, A. J., 1990, "Introduction to metamorphic textures and microstructure", *Bakie, Glasgow*, 162p.

Berthier, F., Billiault, J. P, Halbronn, B. & Maurizot, P., 1974, "Etude stratigraphique, petrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros, Iran)", *Thèse de 3e cycle, Grenoble*, pp. 282.

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K. & Raith, M., 1992, "Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 111 (1): 87-93.

Bucher, K. & Frey, M., 1994, "Petrogenesis of metamorphic rocks", *Springer-Verlag, Berlin*, 318 p.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992, "An introduction to the rock-forming minerals", 17th, *Longman Scientific and Technical*, 528 p.

Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978, "Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 66 (2): 113-117.

Foster, C. T., 1991, "The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite", *The Canadian Mineralogist, Mineralogical Association of Canada*, Vol. 29(4): 943-963.

Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982,