مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و چهارم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۵، از صفحهٔ ۲۶۷ تا ۲۸۰

بررسی شواهد ریزساختاری ذوب‌بخشی و شیمی کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی هاله میشو، شمال غرب ایران

نیلوفر روشن روان*، رباب حاجی علی اوغلی، محسن موید

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۷/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۹/۱۹)

چکیده: توده گرانیتوئیدی ادیاکاران میشو و هاله دگرگونی آن در جنوب غرب شهرستان مرند، شمال غرب ایران واقع است. توده گرانیتوئیدی میشو به سن کادومین و با گسترش تقریبی ۵۰ کیلومتر مربع به شکل نعل اسبی است. گرانیت‌های نوع I به سن Ma ۵۷۰–۶۰۰ و گرانیت‌های نوع S برآمده از ذوب بخشی سنگ های پوسته بالایی به سن Ma ۵۷۰–۵۴۰ هستند و ترکیب سنگ‌شناسی این توده، شامل مجموعه سنگی با طیف ترکیبی لوکوگرانیت تا دیوریت است. شواهد ذوب‌بخشی و رخنمون میگماتیت‌ها، در سنگ‌های رسی دگرگونه در نزدیکی کانتاکت با مجموعه گرانیتوئیدی دیده می‌شوند. گسترش میگماتیت‌ها محدود به دگرگونی رسی است. این سنگ‌ها در فاصله ۲۰۰-۱۰۰ متری از توده گرانیتوئیدی ظاهر شده‌اند. انواع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از درجه پایین به درجه بالا عبارتند از اسلیت لکه‌دار (کلریت-مسکوویت- کردیریت هورنفلس)، کردیریت- آندالوریت- مسکوویت هورنفلس، بیوتیت – کردیریت- فلدسپار پتاسیم - گارنت هورنفلس میگماتیت، بیوتیت - گارنت - کردیریت - فلدسپار پتاسیم - سیلیمانیت هورنفلس میگماتیت، بیوتیت - گارنت کردیریت فلدسپار پتاسیم سیلیمانیت هورنفلس میگماتیت. در بخش‌های روشن (لوکوسوم) میگماتیت‌های هاله میشو، حضور کانی‌های پری‌تکتیک چون کردیریت و گارنت نشان‌دهنده نقش واکنش‌های ذوب بخشی در پیدایش آن‌ها است. بافت‌های متنوعی از جمله کوارتزهای بی‌شکل، پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و بافت میرمکیت بیانگر تبلور مستقیم از مذاب هستند، در حالی که برخی فلدسپارهای پتاسیمی با میانبارهای بیوتیت و کوارتز ماهیت باقی مانده از ذوب را نشان می‌دهند. بررسی ترکیب بیوتیت‌ها دو نسل مجزای ایستونیت و سیدروفیلیت را آشکار کرد که بیانگر شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت طی دگرگونی پیشرونده و ذوب بخشی است. دماسنجی گارنت–بیوتیت نیز میانگین دمای ۵۶۵ °C برای نسل اول و ۶۳۲ °C برای نسل دوم را نشان داد که گویای افزایش تدریجی دما و ارتباط آن با فرآیند ذوب بخشی در منطقه میشو است.

واژه‌های کلیدی: *دگرگونی مجاورتی؛ میگماتیت؛ میشو؛ شمال غرب ایران.*

مقدمه

هاله‌های دگرگونی مجاورتی بهترین محیط محدود شده برای تفسیرهای بافتی و تعیین مجموعه کانیایی هستند [۱]. در دمای ۶۵۰ °C در بسیاری از سنگ‌ها فرایند ذوب بخشی آغاز می‌شود، و میگماتیت‌ها تشکیل می‌شوند [۲]. بخش‌های روشن (لوکوسوم‌ها) به صورت لکه و رگه‌های ناپیوسته در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده که بستر میگماتیت‌ها هستند دیده می‌شوند [۳-۵]. لوکوسوم‌ها به عنوان بخش روشن‌تر میگماتیت‌ها، اطلاعات مهمی از شرایط ذوب بخشی و واکنش‌های پری‌تکتیک (Peritectic reaction) ارائه می‌دهند [۴، ۶]. بررسی ترکیب کانی‌شناسی و بافتی این بخش‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد شرایط فیزیکوشیمیایی

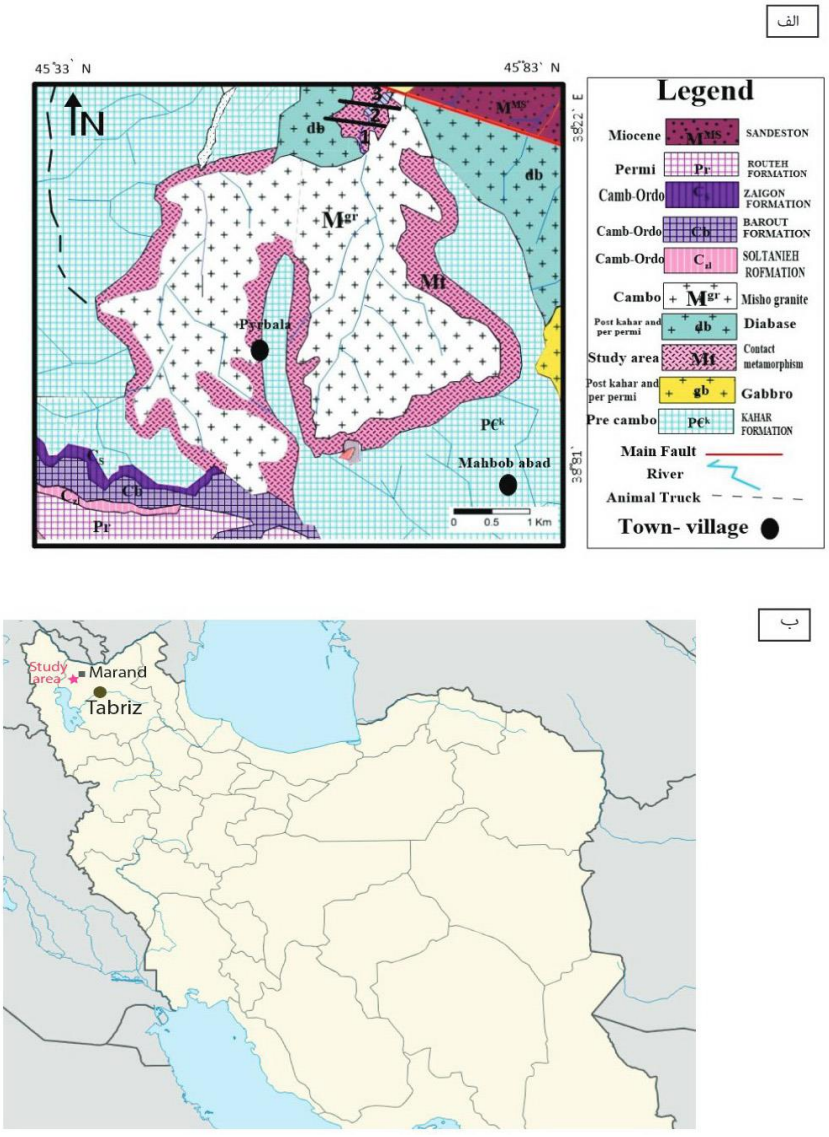
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۶۸۰۱۳۹۱۱، پست الکترونیکی: Niloofar.ros@gmail.com

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

ذوب، مهاجرت و تبلور مذاب، و همچنین واکنش‌های پری‌تکتیک طی دگرگونی‌های پیشرونده و پسرونده ارائه دهد [۷-۹]. حضور کانی‌هایی مانند کوارتز، فلدسپارهای پتاسیم‌دار و پلاژیوکلاز در کنار کانی‌های فرومنیزین چون بیوتیت، کردیریت و گارنت، نشان‌دهنده‌ی پیچیدگی فرآیندهای تشکیل لوکوسوم‌ها و نقش همزمان عوامل ماگمایی و دگرگونی در تکامل آن‌هاست [۵، ۶]. از سوی دیگر، بررسی ریزبافت‌ها و تغییرهای شیمیایی کانی‌ها می‌تواند نشانه‌هایی از جدایش ناقص مذاب، رشد بلورها از ماگما، و نیز آثار دگرسانی پسرونده را آشکار سازد [۱۰]. به این ترتیب، تحلیل کانی‌شناسی لوکوسوم‌ها ابزاری کلیدی در بازسازی تاریخچه دمایی و فشار-دمای سنگ‌های مورد بررسی محسوب می‌شود [۷]. در این پژوهش ذوب‌بخشی عامل اصلی میگماتیت‌زایی در نظر گرفته شده و شواهد ریزساختاری فرایند ذوب‌بخشی و نسل‌های گوناگون کانی بیوتیت در مگماتیت‌های هاله دگرگونی میشو بررسی گردیده است.

جایگاه زمین‌شناسی

توده گرانیتوئیدی ادیاکاران میشو و هاله دگرگونی آن در بین طول‌های جغرافیایی ´۵ ″۳۱ °۴۵تا ´۱۳ ″۳۸ °۴۵ شرقی و عرض جغرافیایی ´۴۸ ″۱۹ °۳۸ تا ´۲۷ ″۲۲ °۳۸ شمالی، در جنوب غرب شهرستان مرند، شمال غرب ایران واقع است (شکل ۱).



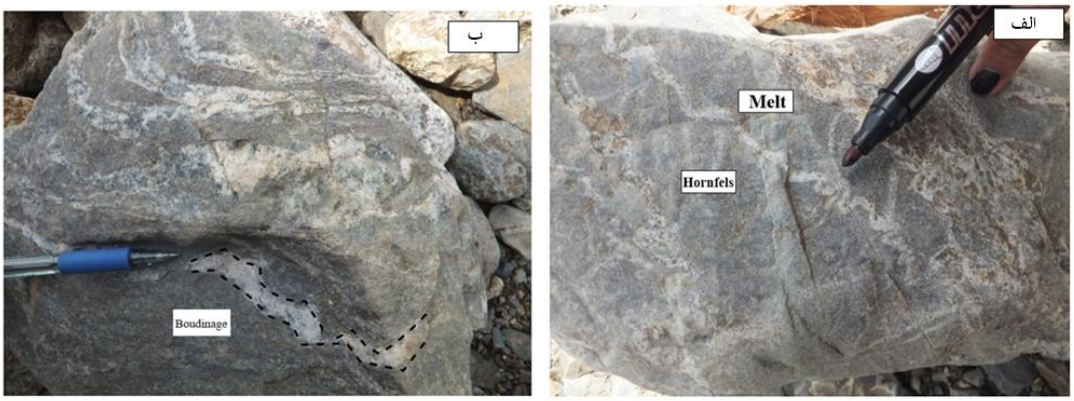
شکل ۱ الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی [۱۱]. ب) جایگاه جغرافیایی منطقه میشو با علامت ستاره نشان داده شده است.

این منطقه از دیدگاه تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران بخشی از پهنه البرز-آذربایجان [۱۲] را تشکیل می‌دهد. توده گرانیتوئیدی میشو به سن کادومین و با گسترش تقریبی ۵۰ کیلومتر مربع به شکل نعل اسبی به گسل‌های شمالی و جنوبی میشو محدود است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده، شامل مجموعه سنگی با طیف ترکیبی لوکوگرانیت تا دیوریت است. گرانیت‌های نوع I به سن ۵۷۰–۶۰۰ Ma [۱۲] و گرانیت‌های نوع S برآمده از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته بالایی به سن ۵۴۰–۵۷۰Ma هستند [۱۲]. سنگ‌شناسی سنگ‌های دربرگیرنده توده گرانیتوئیدی میشو مربوط به سازند کهر و سنگ‌های گابرو و دیابازی قدیم (به سن احتمالی پرکامبرین است) و سازندهای سلطانیه و باروت به طور محدود در لبه جنوبی توده گرانیتوئیدی میشو رخنمون دارند (شکل ۱). نفوذ توده نام برده به درون این سنگ‌ها باعث دگرگونی مجاورتی و تشکیل انواع سنگ‌های هورنفلسی با درجه دگرگونی پایین تا بالا و میگماتیت با ذوب بخشی شده است.

بررسی صحرایی ذوب‌بخشی و آغاز میگماتیتی‌شدن در هاله دگرگونی مجاورتی میشو

هاله دگرگونی دربرگیرنده توده نفوذی میشو در شکل ۱ نشان داده شده است. این بخش از هورنفلس‌های با بلورهای هم اندازه تا دانه ریز و دانه متوسط، هورنفلس‌های گرانوبلاستی توده‌ای سخت به نسبت دانه درشت تشکیل شده است و پهنای آنها بین ۲۰۰ تا ۱۰۰ متر متغیر است. پهنه‌های دگرگونی بر اساس کانی‌های شاخص به ترتیب عبارتند از کلریت، کردیریت، بیوتیت، آندالوزیت، پتاسیم فلدسپار و ذوب‌بخشی، پهنه گارنت و ذوب بخشی، پهنه سیلیمانیت و ذوب بخشی.

شواهد ذوب بخشی و رخنمون میگماتیت‌ها در سنگ‌های رسی دگرگونه در نزدیکی کانتاکت با مجموعه گرانیتوئیدی دیده می‌شوند. نخستین شواهد ذوب بخشی در صحرا به صورت کانتاکت ذوب‌بخشی با سنگ‌های دگرگونی مشخص است. گسترش میگماتیت‌ها محدود به سنگ‌های دگرگونی رسی است. این سنگ‌ها در فاصله ۲۰۰-۱۰۰ متری از توده گرانیتوئیدی ظاهر شده‌اند. مرزشروع ذوب‌بخشی از ویژگی‌های میکروسکوپی به ویژه شواهد بافتی و کانی‌شناسی ذوب‌بخشی شامل حضور کوارتزهایی بی‌شکل با بافت بین دانه‌ای تشخیص داده می‌شود، ولی به تدریج با افزایش درجه ذوب بخشی در دگرگونی‌های درجه بالا، شواهد ذوب بخشی از نظر ساختاری نیز ظاهر می‌شوند. در رخنمون‌های صحرایی، سنگ‌های رسی دگرگونه نزدیک کانتاکت آشکارا قابل تشخیص می‌شوند (حضور لایه‌های ذوب شده لوکوسوم (روشن) به صورت متناوب با لایه‌های تیره-روشن و تیره در نمونه‌های دستی در مقیاس سانتی‌متری، شکل ۲ الف). سنگ‌های میگماتیتی در مرز توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و کانتاکت دیوریت (نوع I) بیشترین برونزد را نشان می‌دهند. ساختار بودیناژ و ریزچین در نمونه‌های دستی در ارتباط با لایه‌های لوکوسوم ها تشکیل شده‌اند و در مرز مشخص با هورنفلس‌های دگرگونی دارای کانی‌های کردیریت- آندالوزیت‌دار قرار گرفته‌اند. کانی‌های تشکیل دهنده لوکوسوم به صورت مشخصی در بردارنده‌ی کانی‌های روشن (پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز) با بافت دانه‌ای هستند می‌باشند (شکل ۲). لایه‌های نازک لوکوسمی کوارتز- فلدسپاردار لایه‌بندی پروتولیت در مزوسوم را قطع کرده‌اند. برخی از لایه‌های لوکوسمی با زاویه ۹۰ نسبت به لایه بندی سنگ دگرگونی پروتولیت قرار داشته و برخی زاویه برخورد کمتری دارند. برخی از آن‌ها نیز موازی با لایه‌بندی پروتولیت دگرگون قرار گرفته‌اند (شکل ۲ ب).

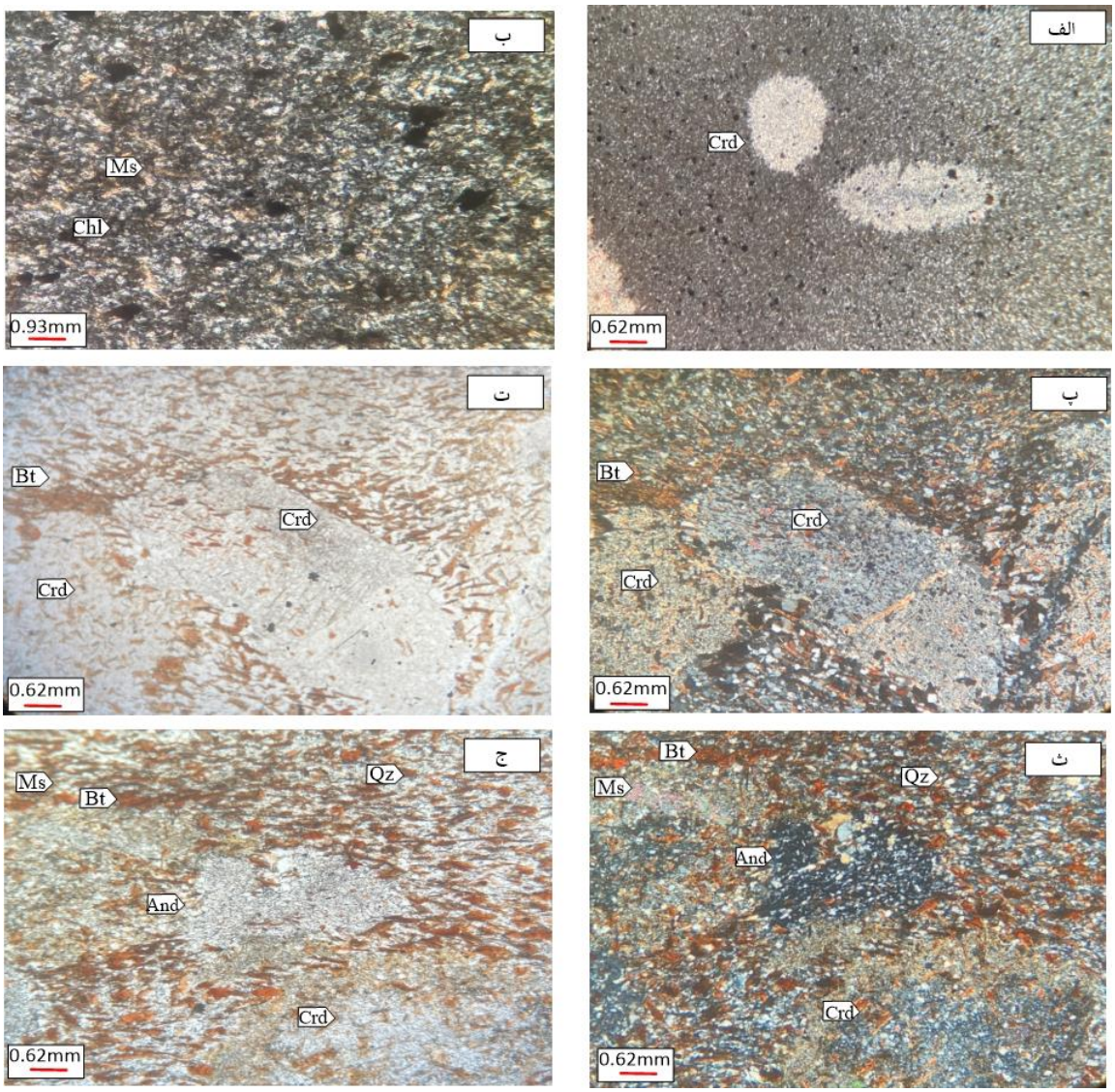


شکل ۲ الف) ساختار ریزچین در نمونه‌های دستی در ارتباط با تشکیل لوکوسوم‌ها. ب) لوکوسوم در سنگ‌های میگماتیتی که ساختار بودین را نشان می‌دهند. لوکوسوم‌هایی که به خوبی گسترش یافته‌اند و بخش‌های روشن را تشکیل داده‌اند.

سنگ‌نگاری

انواع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از درجه پایین به درجه بالا در ادامه توصیف می‌شوند.

اسلیت لکه‌دار (کلریت-مسکوویت- کردیریت هورنفلس): نفوذ توده گرانیتی و گرانودیوریتی ادیاکارن به داخل سنگ‌های پروتولیت دگرگونی ناحیه‌ای اسلیت انجام شده است. در پهنه خارجی هاله دگرگونی میشو ظهور کانی کردیریت به صورت لکه‌های سفید رنگ در اسلیت‌ها به عنوان نخستین اثر از دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شود. مجموعه کانی‌های دگرگونی مجاورتی شامل کلریت، کردیریت، مسکوویت با بافت شکفته بلوری (granoblastictexture) هستند. لکه‌ها از جنس کردیریت و به شکل بیضی در اندازه ۰٫۵ تا ۱ میلیمتر هستند. به نظر می‌رسد که کانی‌های کردیریت اغلب به انبوهه‌های دانه-ریزی از مسکوویت دگرسان شده‌اند. کردیریت‌ها جهت‌یافتگی تصادفی نشان می‌دهند در فواصل دورتر، همچنان لکه‌های کردیریت دیده شده‌اند (شکل ۳ الف، ب).



شکل ۳ الف) مقطع نازک یک اسلیت لکه‌دار که در آن آثاری از لکه‌های کردیریت دیده می‌شود. ب) کانی‌های دانه ریز مسکوویت و کلریت در زمینه اسلیت. پ) شکفته بلور کردیریت سالم دارای میانبارهای فراوان از بیوتیت، کوارتز و کانی‌های تیره. میانبارها همزمان با رشد شکفته بلور کردیریت در آن محصور شده‌اند. ت) همان تصویر در نور قطبیده صفحه‌ای (ppl). ث) آندالوزیت کردیریت بیوتیت مسکوویت هورنفلس و کانتاکت آندالوزیت‌ها با کردیریت. مجموع کانی‌های کوارتز و بیوتیت ثانویه که به صورت بخشی رورشدی نشان می‌دهند. کردیریت‌ها ماکل پروانه‌ای نشان می‌دهند، بلورهای آندالوزیت، دارای میانبارهای کمتری نسبت به کردیریت‌ها هستند ج) همان تصویر در حالت ppl.

کردیریت- بیوتیت هورنفلس: با بالارفتن درجه دگرگونی، مقدار مسکوویت و کلریت به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش یافته است. مجموعه کانی‌های کردیریت، بیوتیت، کوارتز فراوان هستند. با نزدیک شدن به مرز توده‌های نفوذی، مقدار مودال کانی‌شناسی کلریت و موسکویت کاهش یافته و مقدار مودال بیوتیت‌ها و کردیریت‌ها افزایش می‌یابد و بیوتیت به عنوان نخستین کانی دگرگونی مجاورتی در سنگ مادر رسی دگرگونه کهر ظاهر شده است. بیوتیت‌ها به صورت صفحه‌ای در راستای لایه‌بندی اولیه پروتولیت رسی دگرگونه کهر متبلور شده‌اند. کردیریت‌ها پویی کیلوبلاستیک را نشان می‌دهند. کردیریت به صورت بلورهای به نسبت درشت و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. این کردیریت‌ها اغلب با بیوتیت‌های فراوانی همراه هستند، شکفته بلورهای (porphyroblast) کردیریت سالم دارای میانبار فراوان از بیوتیت، کوارتز و کانی‌های تیره هستند، میانبار همزمان با رشد شکفته بلور در آن محصور شده است شکفته بلورهای کردیریت با اندازه ۲ میلی‌متر دیده می‌شوند. در مقاطع نازک، کردیریت‌های اولیه در اندازه ۰٫۵ تا ۱٫۵ میلیمتر، بیشکل و با بافت غربالی هستند و به موازات تورق سنگ تشکیل شده‌اند، کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ شامل بیوتیت (٪۳۰)، کردیریت (٪۳۵)، مسکوویت (٪۱۵)، کلریت (٪۵)، پلاژیوکلاز (٪۱۰) و کوارتز (٪۵) هستند (شکل ۳ پ، ت).

کردیریت- آندالوریت- مسکوویت هورنفلس: این گروه از سنگ‌ها با ویژگی نبود کلریت‌های اولیه شناخته شده‌اند. مجموعه کانیاییMs+Qtz+And+Crd+Plg در این واحدهای پلیتی دگرگون شده دیده می‌شوند. افزایش در اندازه کانی کردیریت (۱ تا ۳ میلی‌متر) و فراوانی مودال کردیریت‌ها (بیشتر از ۳۰ درصد) همراه با سخت‌شدگی بیشتر سنگ‌ها در نمونه دستی از ویژگی بارز این سنگ‌هاست. کانی‌های کردیریت بافت غربالی نشان می‌دهند. مسکوویت به نسبت دانه درشت بوده و بی‌شکل است و اغلب اندازه مسکوویت‌ها از ۱ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. آنها بیشتر شکلدار هستند و سایر کانی‌ها را به صورت اریب قطع کرده‌اند. کانی‌های مسکوویت حاصل از دگرگونی، جهت‌یافتگی تصادفی دارند. به طور کلی با نزدیک شدن به توده نفوذی، درجه دگرگونی سنگ‌ها افزایش یافته و آثار برگوارگی و تورق در نمونه‌های مورد بررسی و تقاطع میکروسکوپی از بین می‌روند. بافت این سنگ شکفته‌بلور با زمینه گرانوبلاستی است (شکل ۳ ث، ج).

ظهور گارنت در ذوب بخشی

بیوتیت - کردیریت - فلدسپار پتاسیم - گارنت هورنفلس میگماتیتی

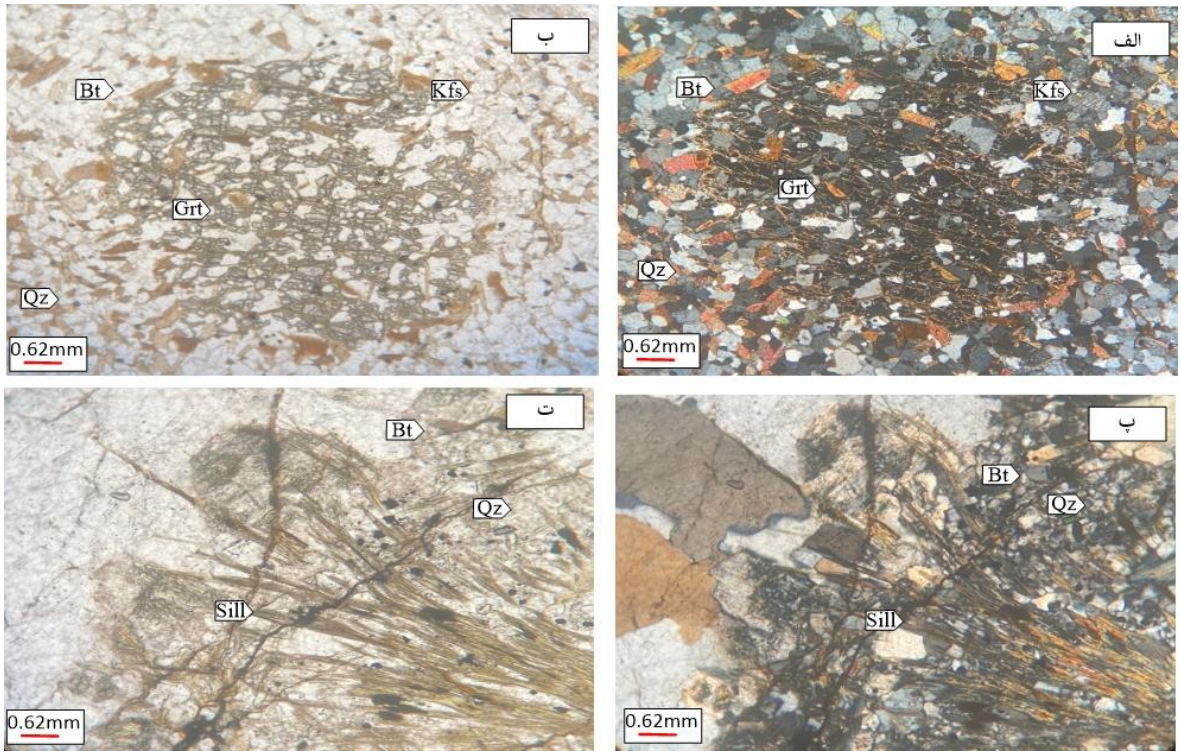
از کانی‌های این سنگ‌ها گارنت، کردیریت، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوز را می‌توان نام برد. در این دسته از سنگ‌ها، بلورهای گارنت در اندازه mm ۱٫۵ حضور دارند. بلورهای گارنت خودشکل هستند و اغلب شکستگی نشان می‌دهند (شکل ۴ الف، ب). بلورهای بیوتیت دارای ارتباط همبری با گارنت هستند، گاهی بلورهای بیوتیت درون کانی گارنت دیده می‌شوند. بلورهای کوارتز در زمینه سنگ پراکنده هستند (شکل ۴ الف، ب). کانی‌های بیوتیت، کردیریت، پلاژیوکلاز و کوارتز به صورت دانه ریز در زمینه سنگ پراکنده هستند. بیوتیت‌ها در زمینه سنگ به نسبت دانه درشت هستند. گارنت به صورت شکفته‌بلور در این سنگ‌ها برای نخستین بار ظاهر شده است. فلدسپار پتاسیم در زمینه بافت پرتیتی نشان می‌دهد و دارای میانبار فراوان است. بافت سنگ گرانوبلاستی و شکفته بلوری است (شکل ۴ الف، ب). گارنت‌ها دچار شکستگی شده و در محل شکستگی به بیوتیت تجزیه شده‌اند. شواهد ذوب‌بخشی نیز در سنگ وجود دارد. فلدسپارهای پتاسیم و کردیریت‌ها اغلب دچار دگرسانی شده‌اند. کردیریت‌ها در اثر دگرسانی به مجموعه‌ای دانه ریز و قهوه‌ای نارنجی رنگ و گاهی همسانگرد (پنیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۴ الف، ب).

ظهور سیلیمانیت در ذوب بخشی

بیوتیت – گارنت – کردیریت - فلدسپار پتاسیم - سیلیمانیت هورنفلس میگماتیت

این سنگ‌ها دارای همبری کردیریت، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، سیلیمانیت ،گارنت و کوارتز هستند.

این سنگ‌ها در نمونه دستی دانه‌ریز و خاکستری رنگ هستند و با ضربه چکش به سختی می‌شکنند. (به دلیل افزایش درجه دگرگونی و مقدار فلدسپار پتاسیم). کانی‌های درشت کردیریت و سیلیمانیت در زمینه سنگ دانه‌ریز شامل کانی‌های کوارتز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم قرار دارند (شکل ۴ پ، ت). بافت سنگ شکفته بلوری است. آپاتیت، زیرکن و تورمالین از کانی‌های فرعی مهم هستند. سیلیمانیت به صورت شکفته بلور در این سنگها برای نخستین بار ظاهر شده است. سیلیمانیت با درجه دگرگونی بالا به احتمال بسیار از شکست چندریخت آندالوزیت در طی افزایش درجه دگرگونی تشکیل شده است.



شکل ۴ الف) بیوتیت- کردیریت- فلدسپار پتاسیم -گارنت هورنفلس میگماتتی (شده) با بلور گارنت خودشکل و دارای شکستگی و بلورهای بیوتیت به صورت تجزیه شده درون کانی گارنت (در نور قطبیده متقاطع، XPL). ب) همان تصویر در حالت PPL. پ) بیوتیت – گارنت – کردیریت- فلدسپار پتاسیم - سیلیمانیت هورنفلس میگماتیت، سیلیمانیت به صورت شکفته بلور برای نخستین بار ظاهر شده است. خط چین‌ها نشان دهنده مرز مشخص توده نفوذی با هورنفلس هستند (XPL). ث) همان تصویر در حالت PPL.

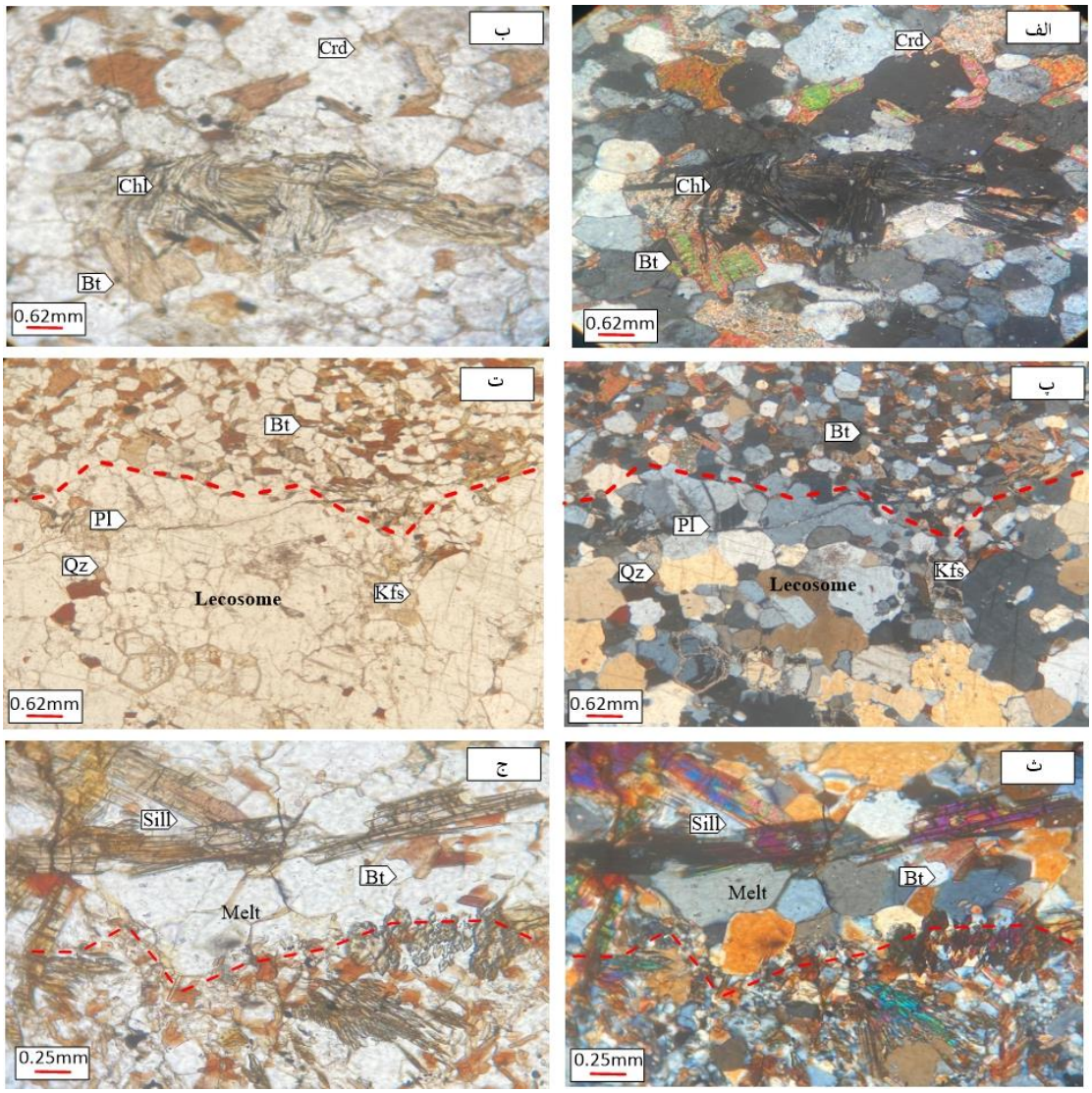
شواهد کانی‌شناسی لوکوسوم

لوکوسوم‌ها دانه‌درشت تا دانه‌ریز با بافت گرانولار آذرین هستند، آنها ترکیب گرانیتی را نشان می‌دهند، و بعضی از لایه‌ها به صورت کاملاً مشخص از بخش‌های غنی از فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز و گاهی ازگارنت، کوارتز و پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که جدایش مذاب‌ها خیلی کارآمد نبوده است و مذاب‌ها نتوانسته‌اند تا فاصله دور مهاجرت نمایند. کوارتز و فلدسپار پتاسیم عمده‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی لوکوسوم هستند و کانی‌های فرو منیزین، بیوتیت، کردیریت و گارنت به ندرت دیده می‌شوند. بیوتیت‌های نیمه‌شکل‌دار و به نسبت درشت به همراه کوارتز و فلدسپار پتاسیم در بخش روشن از تبلور مذاب تشکیل شده و بلورهای کوچک موسکوویت و کلریت در لوکوسوم‌ها از دگرسانی پسرونده بیوتیت شکل گرفته‌اند (شکل ۵ الف، ب). در مقاطع نازک، در نزدیکی لوکوسوم‌ها (گاهی درون آنها)، اگرگات‌هایی از کردیریت‌ها نیز دیده می‌شوند، که سریسیتی شده‌اند (شکل ۶ پ، ت)، کوارتزهایی که در میان این اگرگات‌های کردیریت تشکیل شده‌اند، به صورت بین‌دانه‌ای و بی‌شکل هستند. اگرگات‌های کردیریت در قسمت‌های لبه‌ای اغلب دارای بیوتیت هستند. بلورهای گارنت با اندازه ۲ میلیمتر نیز در این بخش دیده می‌شوند (شکل ۶ پ، ت). فلدسپارهای پتاسیم با ماکل دوتایی نشانگر ماهیت آذرین هستند [۱۴]، فلدسپارهای پتاسیم اغلب با ماکل ساده در ماگما رشد می‌کنند، ولی در ماگماهای ذوب بخشی این امر ضرورتی ندارد، زیرا هسته‌بندی می‌تواند روی هسته‌های فلدسپار پتاسیم از قبل موجود صورت بگیرد و ممکن است هسته‌بندی جدید صورت نگیرد [۱۰]. بلورهای شکلدار جهت‌یافته که در بخش‌های روشن، مجموع روشن و تیره و حتی بخش‌های ذوب شده تیره-روشن دیده می‌شوند، نشانگر ماگماهای جریان یافته هستند [۱۵]. فلدسپارهای پتاسیم شکلدار و درشت بلورهای پلاژیوکلاز، در لوکوسوم‌ها دیده می‌شوند که فرایند تشکیل آن‌ها در ارتباط با ذوب بخشی پیشرونده است (شکل ۵ پ، ت). در بخش روشن

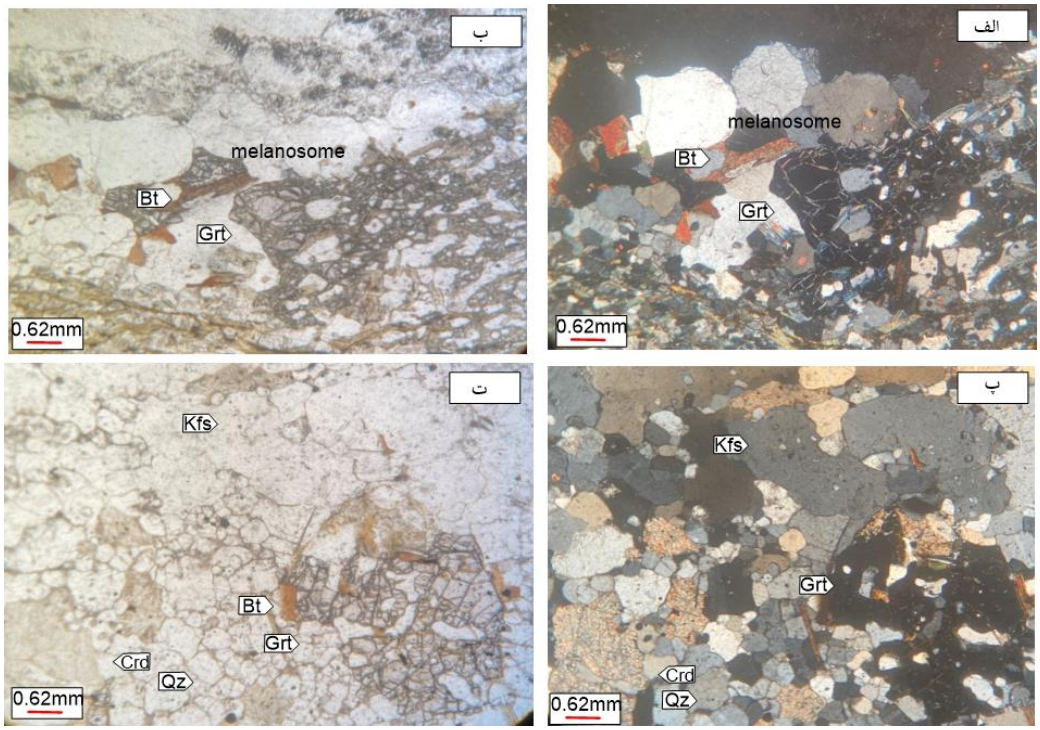
میگماتیت‌های رسی دگرگونه، کانی‌های مهم دگرگونی فلدسپار پتاسیم، کوارتز، بیوتیت و گارنت هستند. بخش روشن پیرامون دارای شکفته بلورهای سیلیمانیت است (شکل ۵ ث، ج). در این بخش‌ها، فلدسپارهای پتاسیم دانه‌درشت، میانبارهایی را در خود جای داده‌اند. گارنت اغلب با شکفته‌بلور دانه درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در بخش تیره دیده می‌شود (شکل ۶ الف، ب).

شیمی کانی

پس از بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی، به منظور شناسایی ترکیب کانی‌ها و تعیین شرایط دما و فشار، در نقاطی از کانی‌های مختلف، عناصر اصلی از کانی‌های گارنت، بیوتیت و کردیریت در بخش‌های تیره -روشن‌ها انتخاب شده و با دستگاه CAMECA مدل ۱۰۰Sx در آزمایشگاه کشور جمهوری چک تجزیه ریزپردازشی (EPMA) شدند (جدول ۱).



شکل ۵ الف) بیوتیت – گارنت – کردیریت - فلدسپار پتاسیم - سیلیمانیت هورنفلس میگماتیت، بیوتیت نیمه‌شکل‌دار و به نسبت درشت به همراه کوارتز و فلدسپار پتاسیم در بخش روشن که از تبلور مذاب تشکیل شده است و بلورهای کوچک موسکوویت و کلریت در لوکوسوم‌ها از دگرسانی پسرونده بیوتیت شکل گرفته‌اند (XPL). ب) همان تصویر در حالت PPL. پ) بیوتیت – گارنت - کردیریت - فلدسپار پتاسیم - سیلیمانیت هورنفلس میگماتیتی، فلدسپارهای پتاسیم شکل‌دار، و درشت بلورهای پلاژیوکلاز در لوکوسوم ها، که فرایند تشکیل آنها در ارتباط با ذوب بخشی پیشرونده و افزایش حجم مذاب است (XPL). ت) همان تصویر در حالت PPL. ث) لوکوسوم میگماتیت‌های رسی دگرگونه با کانی‌های فلدسپار پتاسیم، کوارتز و بیوتیت. شکفته بلورهای سیلیمانیت در لبه و پیرامون لوکوسوم دیده می‌شوند (XPL). ج) همان تصویر در حالت PPL.



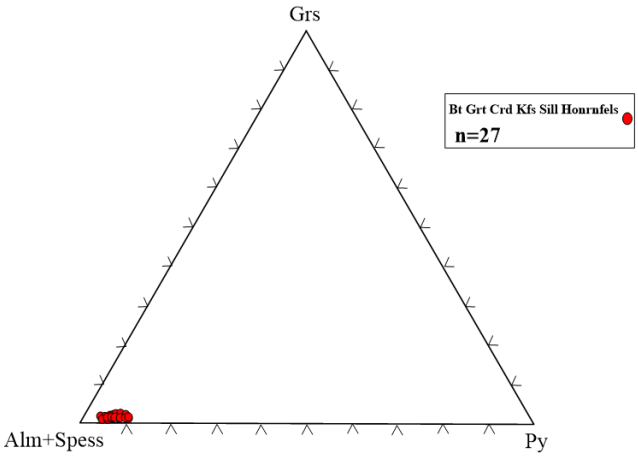
شکل ۶ الف) گارنت‌ها با شکفته‌بلور و دانه درشت در بخش تیره (ملانوسوم) میگماتیت رسی دگرگونه (XPL). (ب) همان تصویر در حالت PPL. پ) بیوتیت - گارنت - کردیریت - فلدسپار پتاسیم - سیلیمانیت هورنفلس میگماتیتی، که در نزدیکی لوکوسوم‌ها (یا گاهی درون آنها) اگرگات‌هایی از کردیریت‌ها نیز دیده می‌شوند که سریسیتی شده‌اند، کوارتزهایی که در میان این اگرگات‌های کردیریت تشکیل شده‌اند، به صورت بین‌دانه‌ای و بی‌شکل هستند (XPL). ت) همان تصویر در حالت PPL.

جدول ۱ ترکیب شیمی کانی ها در هورنفلس میگماتیتی هاله دگرگونی میشو.

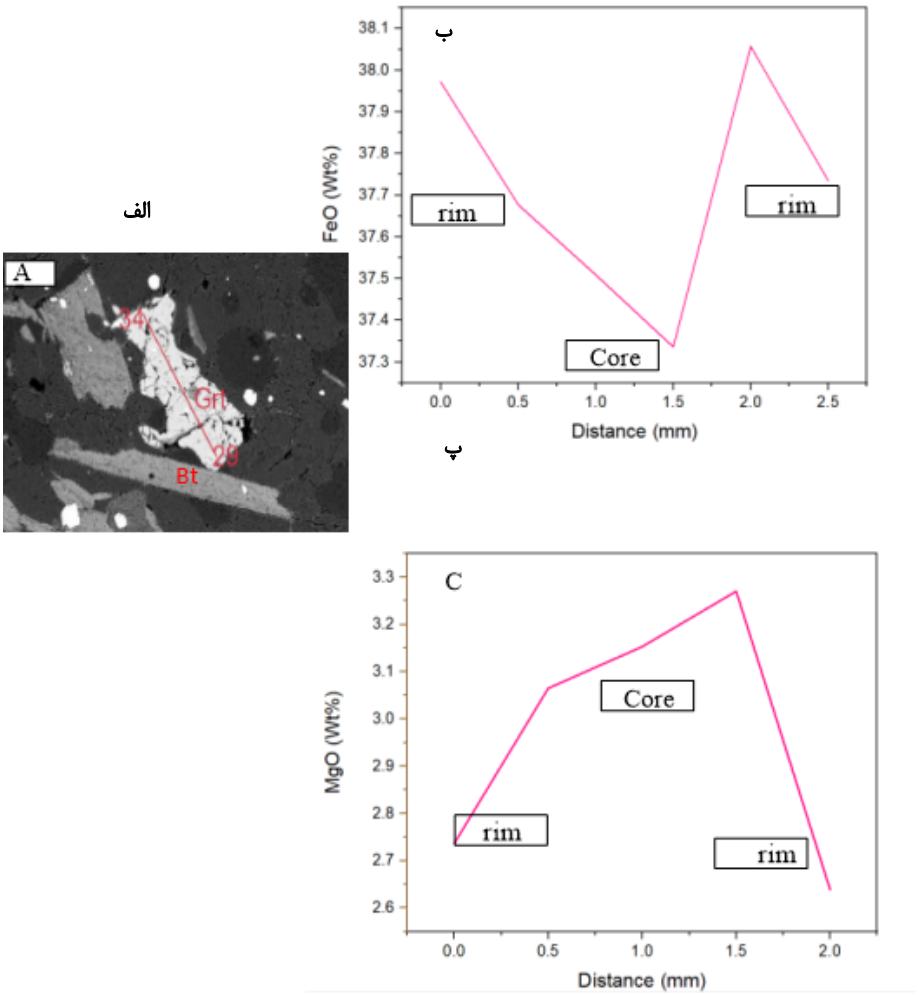
Mineral	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت	بیوتیت نسل دوم	بیوتیت نسل دوم	بیوتیت نسل دوم	بیوتیت نسل اول	بیوتیت نسل اول	بیوتیت نسل اول
SiO_2	۳۷٫۰۹	۳۷٫۰۹	۳۷٫۲۶	۳۷٫۱۸	۲۴٫۹۳	۳۵٫۱۸	۳۵٫۲۶	۳۵٫۴۵	۳۶٫۱۱	۳۵٫۹۰
TiO_2	۰٫۱۶	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۱٫۴۲	۱٫۵۰	۱٫۶۲	۲٫۱۶	۲٫۰۷	۲٫۲۳
Al_2O_3	۲۰٫۵۲	۲۰٫۴۶	۲۰٫۶۴	۲۰٫۴۲	۱۸٫۱۸	۱۸٫۶۶	۱۸٫۳۰	۱۸٫۸۳	۱۸٫۹۴	۱۸٫۵۹
FeO	۳۷٫۵۳	۳۷٫۱۴	۳۷٫۰۷	۳۸٫۵۶	۲۰٫۶۸	۲۱٫۱۱	۲۱٫۴۰	۲۰٫۴۸	۱۹٫۶۶	۱۹٫۰۵
MnO	۰٫۹۴	۰٫۹۰	۰٫۰۰	۰٫۲۵	۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۲٫۷۲	۱٫۷۲	۰٫۹۲	۲٫۳۶	۹٫۲۸	۹٫۵۴	۹٫۸۰	۸٫۹۲	۹٫۳۹	۹٫۷۷
CaO	۰٫۷۶	۰٫۶۹	۳٫۰۳	۰٫۶۹	۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۲۶
Na_2O	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۷۱	۰٫۰۰	۰٫۳۲	۰٫۲۴	۰٫۲۷	۰٫۳۴	۰٫۲۲	۰٫۴۱
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۸٫۸۶	۸٫۶۹	۸٫۶۵	۸٫۹۶	۹٫۱۸	۸٫۹۰
Total	۹۹٫۷۰	۹۸٫۰۹	۹۹٫۷۰	۹۹٫۵۶	۹۳٫۶۷	۹۴٫۹۲	۹۵٫۳۲	۹۵٫۱۵	۹۵٫۷۲	۹۵٫۱۱
Si	۳٫۰۰۴	۳٫۰۹	۳٫۰۳	۳٫۰۵	۲٫۷۰	۲٫۶۸	۲٫۶۸	۲٫۷۰	۲٫۷۳	۲٫۷۲
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۲
Al	۱٫۹۵	۲٫۰۲	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۶۶	۱٫۶۸	۱٫۶۴	۱٫۶۹	۱٫۶۸	۱٫۶۶
Fe^{3+}	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴۴	۰٫۰۶۹	۰٫۱۱۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۲٫۵۴۲	۲٫۵۹۹	۲٫۵۲	۲٫۵۲	۱٫۳۳	۱٫۲۸	۱٫۲۴	۱٫۳۰	۱٫۲۴	۱٫۲۰
Mn	۰٫۰۶	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۴	۰٫۰۶۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۳۲	۰٫۰۸۶	۰٫۳۶۶	۰٫۳۶۹	۱٫۰۷	۱٫۰۸۶	۱٫۱۱۲	۱٫۰۱	۱٫۰۵	۱٫۱۰
Ca	۱٫۰۷	۱٫۰۰	۰٫۰۶	۱٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Na	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۸	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۸	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۶
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۵	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۸۶
Sum	۷٫۹۱	۷٫۸۸	۸٫۰۴	۸٫۰۶	۷٫۸۰	۷٫۷۹	۷٫۷۷	۷٫۷۵	۷٫۷۳	۷٫۷۴

گارنت: بر پایه تجزیه نقطه‌ای انجام شده بر گارنت‌های مورد بررسی در نمونه سنگ و جایابی ترکیب آنها بر نمودار تقسیم‌بندی گارنت‌ها (Gs-Px-Alm+Sps)، ترکیب آنها بیشتر بر قطب آلماندن و کمتر اسپسارتین متمرکز بوده و در نتیجه ترکیب شیمیایی گارنت‌ها اغلب در قطب آلماندن متمرکز است (شکل ۷). بر اساس داده‌های تجزیه، ترکیب اعضا پایانی ٪ ۸۴٫۴ آلماندن، ۲٫۱٪ اسپسآرتین، ۱۱ ٪ پیروپ است. ترکیب گارنت از مرکز به لبه بررسی شده است. برای گارنت با دمای بالای در ارتباط با هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار، منطقه‌بندی عناصر اصلی که با نمودار برآمده از نتایج تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) نشان داده شده، مقادیر Fe از مرکز به لبه افزایش یافته که به دلیل افزایش درجه دگرگونی بوده است. کاهش مقادیر Fe در بخشی از لبه بی فاصله بلور می‌تواند به دلیل مجاورت گارنت با بلور بیوتیت و تبادل Fe و Mg بین آنها باشد (شکل ۸).

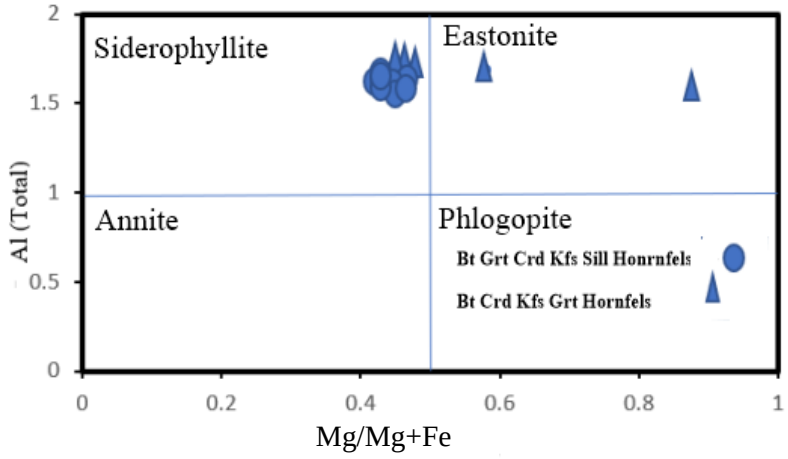
بیوتیت: بیوتیت‌های تجزیه شده در سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی دارای ترکیب شیمیایی نزدیک به هم هستند. در زیر میکروسکوپ، بیوتیت در سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد بررسی دارای رنگ تداخلی قهوه‌ای تا تیره بوده و در نور ساده دارای مشخصه دو رنگی قهوه‌ای روشن تا تیره با بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است. بیوتیت‌ها به طور معمول در شرایط دگرگونی مجاورتی از ترکیب شیمیایی ویژه خود پیروی می‌کنند. ترکیب کانی‌های بیوتیت تجزیه شده در هردو نمونه سنگی بررسی شده با توجه به نمودار مرجع [۱۶] در گستره سیدروفیلیت و ایستونیت (Eastonite) قرار می‌گیرند (شکل ۹). بیوتیت‌های نسل اول در گستره ترکیبی ایستونیت قرار دارند، در حالی‌که بیوتیت‌های نسل دوم بیشتر در میدان ترکیبی سیدروفیلیت جای می‌گیرند. تفاوت‌های موجود در ترکیب شیمیایی و بافت‌های این دو گروه از بیوتیت‌ها، به روشنی نشان‌دهنده‌ی وجود دو نسل مجزا هستند که در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوتی تشکیل شده‌اند. شواهد به‌دست‌آمده بیانگر یک تاریخچه دمایی تدریجی است که در پی نفوذ ماگمای گرانیتی شکل گرفته است و از دگرگونی مجاورتی آغاز شده و با ذوب بخشی پایان می‌یابد. بیوتیت‌های نسل اول، به‌دلیل مقدار بالاتر منیزیم، در میدان غنی از ایستونیت قرار دارند، در حالی‌که بیوتیت‌های نسل دوم با آهن بیشتر و منیزیم کمتر، اغلب در گستره غنی از سیدروفیلیت واقع می‌شوند. این تفاوت در ترکیب شیمیایی، همراه با تفاوت‌های بافتی آشکار، نشان‌دهنده‌ی تبلور این دو نسل بیوتیت در شرایط متفاوت دما و فشار است؛ به‌طوری که با افزایش تدریجی دما از دگرگونی مجاورتی به سمت شرایط دما بالا در ارتباط با ذوب بخشی، نسل دوم بیوتیت‌ها شکل گرفته‌اند.



شکل ۷ ترکیب شیمی گارنت در سنگ بیوتیت- گارنت- کردیریت- فلدسپار پتاسیم - سیلیمانیت- هورنفلس میگماتیتی دگرگونی مجاورتی میشو در نمودار Grs-Py-(Alm+sps).



شکل ۸ ترکیب شیمی منطقه‌بندی گارنت برپایه عناصر اصلی الف و پ) MgO, FeO. در هسته‌ها، FeO از مرکز به سمت لبه بلور افزایش یافته که به دلیل افزایش درجه دگرگونی بوده است. کاهش مقادیر Fe در بخشی از لبه بی فاصله بلور می‌تواند به دلیل مجاورت گارنت با بلور بیوتیت و تبادل Fe و Mg بین آن ها باشد.



شکل ۹ ترکیب شیمی بیوتیت در سنگ‌های مورد بررسی در هاله دگرگونی مجاورتی میشو براساس نمودار مرجع [۱۴].

دماسنج بیوتیت-گارنت

گارنت با بالاترین مقدار Mg و بیوتیت با بالاترین مقدار Ti برای پیدا کردن شرایط اوج دگرگونی استفاده شدند. با فرض اینکه انتشار سریع کاتیونی و رسیدن به تعادل بین لبه کانی و زمینه از تجزیه‌ها صورت گرفته از لبه گارنت‌ها برای دماسنجی استفاده شده است. ترکیب لبه گارنت برای تعیین بیشینه دما و فشار به کار می‌رود. اغلب ترکیب بیوتیت تغییر اصولی نشان نمی‌دهد و از ترکیب این کانی‌ها در محل‌هایی که در تماس مستقیم با گارنت نیستند برای سنجش دما استفاده شده است. دماسنج به کار گرفته شده در منطقه دماسنج تبادلی گارنت-بیوتیت است که نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است. برپایه دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت‌های نسل اول، میانگین دمای میگماتیت‌های منطقه میشو با به کارگیری واسنجی‌های مختلف نزدیک به ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین دمای گارنت بیوتیت‌های نسل دوم ۶۳۲ درجه سانتی‌گراد بدست آمد.

محاسبه‌های دما و فشار سنجی با نرم افزار ترموکالک

در این پژوهش، نخست برای تعیین فشار و دمای تشکیل سنگ‌ها از ترکیب لبه کانی استفاده شده، اما برای یافتن شرایط اوج دگرگونی از بیوتیت با بیشترین مقدار Ti، گارنت‌های دارای مقادیر بالای Fe و پلاژیوکلاز با مقادیر بالای Ca استفاده شده است. میانگین فشار در دگرگونی مجاورتی میشو حدود ۲/۹ کیلوبار در نظر گرفته شده و میانگین دما حدود ۵۵۰ درجه سانتیگراد در مسکوویت - بیوتیت - آندالوزیت هورنفلس تعیین شده است (شکل ۱۰). با نرم افزار ترموکالک، واکنش‌های زیر نتیجه شدند:

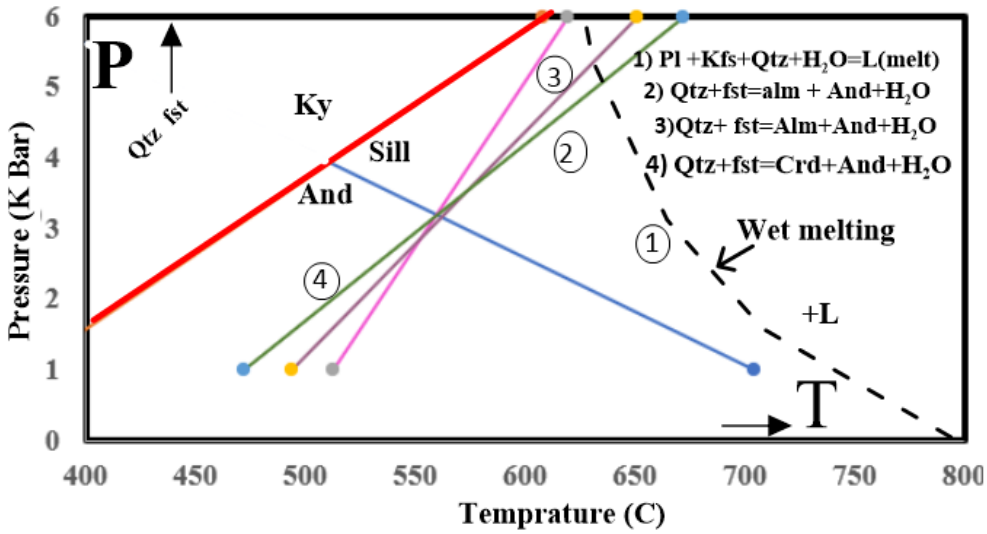
$Qtz+fst=Alm + And+H_2O$ (1)

$Qtz+ fst=Alm+And+H_2O$(2)

$Qtz+fst=Crd+And+H_2O$(3)

جدول ۲ نتایج دماسنجی تبادل کاتیونی Fe-Mg بینگارنت و بیوتیت در دو گروه سنگی هورنفلس میگماتیتی هاله دگرگونی میشو.

دما (°C) گروه ۲	دما (°C) گروه ۱	مراجع
بیوتیت – گارنت – کردیریت – فلدسپار پتاسیم – سیلیمانیت – هورنفلس میگماتتیی	بیوتیت – کردیریت –فلدسپار پتاسیم – گارنت – هورنفلس میگماتیتی	
۵۵۱	۶۲۱	[۱۶]
۵۶۵	۶۳۲	[۱۵]
۵۷۹	۶۳۳	[۱۷]
۵۸۶	۶۴۲	[۱۸]
۵۸۴	۶۳۸	[۱۹]
۵۸۰	۶۱۵	[۲۰]



شکل ۱۰ نقطه تقاطع پایدار واکنش‌های اعضای پایانی شرکت کننده در واکنش دگرگونی مجاورتی هاله میشو.

برداشت

نفوذ توده گرانیتوئیدی میشو به درون سازند کهر باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های دربرگیرنده از رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس تا رخساره پیروکسن هورنفلس شده است. میگماتیت‌های با ذوب‌بخشی در درجه دگرگونی‌های بالا و نزدیک به کانتاکت توده گرانیتوییدی تشکیل شده‌اند. بر پایه بررسی‌های کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه، تعداد ۶ پهنه کانی شناسی تعیین شد که شامل پهنه اسلیت لکه‌دار، پهنه کردیریت، پهنه بیوتیت، پهنه آندالوزیت، پهنه فلدسپار پتاسیم - ذوب بخشی و پهنه گارنت - ذوب بخشی هستند. از آنجا که کانی‌های کردیریت و گارنت در پهنه‌های مختلف آغاز ذوب‌بخشی هاله میشو در بخش‌های روشن دیده شده‌اند، شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد که اینها فراورده پری‌تکتیکی واکنش‌های تولید کننده مذاب هستند؛ این شواهد به ترتیب شامل موارد زیر هستند: برخی از کردیریت‌های پویی-کیلوبلاستیک در لوکوسوم‌ها، نشان‌دهنده ترکیب‌های باقی مانده از ذوب بخشی (restite) هستند. همچنین، فلدسپارهای پتاسیم دانه‌درشت با میانبارهایی از بیوتیت و کوارتز که جهت‌یابی مشخصی ندارند، نشان می‌دهند که این فلدسپارها از نوع دگرگونی و باقی مانده از ذوب بخشی بوده ولی فلدسپارهای پتاسیمی بدون میانبار و بی‌شکل، برآمده از هسته‌بندی و رشد بلور از ماگما هستند. بافت‌های مشابه در سایر کانی‌های پری-تکتیک نیز دیده می‌شوند که دارای هسته‌های سازگار با زیر خط انجماد هستند. کوارتزهای دانه ریز بی‌شکل، بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و گارنت در لوکوسوم‌ها دیده می‌شوند. با توجه به اندازه ریز این کانی‌ها و بافت‌هایی از جمله بلورهای شکل‌دار، بافت میرمکیت و پلاژیوکلاز زونه نتیجه می‌گیریم که این بلورها از مذاب متبلور شده‌اند. اگرگات‌های بیوتیت و کوارتز، ممکن است به صورت بخشی شبه ریخت‌های کردیریت را پوشانده باشند که این فرایند به احتمال بسیار در نتیجه آزاد شدن آب طی تبلور لوکوسوم‌ها بوده است. سیلیمانیت‌های رشته‌ای در برگوارگی‌های غنی از بیوتیت دیده می‌شوند که بافت گرانوبلاستی را قطع کرده‌اند که توصیف کننده مجموعه کانیایی پیشرونده هستند. بر پایه تجزیه کانی‌های بیوتیت تجزیه شده در هر دو نمونه سنگی مورد بررسی بیوتیت‌ها در گستره سیدروفیلیت و ایستونیت (Eastonite) قرار گرفته‌اند بیوتیت‌های نسل اول در گستره ترکیبی ایستونیت قرار دارند، در حالی‌که بیوتیت‌های نسل دوم بیشتر در میدان ترکیبی سیدروفیلیت جای می‌گیرند. تفاوت‌های موجود در ترکیب شیمیایی و بافت‌های این دو گروه از بیوتیت‌ها، به روشنی نشان‌دهنده‌ی وجود دو نسل مجزا هستند که در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوتی تشکیل شده‌اند. برپایه دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت‌های نسل اول، میانگین دما میگماتیت‌های منطقه میشو با به کارگیری واسنجی‌های مختلف

(کالیبراسیون‌های مختلف) نزدیک به ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین دمای گارنت بیوتیت‌های نسل دوم ۶۳۲ درجه سانتی گراد بدست آمد.

قدردانی

نتایج حاصل از این پژوهش بخشی از بررسی‌های انجام شده در رساله دکتری نویسنده اول می‌باشد که به این وسیله از معاونت پژوهشی دانشگاه تبریز سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Kerrick D.M., *"Contact metamorphism. Reviews in mineralogy"*, Mineralogi-cal Society of America, Washington, DC, 26 (1991) 847 pp.

[2] Mehnert K. R., *"Migmatites and the origin of granitic rocks*", Megascopic structures of migmatite (1968) 7-42.

[3] Greenfield J. E., Clarke G. L., White R. W., *"A sequence of partial melting reactions at Mt Stafford, central Australia*", Journal of Metamorphic Geology, 16(3) (1998) 363-378.

[4] Vernon R. H., Johnson S. E., Melis E. A. *"Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México"*, Journal of Structural Geology, 26(10) (2004) 1867-1884.

[5] Vernon R. H., *"Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks*", Geological Society of America Memoirs, 207 (2011) 1-11.

[6] Sawyer E.W., *"Atlas of Migmatites"*, The Canadian Mineralogist Special Publication 9, NRC Research Press, Ottawa, (2008) 371 p.

[7] Brown M., *"Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record*", Powell, R., & Downes, J. (1990).

[8] Powell R., Downes J., *"Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia*", In High-temperature metamorphism and crustal anatexis (pp. 105-123). Dordrecht: Springer Netherlands.

[9] Vernon R. H., *"Relationships between metamorphism and deformation*", (1990).

[10] Vernon R. H., *"Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow*", *Visual Geosciences*, *5*(2) (2000) 1-23.

[11] Mohajel M., Hajiloo B., Asadian E., Rastgar-Mirzai, E., Eftekhar-Nezhad J., *"Geological Map of Marand, Scale 1:100,000"*, (1995) Geological Survey of Iran.

[12] Shahzeidi M., Moayyed M., Murata M., Yui T. F., Arai S., Chen F., Ahmadian J., *"Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the~ 550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran)*", International Geology Review, 59(7) (2017) 793-811.

[13] Sawyer J. A., Zuschin M., *"Drilling predation in mollusks from the Lower and Middle Miocene of the Central Paratethys*", Palaios, 26(5) (2011) 284-297.

[14] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock-forming minerals*", (2nd ed.). Harlow, England, Longman Scientific & Technical (1992).

[15] Bhattacharya A., Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M., *"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* 111 (1992) 87-93.

[16] Thompson A. B., *"Mineral reactions in pelitic rocks. ll. Calculation of some P-I-X (Fe-Mg) phase relations"*, American Journal of Sciences, 276 (1976) 425-454

[17] Perchuk L.L., Aranovich L.Y., Podlesskii K.K., Lavrente'va I.V., Gerasimov V.Y., Fed'kin V.V., Berdnikov, N.V., *"Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR"*, Journal of Metamorphic Geology, 3(3) (1985) 265–310

[18] Holdaway M.J., Lee S.M., *"Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observation"*, Contribution to Minerology and Petrology, 63 (1977) 175–198.

[19] Ferry J.M.T., Spear F.S., *"Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg*

between biotite and garnet", Contribution to Minerology and Petrology, 66(2) (1978) 113–117.
[20] Ganguly J., Saxena S.K., *"Mixing properties of alumina silicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry"*, American Mineralogist, 69 (1-2) (1984) 88–97.