

بررسی تغییرات دمایی و مراحل دگرشکلی با توجه به ریزساختارها و پاراژنز کانایی در پاراگنایس‌های شمال شهر کرد

مهین هاشمی^۱، ناهید شبانیان بروجنی^۲، علیرضا داوودیان دهکردی^۳ و حسین عزیزی^۴

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

^۲استادیار، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

^۳استاد، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

^۴استاد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۱۲

چکیده

تخمین مسیرهای دما- فشار دگرشکلی برای سنگ‌های دگرگونی که یک تاریخ دگرشکلی پیچیده را تجربه کرده‌اند معمولاً به ارتباط بین تجمعات دگرگونی متوالی و ریزساختارهای مختلف حفظ شده وابسته است. با تغییر شرایط دما- فشار، کانی‌های دگرگونی با یک ریز ساختار که خاص آن شرایط است، می‌توانند از لحاظ شیمیایی دوباره به تعادل برسند. پاراگنایس‌ها میلوئیتی پیرامون دریاچه سد زاینده‌رود که در محدوده میلوئیت‌های درجه پایین و متوسط قرار می‌گیرند بر اساس مطالعات پتروگرافی و ریزساختاری حداقل ۳ مرحله دگرگونی و ۳ مرحله دگرشکلی را پشت سر گذاشته‌اند. مرحله اول (قدیمی‌ترین مرحله دگرگونی قابل تشخیص) دگرگونی در حد رخساره اکلوژیت بوده است. در این مرحله کانی‌های فشار بالایی مثل روتیل همراه با گرافیت تشکیل شده‌اند که به صورت ادخال در گارنت یا فلدسپار قرار دارند. خود این گارنت و فلدسپارهای میزبان بر اساس شواهد پتروگرافی در رخساره آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. در نهایت دگرگونی پسرونده در حد رخساره شیست سبز رخ داده است که شاهد آن سرپستی شدن برخی از فلدسپارها، کلریتی شدن برخی از بیوتیت‌ها و تشکیل کلریت و کوارتز در داخل و اطراف برخی از گارنت‌هاست. همزمان با این مراحل دگرگونی پسرونده شواهدی از ریزساختارهای دگرشکلی دمای نسبتاً بالا تا دما پایین وجود دارد. از تلفیق شواهد دگرگونی و دگرشکلی نتیجه می‌شود که این سنگ‌ها از اعماق نسبتاً زیاد بالا آمده‌اند که در حین بالا آمدن مراحل مختلف دگرگونی پسرونده را تحمل کرده‌اند و دگرشکلی‌های متعددی نیز روی این مجموعه اثر کرده است.

کلیدواژه‌ها: تغییرات دمایی، ریزساختار، پاراژنز کانایی، پاراگنایس، شمال شهرکرد.

*نویسنده مسئول: ناهید شبانیان

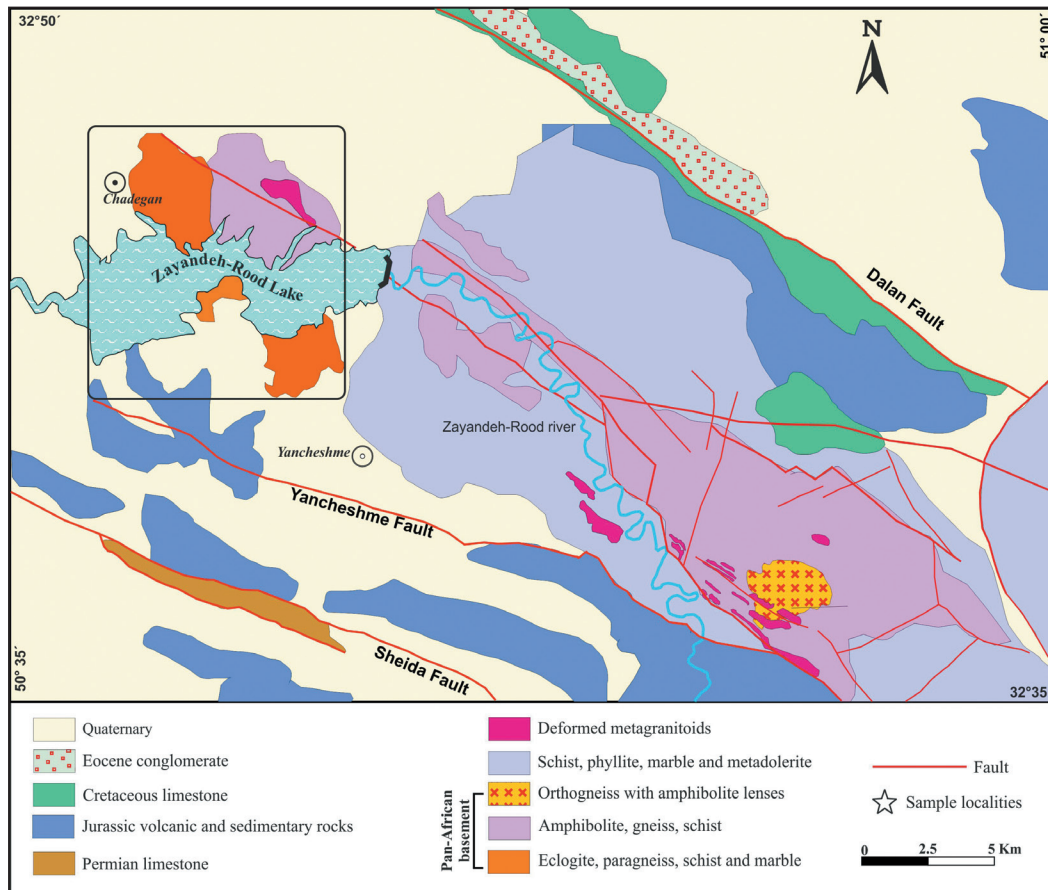
E-mail: shabanian.nahid@nres.sku.cac.ir

۱- پیش‌نوشتار

تعیین سن نسبی دگرشکلی و دگرگونی در سرزمین‌هایی که چند مرحله دگرشکلی و دگرگونی تحمل کرده‌اند برای درک تاریخ تکنونیک امری حیاتی است. سنگ‌هایی که چندین مرحله دگرشکلی و دگرگونی پایایی را تحمل کرده‌اند ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی پیچیده‌ای نشان می‌دهند (Huang et al., 2016). گاهی مجموعه‌های دگرگونی متنوع (که مربوط به شرایط دگرگونی متفاوتی است) می‌توانند هر کدام در یک ریزساختار حفظ شوند. در نتیجه می‌توان تغییرات دما و فشار را در سنگ تعیین کرد (Scheffer et al., 2016) و به دگرشکلی ربط داد و سپس مسیر دما- فشار را به دست آورد (Vidal et al., 2006). ارتباطات ریزساختاری بین پورفیروکلاست‌ها و زمینه احاطه کننده می‌تواند به‌طور گسترده برای تعیین رابطه سنی کانی که در طی دگرگونی رشد کرده (تشکیل شده) است نسبت به دگرشکلی مورد استفاده قرار گیرد (Barker, 1994; Williams, 1994). از الگوی هندسی ادخال‌های درون پورفیروکلاست‌ها نیز به عنوان معیاری برای تعیین سن رشد پورفیروکلاست نسبت به دگرشکلی استفاده می‌شود. سن نسبی رشد پورفیروکلاست‌ها ممکن است با استفاده از روند چرخش محور یا فولیاسیون یا خمیدگی و یا حالت مقاطع دنباله‌های ادخال قابل تعیین باشد (Bell and Hickey, 1999). بنابراین با توجه به تفاوت روند ادخال‌ها نسبت به کانی میزبان و فولیاسیون می‌توان به اطلاعاتی درباره سن نسبی تشکیل ادخال، کانی میزبان و فولیاسیون دست یافت. علاوه بر این، اگر هر روند با یک تجمع کانایی متفاوت همراه باشد می‌توان به انطباقی بین دگرشکلی و دگرگونی چند مرحله‌ای دست یافت. در این مقاله سعی شده است با استفاده از بررسی رشد متوالی کانی‌ها و پورفیروکلاست‌ها و همچنین مطالعه ریزساختارها و روندهای آنها، ارتباط نسبی بین مراحل دگرگونی و دگرشکلی در پاراگنایس‌های کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد پیدا کرد.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در شمال شهرکرد، در اطراف دریاچه سد زاینده‌رود و حدود ۵۰ کیلومتری شمال شرق تراست زاگرس و بین طول‌های جغرافیایی ۳۷' ۴۹" تا ۳۱' ۳۱" ۴۳' ۵۰" شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۲' ۲" تا ۳۲' ۴۷" شمالی قرار دارد. این منطقه از لحاظ زمین‌شناسی بخشی از پهنه سنندج- سیرجان است. قبلاً تصور می‌رفت که پهنه سنندج- سیرجان یک کمربند دگرگونی در حد رخساره شیست سبز- آمفیبولیت بوده که در طی برخورد قاره‌ای کرتاسه- تریاری بین قاره آفریقا- عربی و خردقاره ایران به وجود آمده (Mohajjel et al., 2003)، ولی شواهد جدید نشان می‌دهد که اوج دگرگونی در این پهنه بر خلاف تصور قبلی نه در کرتاسه بلکه در ژوراسیک زیرین و در حد رخساره اکلوژیت رخ داده است (Davoudian et al., 2008 and 2016). این پهنه، حاشیه قاره‌ای شمال خاور اقیانوس نتوتیس را تشکیل می‌دهد است و سنگ‌های آن بر اثر رویدادهای کوهزایی و برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا دستخوش دگرگونی و دگرشکلی شده‌اند (Mohajjel and Fergusson, 2014). چندین مرحله دگرشکلی در این پهنه اثر کرده که جوان‌ترین آنها ناشی از برخورد بین صفحه عربی و اوراسیاست (Davoudian et al., 2008). کمپلکس‌های دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان عمدتاً متشکل از سنگ‌هایی با سن پروتولیت پرکامبرین- کامبرین بوده که معمولاً در ژوراسیک متحمل دگرگونی شده‌اند (Malek-Mahmoudi et al., 2017; Shabanian et al., 2018; Badr et al., 2018). پهنه سنندج- سیرجان از جنوب غرب به شمال شرق، شامل چندین زیرزون کشیده بوده که یکی از مهم‌ترین آنها زیرزون دگرشکلی پیچیده است که عمدتاً از شیست، مرمر، آمفیبولیت، کوارتزیت، دولومیت- مرمر و ماسه‌سنگ دگرگونی تشکیل شده است (Mohajjel et al., 2003). منطقه مورد مطالعه در این زیرزون قرار دارد. این زیرزون از دیگر زیرزون‌ها با داشتن مقدار فراوانی از سنگ‌های دگرگونی قابل تشخیص است (Davoudian et al., 2008) (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی (برگرفته از Davoudian et al., 2016). چهار ضلعی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۴- شواهد صحرایی

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای اطراف زاینده‌رود بیشتر شامل آمفیبولیت، گنایس، شیست و مرمر است. اکلوزیت به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ همراه با سنگ‌های دیگر دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه درون پهنه برشی در پیرامون دریاچه سد زاینده‌رود رخنمون دارد (Davoudian et al., 2008). پاراگنایس‌های مورد مطالعه در این تحقیق سنگ میزبان توده‌های اکلوزیت هستند. سن دگرگونی این پاراگنایس‌ها بر مبنای سن‌نگاری به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی مسکوویت فنزیتی $175/3$ و $175/7$ میلیون سال قبل (ژوراسیک زیرین) است (Davoudian et al., 2016).

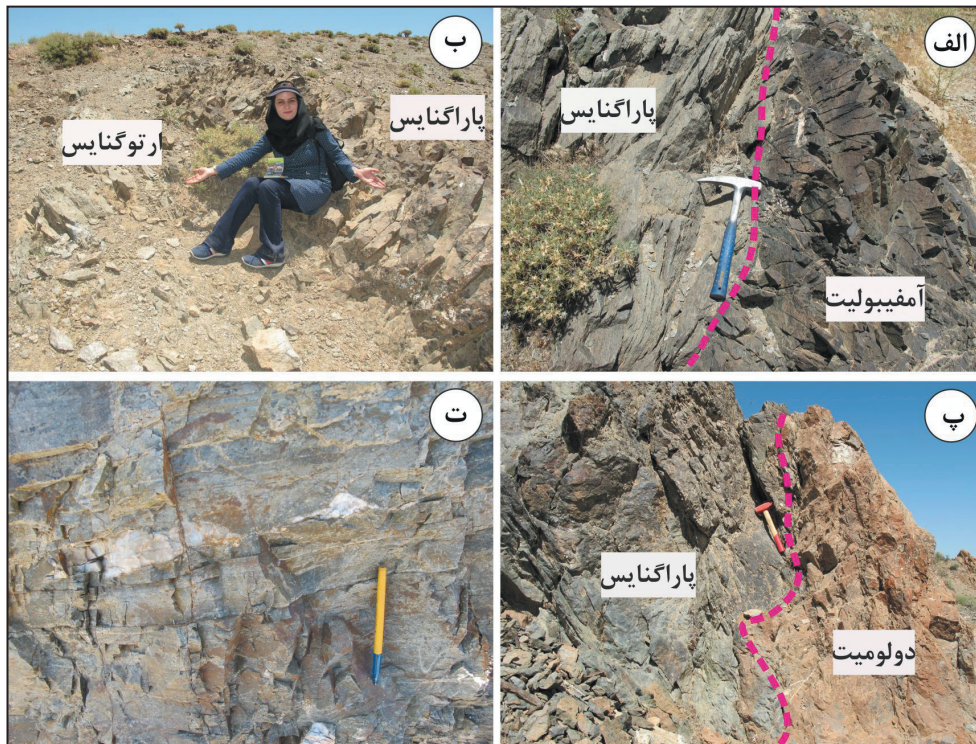
سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای اطراف زاینده‌رود بیشتر شامل آمفیبولیت، گنایس، شیست و مرمر است. اکلوزیت به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ همراه با سنگ‌های دیگر دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه درون پهنه برشی در پیرامون دریاچه سد زاینده‌رود رخنمون دارد (Davoudian et al., 2008). پاراگنایس‌های مورد مطالعه در این تحقیق سنگ میزبان توده‌های اکلوزیت هستند. سن دگرگونی این پاراگنایس‌ها بر مبنای سن‌نگاری به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی مسکوویت فنزیتی $175/3$ و $175/7$ میلیون سال قبل (ژوراسیک زیرین) است (Davoudian et al., 2016).

۳- روش مطالعه

به منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری در پاراگنایس‌های منطقه، پس از انجام بررسی‌های صحرایی، از پاراگنایس‌های میلوئیتی شده منطقه که در برخی موارد ظاهری چشمی نشان می‌دهند با ثبت مختصات جغرافیایی توسط GPS و نمونه‌برداری سیستماتیک، حدود ۱۸۵ نمونه برداشته شد، سپس از میان نمونه‌های برداشت شده، نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و از ۴۹ نمونه شاخص جهت یافته و غیرجهت یافته مقطع نازک تهیه شد و سپس با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان این نمونه‌ها از لحاظ پتروگرافی، ریزساختاری و بافتی مورد مطالعه قرار گرفتند.

آنالیزهای الکترون‌مایکروپروب در گروه زمین‌شناسی دانشگاه سالزبورگ کشور اتریش با یک سیستم JEOL- JX8600 (سه اسپکترومتر، بلورهای LiF، PET و TAP) تحت شرایط ۱۵ و ۱۰ ثانیه زمان شمارش انجام شد. دقت تجزیه نقطه‌ای برابر با یک صدم درصد برای اکسید عناصر اصلی بوده و محاسبات کاتیون کانی‌ها با استفاده از نرم‌افزار PET (Dachs, 2004) صورت گرفته است.

آنالیزهای الکترون‌مایکروپروب در گروه زمین‌شناسی دانشگاه سالزبورگ کشور اتریش با یک سیستم JEOL- JX8600 (سه اسپکترومتر، بلورهای LiF، PET و TAP) تحت شرایط ۱۵ و ۱۰ ثانیه زمان شمارش انجام شد. دقت تجزیه نقطه‌ای برابر با یک صدم درصد برای اکسید عناصر اصلی بوده و محاسبات کاتیون کانی‌ها با استفاده از نرم‌افزار PET (Dachs, 2004) صورت گرفته است.



شکل ۲- الف) پاراگنایس در کنتاکت بلافصل با متابازیت؛ ب) قرار گرفتن ارتوگنایس و پاراگنایس در کنار هم؛ پ) قرار گرفتن پاراگنایس و مرمرآهکی- دولومیتی در کنار هم؛ ت) ریون کوارتزی بودینی شده در داخل پاراگنایس.

۵- پتروگرافی

تک‌بلوری کوارتز هستند. هر چند که این روبان‌های کوارتزی در نمونه‌های مورد مطالعه خیلی توسعه یافته نیستند (شکل ۳-ب)، ولی روبان‌های چندبلوری کوارتز از مشخصات دگرشکلی در شرایط رخساره آمفیبولیت تا گرانولیت هستند و دمای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (Bose and Sengupta, 2003). کوارتز روبانی در شرایط بالاترین استرین در درجه بالای دگرگونی به وجود می‌آید، در حالی که کوارتز موزاییکی طویل شده در سنگ‌هایی تشکیل می‌شود که استرین بالایی در نتیجه دگرگونی درجه متوسط تا بالا متحمل شده‌اند (Graham et al., 1982). روبان‌های تک‌بلوری کوارتز در شرایط دگرشکلی شدید (Boullier and Bouchez, 1978) به وجود می‌آیند.

در کوارتزها خاموشی موجی (undulose extinction) (شکل ۳-ت) و خاموشی موجی لکه‌ای (patchy undulose extinction) دیده می‌شود. در دمای بسیار کم (زیر ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) خاموشی موجی، در دمای کم (۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) خاموشی موجی لکه‌ای و با افزایش دما، خاموشی موجی جارویی تشکیل می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). دانه کوارتز، تجدید تبلور دینامیکی (Recrystallisation Dynamic) را به طرق مختلف نشان می‌دهند.

تجدید تبلور دینامیکی در بلورهای کوارتز به صورت SGR، BLG و GBM دیده می‌شود (شکل‌های ۳-ث و ج). رفتار کوارتز در حین دگرشکلی می‌تواند به برآورد نسبی دما هنگام تغییرات ساختاری منجر شود. در دمای ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و در تنش بالا، تجدید تبلور (BLG) توسط دانه‌های تجدید تبلور یافته کوچک و محذب در طول مرز دانه مشخص می‌شود، سپس با افزایش دما در شرایط متوسط تا زیاد (۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) فابریک‌های دگرشکلی ریزدانه‌ها (SRG)، دانه‌های جدید (Newgrain) و مهاجرت مرز دانه‌ها (GBM) تشکیل می‌شود. در این شرایط دانه‌های کوارتز به صورت کشیده و نوارهای چند بلورین دیده می‌شوند (Boullier and Bouchez, 1978).

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، این پاراگنایس‌ها دارای بافت‌های لپیدوگرانوبلاستی ناهم‌بعددانه و میلونیتی و لایه‌بندی ترکیبی (Compositional layering) و فولیاسیون از نوع آناستوموسینگ (Anastomosing) هستند (شکل ۳-الف). فولیاسیون آناستوموسینگ معمولاً برای توصیف ظاهری برخی از انواع فولیاسیون به هم تابیده به کار می‌رود که سنگ را به لزه‌های مجزا تقسیم می‌کند (Passchier and Trouw, 2005). فولیاسیون در بعضی مقاطع به صورت تقریباً موازی (Parallel) است. محدوده فولیاسیون (M-domain) شامل کانی‌های میکایی (غالباً مسکوویت فزیتی و بیوتیت) و کلریت است. محدوده میکرولیتون (Q-domain) غالباً از کوارتز و سپس فلدسپات و گارنت تشکیل شده است. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل مسکوویت فزیتی، کوارتز، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و گارنت و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، کلریت، روتیل، تورمالین، اسفن، زیرکن، اکسید آهن و کلسیت هستند. چشم‌های گنایسی غالباً از فلدسپات تشکیل شده‌اند. چشم‌ها در بعضی مقاطع تک‌بلور، دارای کمی پوشش و از نوع فی (φ-type) و سیگما (σ-type) (شکل ۳-ب) هستند و در بعضی مقاطع به صورت فابریک چندبلوری (سیگموبید) مشاهده می‌شوند. چشم‌های پورفیر و کلاستی ادخال‌هایی شامل کوارتز، مسکوویت فزیتی، گارنت و روتیل دارند.

۵-۱. کوارتز

کوارتز به عنوان یکی از سازنده‌های اصلی این پاراگنایس‌ها به صورت‌های مختلف و اندازه‌های متفاوت (ریز تا درشت) دیده می‌شود: الف) چشم‌های گنایسی که ادخال، بلورهای پراکنده و جمعی از بلورهای تجدید تبلور یافته در متن سنگ را در بر دارد؛ ب) در سایه فشاری پورفیر و کلاست، به صورت کوارتز موزاییکی طویل شده و پ) به صورت روبان‌های کوارتزی. روبان‌های کوارتز معمولاً به موازات فولیاسیون هستند و گاهی چین خورده و خمیده شده‌اند و آثاری از تجدید تبلور دینامیکی نشان می‌دهند. روبان‌های کوارتزی شامل روبان‌های چندبلوری و

هستند. از این رو ادخال‌های تکی کوارتز در فلدسپات تمایل به کروی بودن دارند (Vernon, 2004).

۵-۳. فلدسپات

این کانی نیمه‌شکل‌دار بوده و بیشتر به صورت درشت‌بلورهایی دیده می‌شود که تشکیل چشم‌های درشت فلدسپاتی می‌دهند. این کانی بعد از کوارتز فراوان‌ترین کانی در خمیره است. کانی‌های ورقه‌ای مثل مسکوویت فزیتی و بیوتیت به همراه کلریت و کوارتز چشم‌های فلدسپاتی را دور زده‌اند. ساختار هسته-پوشش در فلدسپات‌ها رایج و از نوع سیگماتایپ (σ -type) و فی‌تایپ (ϕ -type) هستند. ساختارهای هسته و پوشش نوع سیگماتایپ (σ -type) در استرین نسبتاً پایین تشکیل می‌شوند. ساختارهای فی‌تایپ (ϕ -type) بیشتر در میولنیت‌های دانه‌درشت و درجه بالا دیده می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). در این ساختار هسته معمولاً مرز مشخصی با قسمت پوشش دارد و در تعداد محدودی از نمونه‌ها مرز مشخصی بین هسته و پوشش دیده نمی‌شود (شکل ۳-ح). ساختارهای هسته-پوشش در فلدسپات‌ها که مرز شارپی دارند در دمای پایین تشکیل شده‌اند. این ساختارها در فلدسپات‌ها تا دمای بالای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز حفظ می‌شوند با این تفاوت که در این حالت مرز شارپی مشاهده نمی‌شود (Passchier and Trouw, 2005).

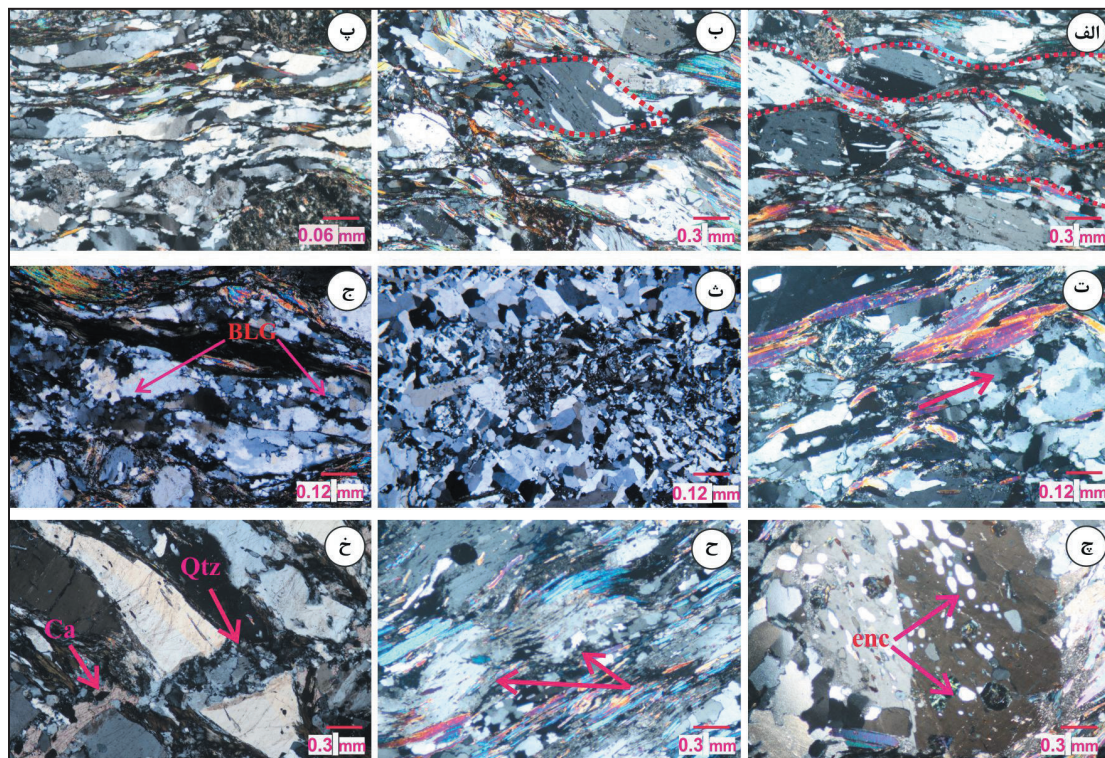
فلدسپات‌ها گاهی دارای ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سنتیک و گاهی فاقد ماکل هستند. بیشتر پورفیروکلاست‌ها ماکل پلی‌سنتیک با انتهای مخروطی و خمیده دارند که بر اساس ریخت‌شناسی ماکل، از نوع مکانیکی یا ماکل‌های دگرشکلی (Deformation twin) هستند (Smith and Brown, 1988). این نوع ماکل‌های دگرشکلی در دمای پایین رخ می‌دهند (Passchier and Trouw, 2005). در بعضی مقاطع پورفیروکلاست‌های فلدسپات قطعه قطعه (Fragmented Porphyroclasts) شده‌اند. کانی‌های فلدسپات به علت مقاومت برشی بالا، بیشتر از کانی‌های دیگر در دگرشکلی حالت شکننا به خود می‌گیرند (Ramsay and Huber, 1987). در برخی موارد بین این قطعات، میکاها، کوارتز و کلسیت رشد کرده‌اند (شکل ۳-خ).

ریزساختارهایی مثل تجدید تبلور دانه‌های ریز در مرز دانه‌ها، در پهنه برشی با شرایط رخساره آمفیبولیت پایینی به وجود می‌آید (Massey and Moecher, 2005). تجدید تبلورهای BLG معادل رژیم ۱، SGR معادل رژیم ۲ و GBM معادل رژیم ۳ (Passchier and Trouw, 2005; Hirth and Tullis, 1992) هستند. رژیم ۱ در دمای پایین و نرخ استرین بالا، رژیم ۲ در دمای بالاتر و نرخ استرین پایین‌تر نسبت به رژیم ۱ و رژیم ۳ در دمای خیلی بیشتر و نرخ استرین خیلی کمتر به وجود می‌آیند (Hirth and Tullis, 1992).

۵-۲. ادخال‌های گرد شده کوارتز

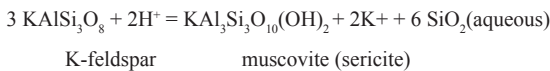
حضور ادخال‌های تقریباً کروی و گرد کوارتز در فلدسپات‌ها در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های مورد مطالعه به قدری فراوان است که غیر قابل چشم‌پوشی هستند (شکل ۳-ج). در واقع علت تشکیل این گونه ادخال‌ها به شرایط دگرگونی، ساختار ادخال و کانی میزبان وابسته است.

اگر سنگی برای مدت زمانی گرم بماند (مثلاً در شرایط دگرگونی درجه بالا قرار بگیرد)، مرز دانه‌ها شروع به تغییر خواهند کرد و انرژی آزاد بین سطحی (interfacial free energy) به سمت حداقل پیش خواهد رفت. شکل کانی‌هایی که به صورت ادخال هستند شاخص حساسی نسبت به انیزوتروپی ساختاری است، زیرا سطوح مشترک بین ادخال و میزبان مرزهای دانه‌ای واقعی هستند. ادخال به طور تیمیک متعلق به مجموعه کانایی شبه کانی میزبان (از لحاظ شیمیایی) است. بنابراین دو ترکیب شیمیایی سازگار دارند و انرژی بین مرزهای ادخال و میزبان تمایل به حداقل دارد. اگر هم ادخال و هم میزبان دارای انیزوتروپی ساختاری باشند شکل منتج شده برای ادخال کروی است که حداقل انرژی (بین سطحی) را در واحد حجم دارد و اگر هر دو خیلی انیزوتروپ نباشند شکل‌های نزدیک به کروی و یا بیضوی خواهند داشت. در مواردی که ادخال کشیده و جهت یافته و به صورت دنباله‌ای (inclusion trails) باشد، ادخال‌ها اشکالی متمایل به گرد شده نشان می‌دهند. در نمونه مورد مطالعه کوارتز و فلدسپات، هر دو از لحاظ ساختاری نسبتاً انیزوتروپیک



شکل ۳- الف) کلیواژ آناستوموسینگ (XPL)؛ ب) پورفیروکلاست σ -type (XPL)؛ پ) روبان‌های چند بلوری کوارتز (XPL)؛ ت) خاموشی موجی (فلش) در کوارتز (XPL)؛ ث) قرار گرفتن ریزدانه نودانه در کنار هم (XPL)؛ ج) رشد بولگینگ بلوره‌های کوارتز (BLG) (XPL)؛ چ) ادخال‌های گرد شده کوارتز (XPL)؛ ح) فلدسپار (XPL)؛ خ) پورفیروکلاست‌های با مرز نامشخص بین هسته و پوشش (فلش) (XPL)؛ د) پورفیروکلاست فلدسپار با شکستگی که بین قطعاتش کوارتز (Qtz) و کلسیت (Ca) رشد کرده است (XPL).

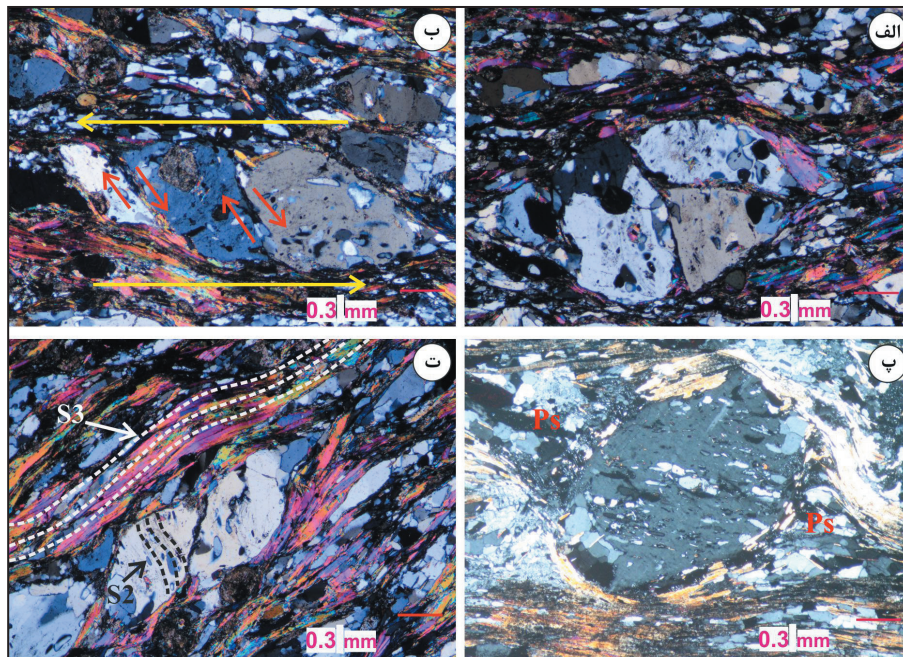
معمولاً سرسیتیزاسیون k-فلدسپات در طول دگرگونی پسرونده در واکنش زیر ایجاد می‌شود (Bucher and Grapes, 2011).



روند ادخال در بعضی از پورفیرو کلاست‌های فلدسپات زاویه کمی با روند زمینه سنگ دارد. این پورفیرو کلاست‌ها بر اساس مطالعات داودیان دهکردی (۱۳۸۶) همزمان با دگرگونی مرحله دوم (آمفیبولیت) و در زمان دگرشکلی D2 تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۴-پ و ت).

در مجموع دو نوع شکستگی در این پورفیرو کلاست‌ها قابل تشخیص است؛ پورفیرو کلاست‌های قطعه‌قطعه شده موزاییکی (mosaic fragmented porphyroclasts) (شکل ۴-الف) و پورفیرو کلاست‌های قطعه‌قطعه شده نوع نوار برشی (shear band type fragmented porphyroclasts) (شکل ۴-ب).

فلدسپات‌ها دارای ادخال‌های فراوانی از کوارتز، گارنت، مسکوویت فنزیتی، روتیل و زیرکن هستند و در بعضی موارد به سرسیت تجزیه شده‌اند.



شکل ۴-الف) شکستگی موزاییکی در پورفیرو کلاست فلدسپار (XPL)؛ ب) شکستگی نوع نوار برشی نا همسو با جهت برش سنگ (XPL)؛ پ) پورفیرو کلاست با روند ادخال که زاویه کمی نسبت به فولیاسیون زمینه سنگ دارد و دارای سایه فشاری (PS) نامتقارن است (XPL)؛ ت) پورفیرو کلاست (Inter tectonic) با روند ادخال سیگموبیدی (XPL).

پورفیرو کلاست‌های گارنت در نسل‌های مختلف فولیاسیون قابل مشاهده هستند. روند ادخال در دسته‌ای از گارنت‌ها در جنوب دریاچه سد زاینده‌رود به صورت گلوله برفی (Snow ball) بوده که نشانه چرخش بلور در حین رشد است. در این گروه پورفیرو کلاست‌های گارنت به صورت ادخال در درون پورفیرو کلاست‌های درشت فلدسپات حضور دارند.

روند ادخال‌ها در گارنت نشان‌دهنده فولیاسیون S1 است که در طی فاز دگرشکلی D1 به وجود آمده‌اند. این فاز دگرشکلی همزمان با دگرگونی رخساره اکلوزیت است. بلورهای گارنت توسط پورفیرو کلاست‌های همزمان با تکنونیک فلدسپات دربر گرفته شده‌اند. روندهای انکلوزیون در پورفیرو کلاست فلدسپات نشان‌دهنده فولیاسیون S2 بوده که در طی حادثه دگرشکلی شدید D2 تشکیل شده است. این حادثه همزمان با مرحله دوم دگرگونی یعنی رخساره آمفیبولیت است. فولیاسیون میولینیتی زمینه سنگ نیز (S3) در طی دگرشکلی D3 تشکیل شده است. (داودیان دهکردی، ۱۳۸۶؛ شکل‌های ۵-پ و ت).

شکستگی در گارنت‌ها: شکستگی بلورهای گارنت طی دگرگونی ناحیه‌ای امری متداول است. این امر یا به علت مکانیسم‌های درونی و یا مکانیسم‌های خارجی رخ می‌دهد. مکانیسم‌های درونی به علت حضور ادخال هستند که باعث تشکیل ترک‌های شعاعی در اطراف ادخال می‌شود. شرایط انبساط متفاوت ادخال نسبت

۵-۴. گارنت

گارنت نیز به صورت ادخال، چشم پورفیرو کلاستی و بلور آزاد در سنگ دیده می‌شود. گارنت‌ها شکستگی‌های مختلفی دارند. اغلب گارنت‌ها پویی کیلوبلاستیک و دارای ادخال‌های فراوان کوارتز، روتیل، مسکوویت فنزیتی و گرافیت هستند. لازم به ذکر است که روتیل به صورت ادخال در درون گارنت‌هایی دیده می‌شود که خود آن گارنت‌ها نیز به صورت ادخال در درون پورفیرو کلاست‌های فلدسپات قرار گرفته‌اند. حضور روتیل و مسکوویت فنزیتی به صورت ادخال در درون بلورهای گارنت نشان‌دهنده دگرگونی فشار بالاست (رخساره اکلوزیت).

برخی از گارنت‌ها نیز در تشکیل ساختار هسته و پوشش شرکت کرده‌اند و سایه فشاری دارند که از نوع متقارن و یا نامتقارن (شکل ۵-الف) است. در سایه فشاری گارنت‌ها کانی‌های کوارتز و کمی کلریت رشد کرده‌اند. گارنت‌ها در نوارهای حاشیه و شکستگی‌ها توسط کلریت و اکسید آهن ناشی از دگرگونی پسرونده جایگزین شده‌اند.

در بعضی از گارنت رشد دومرحله‌ای بلور مشاهده می‌شود. هسته در یک مرحله و حاشیه در مرحله بعد تشکیل شده است. بعضی از گارنت‌ها نیز به کلریت تبدیل شده‌اند (که نشان‌دهنده دگرگونی پسرونده به رخساره شیبست سبز است) (شکل‌های ۵-الف و ب).

پلاژیوکلاز و آپاتیت) در گارنت که دگرگونی خیلی فشار بالا را متحمل نشده اند نیز گزارش شده اند (Wendt et al., 1993) و علت آن را به کاهش فشار ایزوترمال نسبت داده اند (Whitney, 1996).

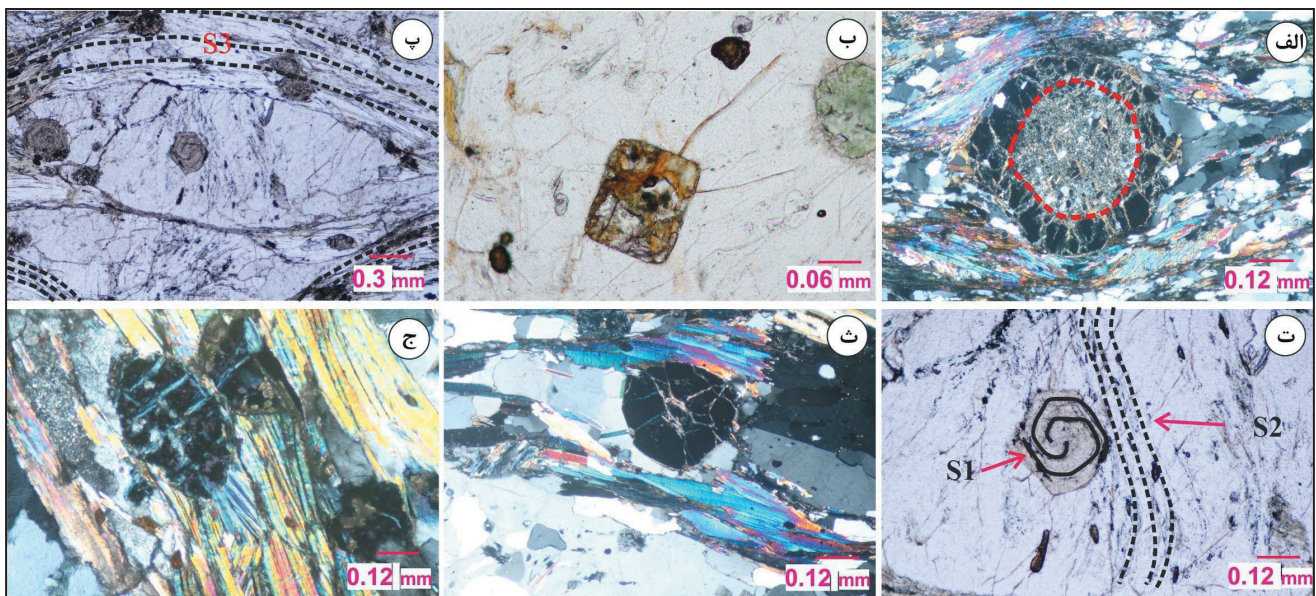
Whitney (1996) پیشنهاد می کند که ترک های شعاعی می توانند در شرایط با شدت کمتری از شرایط (ultra-high-pressure) تشکیل شوند. توسعه ترک های ریز در دماهای دگرگونی ممکن است به علت ترکیب متفاوت بین گارنت میزبان و ادخال باشد (Whitney and Dilek, 1998). از آنجا که در گارنت های منطقه شواهدی از پاراژنر کانایی خیلی فشار بالا مشاهده نشده است و مطالعات بارومتری که توسط Davoudian et al. (2016) صورت گرفته و حداکثر فشار برای تشکیل این مجموعه ۲۴ کیلو بار برآورد کرده اند، تفسیر فشار خیلی بالا منتفی می شود، لذا این ترک های شعاعی در شرایطی کم تر از دگرگونی خیلی فشار بالا (ultra-high-pressure metamorphism) تشکیل شده اند.

در گروه دیگری از گارنت ها که در زمینه سنگ پراکنده اند و در نسل های بعدی تشکیل شده اند شکستگی های مشاهده شده از نوع شعاعی نمی باشند، بلکه دارای شکستگی های متقاطع و بعضاً کششی و عمود بر فولیاسیون هستند (شکل ۵-ج). در شکستگی این گروه مکانیسم خارجی مؤثر بوده و احتمالاً این شکستگی ها به علت کشش افقی ناشی از بالا آمدن و سرد شدن سرزمین دگرگونی است (Ji et al., 1997).

به گارنت میزبان سبب ایجاد ترک های شعاعی در اطراف ادخال به عنوان تابعی از فشار، شرایط دما-فشار در طی دگرگونی پسروده و خصوصیات ترموالاستیک (thermoelastic) ادخال و گارنت می شود (Whitney, 1996).

همچنین از مکانیسم های خارجی مرتبط با شکستگی می توان به شکستگی ناشی از سیال (hydrofracturing) (Rovetta et al., 1987)، دگرشکلی و شکستگی ناشی از فرایند جایگزینی اشاره کرد (Prior, 1993).

گارنت های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی متعلق به چند نسل متفاوت هستند. نسل اول گارنت ها (قدیمی)، که معمولاً به صورت ادخال در داخل پورفیروکلاست های دیگر حضور دارند و دارای ادخال های متفاوتی مثل کوارتز و روتیل هستند، شکستگی های شعاعی دارند (شکل ۵-ث). هر چند که ظاهر شعاعی در همه این نوع گارنت ها خیلی واضح نیست که این امر احتمالاً به دلیل مراحل متعدد دگرگونی، دگرشکلی بعدی و یا شاید ورود سیالات باشد. در تفسیر این شکستگی ها باید گفت که ترک های ریز شعاعی که از ادخال های کوارتز شروع می شوند در برخی از سرزمین های دگرگونی خیلی فشار بالا (ultra-high-pressure metamorphism) گزارش شده اند که به علت افزایش حجم ادخال نسبت به گارنت در نتیجه تبدیل کوئرتز به کوارتز آلفا ایجاد می شوند که خود به علت کاهش فشار است (Gillet et al., 1984). البته ریزترک های شعاعی در اطراف کوارتز و دیگر ادخال های موجود (مثل



شکل ۵- الف) رشد دومرحله ای گارنت و سایه فشاری نامتقارن (XPL)؛ ب) دگرگونی پسروده در گارنت (PPL)؛ پ و ت) چرخش ادخال در داخل گارنت و سه مرحله دگرشکلی قابل تشخیص در مقطع (PPL)؛ ث) شکستگی شعاعی در گارنت (XPL)؛ ج) شکستگی عمود بر فولیاسیون در گارنت (XPL).

۵-۵. میکای سفید (فنزیت)

می دهند و تعداد محدودی از این کانی ها کینک باند نشان می دهند. گاهی بلورهای این کانی ریزساختار میکا فیلم و ماهی میکایی را به وجود می آورند. برخی از این میکاهای سفید که به طور تصادفی پراکنده بوده و جهت یابی خاصی را نشان نمی دهند و همچنین بر روی فولیاسیون S3 سوار شده اند، به نظر می رسد بعد از دگرشکلی D3 (Post-D3) تشکیل شده باشند.

۵-۶. میکا فیلم

رگه های نازک از ذرات میکای جهت یافته به صورت موازی یا آناستوموسینگ است که تمایل به حالت توازی یا هم آراستگی با کلیواژ در مقیاس میکروسکوپی دارند

بلورهای میکای سفید هم به صورت ادخال و هم به صورت ماهی میکایی دیده می شوند. بلورهای ورقه ای این کانی به صورت نوارهای ظریف در اطراف چشم های پلاژیوکلاز چرخیده و ایجاد ساختار پورفیروکلاست پوششی را می نماید. بر اساس مطالعه داودیان (۱۳۸۶) و مبحث تعداد دگرشکلی که در قسمت کانی گارنت توضیح داده شده این حادثه در طی دگرشکلی D3 رخ داده است. تبلور دوباره کامل بیوتیت و مسکوویت فنزیتی که سطح فولیاسیون را مشخص می کند در شرایط رخساره آمفیبولیت حاصل می شود. بلورهای این کانی خاموشی موجی نشان

وجود می‌آیند (Massey and Moecher, 2005). در نمونه‌های مورد مطالعه شواهد دگرشکلی دیگری مثل نوارهای برشی، ریزساختار فلانکینگ و ریز چین نیز قابل مشاهده است.

– **نوارهای برشی:** در برخی از نمونه‌ها نوارهای برشی نوع S-C قابل تشخیص است (شکل ۶-ج) که جهت برش راست‌بر را در منطقه نشان می‌دهند. نوارهای برشی یکی از مهم‌ترین شاخص‌های تعیین جهت برش در میلونیت‌ها است. نوارهای برشی به دو نوع اصلی C-type و C'-type تقسیم می‌شوند. نوارهای برشی نوع C' معمولاً در سنگ‌های میلونیتی که فولیاسیون در آن‌ها به شدت گسترش یافته تشکیل می‌شود (Passchier and Trouw, 2005).

– **ساختار فلانکینگ (Flanking structures):** در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه ریز ساختار فلانکینگ S-Type با جابه‌جایی معکوس (reverse drag) دیده می‌شود که نشان‌دهنده استرین بالا است (Mukherjee, 2014) (شکل‌های ۶-چ و ح). این ساختارها فابریک‌های خطی یا صفحه‌ای هستند که در امتداد سنگ کشیده شده‌اند و توسط رگه، شکستگی قطع می‌شوند. ساختارهای فلانکینگ به دو دسته چین‌های فلانکینگ و نوارهای برشی فلانکینگ تقسیم می‌شوند. این ساختارها توسط مکانیسم‌هایی مثل نفوذ و تشکیل درجای رگه به وجود می‌آیند و چین‌ها و یا نوارهای برشی موجود را به دو قسمت تقسیم می‌کند ساختارهای فلانکینگ می‌توانند در تعیین جهت برش مؤثر باشند (Passchier, 2001).

– **ریزچین:** ریزچین‌های مشاهده در مطالعات پتروگرافی از نوع متقارن (شکل ۶-خ) هستند. چین خوردگی نوارهای کانی‌های ورقه‌ای نشانه‌ی حرارت متوسط و نرخ کرنش اندک است (Stipp et al., 2002).

(Powell, 1982; Gregg, 1985). میکا فیلم‌ها در تشکیل کلیواژ مزوسکوپی مؤثر هستند (Gregg, 1985).

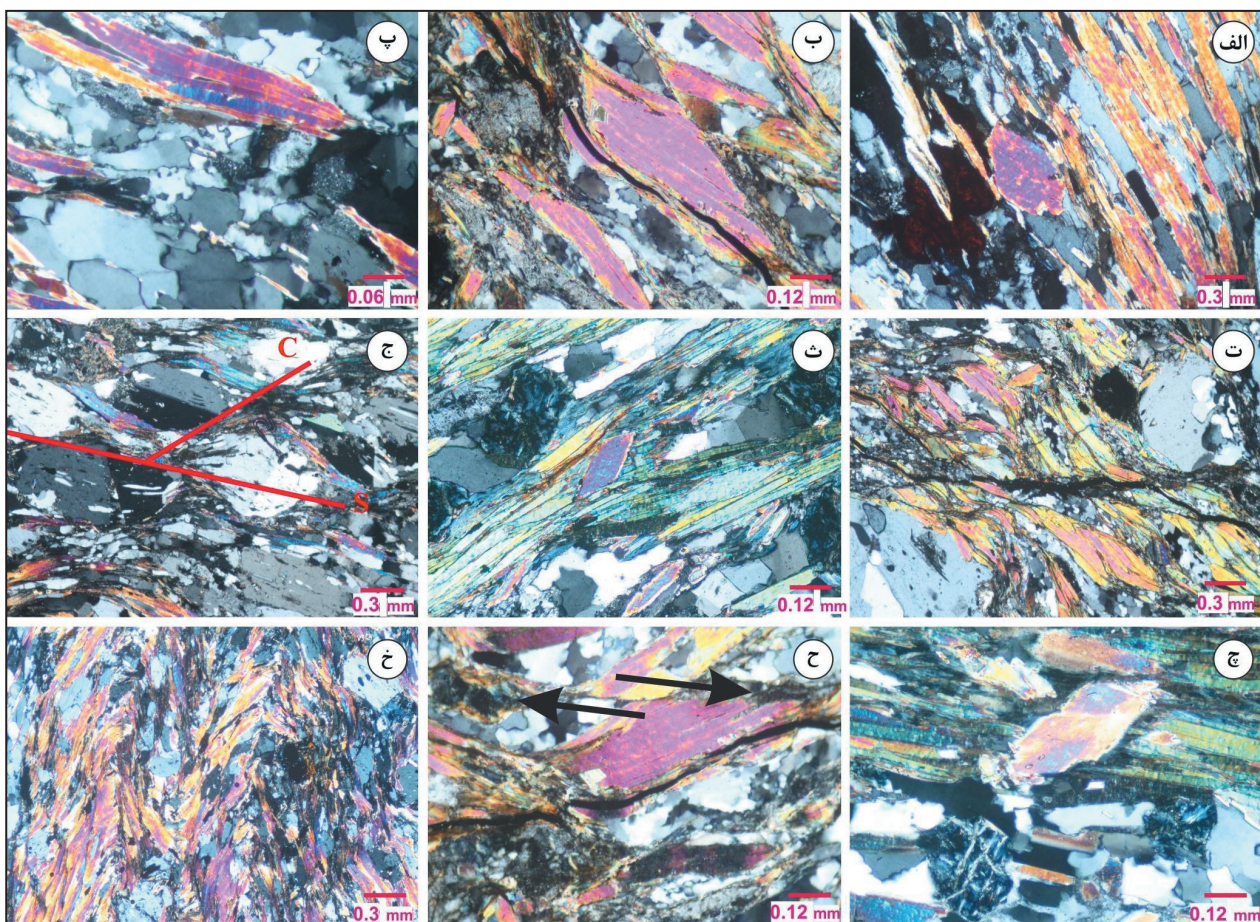
– **ماهی میکایی (Mica fish):** مسکوویت فنژیته نسبت به بیوتیت مقاومت بالایی در برابر دگرشکلی دارد. از این رو معمولاً تشکیل ماهی میکایی در میلونیت‌ها را می‌دهد (Passchier and Trouw, 2005). تشکیل ماهی فنژیته در دمای بالای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد (Grotenhuis et al., 2002; Trouw and Passchier, 2009) و یکی از ساختارهای مهم برای تشخیص جهت برش است و جهت برش راست‌بر را در این منطقه نشان می‌دهند.

ماهی‌های میکایی منطقه برطبق تقسیم‌بندی (Mukherjee, 2011) شامل هر دو گروه مجزا و گروهی است، ماهی‌های فنژیته مجزا (Single Fish) در منطقه شامل ۱- عدسی شکل، ۲- عدسی شکل با رئوس در جهت فولیاسیون و ۳- لوزی شکل یا رمبوییدال با رخ موازی در جهت ضلع بزرگ ماهی و ماهی‌های میکایی مرکب (Composite Fish) شامل اینترنال ماهی، فولیاسیون ماهی سیگموتیدی هستند (شکل‌های ۶-الف تا ث).

۵-۷. بیوتیت

این کانی نسبت به دیگر کانی‌هایی که فولیاسیون سنگ را می‌سازند مقدار کمتری دارد. در ساختار هسته-پوشش این کانی همراه با مسکوویت فنژیته و کوارتز بخش پوشش را تشکیل می‌دهند. بیوتیت گاهی به کلریت تجزیه شده است که حاکی از یک فاز دگرگونی پسرورنده است.

ریزساختارهایی مثل تجدید تبلور دانه‌های ریز در مرز دانه‌ها و ماکل‌های دگرشکلی (deformation twinning) در پهنه برشی با شرایط رخساره آمفیبولیت پایینی به



شکل ۶- الف) ماهی فنژیته نوع عدسی شکل (XPL)؛ ب) ماهی فنژیته رمبوییدال (XPL)؛ پ) عدسی شکل گروه ۲ (XPL)؛ ت) ماهی فنژیته گروهی نوع فولیاسیون ماهی سیگموتیدی، (XPL)؛ ث) ماهی فنژیته گروهی نوع اینترنال (XPL)؛ ج) ساختار S-C' در سنگ (XPL)؛ چ) ساختار فلانکینگ (XPL)؛ ح) ساختار فلانکینگ با جابه‌جایی معکوس (XPL)؛ خ) ریزچین متقارن (XPL).

فلدسپات‌ها تجدید تبلور یافته‌اند و به تجمعات کریستالوبلاستیک پلی‌گونال تبدیل شده‌اند. انحراف فولیاسیون اطراف پورفیروکلاست معمولاً متقارن است و نشانه‌های جهت برش در مقطع نازک به ندرت قابل‌رؤیت است. اندازه کوارتز تجدید تبلور یافته بزرگ‌تر از ۲۰۰ میکرومتر و فلدسپات بزرگ‌تر از ۱۰۰ میکرومتر است (Trouw et al., 2010).

بر اساس این تقسیم‌بندی (Trouw et al., 2010) پاراگنایس‌های میلونیتی منطقه مورد مطالعه در محدوده میلونیت‌های درجه پایین تا متوسط قرار می‌گیرند و غالب ریزساختارها نشان‌دهنده شرایط رخساره آمفیبولیت هستند.

۶- مطالعه مینرال شیمی و دما - فشار حاکم بر پاراگنایس‌ها

به منظور تعیین درجه حرارت و فشار حاکم بر دگرگونی و دگرشکلی سنگ و مقایسه آن با نتایج به دست آمده از مشاهدات پتروگرافی از تعدادی از آنالیزهای الکترون مایکروپروب کانی‌های اصلی سازنده استفاده شده است (جدول ۱). برای این منظور پس از محاسبه اکتیویته کانی‌ها در نرم افزار AX، برای تعیین دما و فشار نرم افزار محاسبات واکنش‌های چند گانه THERMOCALC 3.23 (Holland and Powell, 1998) به کار گرفته شد. نتایج نشان داد که کانی‌های اصلی گارنت، میکای فزیتی، فلدسپات آلکان و پلاژیوکلاز دارای دمای تعادل ۵۹۶ درجه سانتی‌گراد در یک فشار ۱۰/۴ کیلو بار هستند. این نتایج با یافته‌های حاصل از مشاهدات پتروگرافی دارای همخوانی بوده و بیانگر شرایط فیزیکی رخساره دگرگونی آمفیبولیت است. بنابراین اکثریت ریزساختارهایی مورد بررسی که در محدوده میلونیت‌های دمای متوسط قرار می‌گیرند، با شرایط دگرگونی به دست آمده همخوانی کاملاً قابل قبولی نشان می‌دهند.

بر اساس مطالعات پتروگرافی پاراگنایس‌های مورد مطالعه میلونیتی هستند. میلونیت‌ها بر اساس اندازه دانه، نوع و درجه تجدید تبلور به سه دسته میلونیت‌های درجه پایین، متوسط و بالا تقسیم شده‌اند (Trouw et al., 2010). میلونیت‌های درجه پایین، در دمای ۲۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. در این نوع میلونیت‌ها پورفیروکلاست‌ها هنوز شکستگی (ناشی از کاتاکلازیت) نشان می‌دهند و کوارتز دگرشکلی ناشی از فرآیند کریستال-پلاستیک دارد که این حالت به صورت تغییر شکل و خاموشی موجی است. با افزایش دما بلورهای کوارتز شروع به تبلور مجدد بولینگ می‌کنند و نهایتاً تبلور مجدد باعث چرخش ریز دانه‌ها (subgrain) می‌شود. کوارتزهای تجدید تبلور یافته اندازه کم‌تر از ۵۰ میکرومتر دارند. ساختارهای نامتقارن که نشان‌دهنده جهت برش هستند در این میلونیت‌ها فراوان هستند این ساختارها در کاتاکلازیت‌ها و میلونیت‌ها درجه بالا رایج نیستند. مسکوویت فزیتی تمایل دارد به پورفیروکلاستیک میکایی تبدیل شود (Trouw et al., 2010).

– **میلونیت‌های درجه متوسط:** تقریباً در دمایی بین ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. در این گروه کوارتز معمولاً به وسیله چرخش ریز دانه (Subgrain) به طور کامل دچار تجدید تبلور شده است و به فابریک کریستالوبلاستیک پلی‌گونال متشکل از دانه‌های بدون استرین تبدیل می‌شود. اندازه این دانه‌های کوارتز بیش‌تر از ۵۰ میکرومتر است. پورفیروکلاست‌های فلدسپات خاموشی موجی و ساختارهای هسته-پوشش (Core-mantle) نشان می‌دهند، در این گروه شکستگی خیلی دیده نمی‌شود و ساختارهای نامتقارن فراوان نیستند (Trouw et al., 2010).

– **میلونیت‌های درجه بالا:** این گروه در دمای بالای ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. پورفیروکلاست‌های کمی با ساختار هسته-پوشش باقی مانده‌اند اما اکثر

جدول ۱- نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب کانی‌های سازنده پاراگنایس‌های شمال شهر کرد.

Mineral	Grt-1	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Plag-1	Plag-2	Wm-1	Wm-2	Kf-1	Kf-2
SiO ₂	38.45	38.41	38.42	38.72	68.55	68.52	50.11	48.20	65.60	65.10
TiO ₂	0.06	0.06	0.05	0.13	0.00	0.00	0.59	0.71	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	21.50	21.60	21.69	21.58	19.49	19.44	27.90	29.94	18.20	18.45
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.19	0.00	0.00	0.03	0.06
FeO	32.70	32.38	31.79	28.14	0.00	0.00	1.92	1.87	0.00	0.00
MnO	0.61	0.57	0.64	0.99	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	5.28	5.50	5.17	3.54	0.00	0.00	3.25	2.63	0.00	0.01
CaO	2.94	2.94	3.30	8.59	0.20	0.15	0.05	0.03	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.02	11.73	11.58	0.65	1.00	0.54	0.54
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.09	9.14	9.14	15.35	15.55
Total	101.59	101.51	101.11	101.72	100.15	100.00	93.64	93.59	99.72	99.73
Si	2.992	2.986	2.999	3.003	2.992	2.994	3.373	3.257	3.021	3.004
Ti	0.004	0.004	0.003	0.008	0.000	0.000	0.030	0.036	0.000	0.000
Al	1.972	1.979	1.996	1.973	1.002	1.001	2.213	2.384	0.988	1.003
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.044	0.047	0.007	0.009	0.004	0.006	0.000	0.000	0.001	0.002
Fe ²⁺	2.084	2.059	2.068	1.816	0.000	0.000	0.108	0.106	0.000	0.000
Mn	0.040	0.038	0.042	0.065	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.613	0.637	0.602	0.409	0.000	0.000	0.326	0.265	0.000	0.001
Ca	0.245	0.245	0.276	0.714	0.009	0.007	0.004	0.002	0.000	0.000
Na	0.006	0.005	0.006	0.003	0.993	0.981	0.085	0.131	0.048	0.048
K	0.001	0.001	0.001	0.000	0.004	0.005	0.785	0.788	0.902	0.915
Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	5.00	5.00	6.93	6.97	4.96	4.97

۷- نتیجه گیری

یعنی در عمق بیش تر و ساختارهایی که در دمای پایین تشکیل شده اند دارای استرین بیش تر هستند و در عمق کم تر تشکیل شده اند.

- از شواهد دگرشکلی دما پایین (D3) می توان به تجدید تبلور بولگینگ، خاموشی موجی در کوارتز و مسکوویت فنزیتی، ماکل دگرشکلی در پلاژیو کلاز، فلانکینک، سودومورف کلریت به جای گارنت (بیانگر دگرگونی پسروده)، شکستگی و جابه جایی کانی ها و ماهی های فنزیتی اشاره کرد که نشان دهنده تشکیل در دمایی بین ۲۵۰ تا حداکثر ۴۰۰ درجه سانتی گراد است. از ساختارهای دما متوسط (D2) می توان به چین خوردگی نوارهای کانی های ورقه ای، SRG و کوارتزهای موزاییکی اشاره کرد که شرایط دمایی ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی گراد را نشان می دهند. در مجموع ساختارهای دما بالا (D1) در این سنگ ها کم دیده می شود و شامل تجدید تبلور GBM، شکستگی شعاعی در گارنت، روبات های چند بلوری کوارتز و ادخال های تقریباً کروی، و گرد شده کوارتز است که در دمای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی گراد تشکیل می شوند.

- حضور ادخال های تقریباً کروی و گرد شده کوارتز در داخل فلدسپات ها به علت قرار گرفتن این کانی ها در شرایط دگرگونی درجه بالا و به مدت زمان کافی و البته ساختار نسبتاً ایزوتروپیک هر دو کانی است.

- مسکوویت های فنزیتی در نمونه های مورد مطالعه تشکیل ماهی فنزیتی داده اند که شامل هر دو نوع مجزا و گروهی هستند که ماهی های فنزیتی مجزا شامل ماهی های عدسی شکل، عدسی شکل با رئوس در جهت فولیاسیون و لوزی شکل (رومیوئیدال) با رخ موازی در جهت ضلع بزرگ ماهی و ماهی های فنزیتی گروهی شامل اینترنال ماهی، فولیاسیون ماهی سیگموتیدی هستند.

- شواهد دگرشکلی مثل پورفیروکلاست های نوع سیگما و فی، فولیاسیون مورب، فابریک نوار برشی S/C، مینرال ماهی، پوفیروکلاست های قطعه قطعه شده، سایه های استرینی نامتقارن و چین ها در منطقه در تشخیص جهت برش در نمونه های مورد مطالعه مؤثر هستند که در مجموع جهت برش راست بر را نشان می دهند.

- از شواهد بالا آمدن پاراگنایس ها می توان به نسل های مختلف کانی ها و مکانیسم های دگرشکلی و ریزساختارها اشاره کرد. مطالعه ریزساختاری و کانیایی حداقل سه مرحله دگرشکلی و دگرگونی را در پاراگنایس های شمال شهر کرد نشان می دهد. فاز اول دگرشکلی D1 در بلورهای گارنتی که به صورت ادخال در داخل آلیت هستند قابل تشخیص است. در این گارنت ها روند ادخال به صورت گلوله برفی یا حلزونی (S1) است و ادخال ها در این گارنت ها شامل روتیل، کوارتز، مسکوویت فنزیتی و فلدسپات آلکالن که نشان دهنده رخساره اکلوزیت است. فاز دوم دگرشکلی D2 که طی آن فولیاسیون S2 تشکیل شده است با توجه به پارائز کانیایی این مرحله (آلیت، کوارتز، گارنت، بیوتیت و تورمالین) در رخساره آمفیبولیت رخ داده است. فاز سوم دگرشکلی D3 که در جریان آن فولیاسیون میلونیتی وسیع و گسترده S3 بر سنگ حاکم شده است و به موازات آن کانی های ورقه ای آرایش یافته اند و در نهایت دگرگونی پسروده در حد رخساره شیبست سبز در این سنگ ها اثر کرده است که با تبدیل گارنت و بیوتیت به کلریت و اکسید آهن مشخص شده است.

- یافته های حاصل از محاسبات زمین فشار و دما سنجی بر اساس آنالیزهای الکترون میکروپروب کانی های اصلی سازنده سنگ نشان داد که این کانی ها دارای دمای تعادل ۵۹۶ درجه سانتی گراد در یک فشار تعادل ۱۰/۴ کیلو بار هستند. این دما و فشار با یافته های حاصل از مشاهدات پتروگرافی دارای همخوانی بوده و بیانگر شرایط دگرگونی رخساره آمفیبولیت است.

- گارنت یکی از کانی هایی است که حداقل در دو نسل متفاوت تشکیل شده است در یک نسل این کانی به صورت ادخال در داخل پورفیروکلاست های فلدسپات قرار دارد و دارای شکستگی های متفاوت است و در نسل دیگر این کانی در فولیاسیون و زمینه سنگ پراکنده است و دارای نوع دیگری از شکستگی است. علت شکستگی در گارنت های نسل اول هم مکانیسم درونی و هم بیرونی بوده و گارنت های نسل های بعدی صرفاً به وسیله مکانیسم های بیرونی دچار شکستگی شده اند.

- مطالعات میکروسکوپی فازهای دگرشکلی از دما پایین، متوسط و دما بالا را نشان می دهد به طوری که ساختارهایی که در دمای بالا تشکیل شده اند دارای استرین کم تر

کتابنگاری

داودیان دهرکدی، ع. ر.، ۱۳۸۶- بررسی پورفیروکلاست های گارنت در پاراگنایس های همیافت با اکلوزیت های شمال شهر کرد، پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۴ ص.

References

- Badr, A., Davoudian, A. R., Shabanian, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Dong, Y. and Yamamoto, K., 2018- A-and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism. *Lithos*, 300, pp.86-104.
- Barker, A. J., 1994- Interpretation of porphyroblast inclusion trails: limitation imposed by growth kinetics and strain rates, *Journal of Metamorphic Geology* 12: 681- 694.
- Bell, T. H. and Hickey, K. A., 1999- Complex microstructures preserved in rocks with a simple matrix: significance for deformation and metamorphic processes, *Journal of Metamorphic Geology* 17: pp.521- 536.
- Bose, S. and Sengupta, S., 2003- High temperature mylonitization of quartzofeldspathic gneisses: Example from the Schirmacher Hills, East Antarctica. *Gondwana Research* 6(4): 805- 816.
- Boullier, A. M. and Bouchez, J. L., 1978- Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3):253- 262.
- Bucher, K. and Grapes, R., 2011- *Metamorphism of Dolomites and Limestones*. In *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer Berlin Heidelberg, 225- 255.
- Dachs, E., 2004- PET: Petrological elementary tools for Mathematica: an update, *Computers and Geoscience* 30:173- 182.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N., 2008- Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology* 92 (3): 393- 413.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N., 2016- 40Ar/39Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny, *Gondwana Research* 37: 216- 240.
- Gillet, P., Ingrin, J. and Chopin, C., 1984- Coesite in subducted continental crust: PT history deduced from an elastic model, *Earth and Planetary Science Letters* 70(2):426- 436.

- Graham, J., Borradaile, M., Brian, B. and Powell, C. McA., 1982- Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Gregg, W. J., 1985- Microscopic deformation mechanisms associated with mica film formation in cleaved psammitic rocks. *Journal of structural geology* 7(1): 45- 56.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992- Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology* 14:145- 159.
- Holland, T. and Powell, R., 1998- An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309- 343.
- Huang, G., Jiao, S., Guo, J., Peng, P., Wang, D. and Liu, P., 2016- P-T-t constraints of the Barrovian-type metamorphic series in the Khondalite belt of the North China craton: evidence from phase equilibria modeling and zircon U-Pb geochronology, *Precambrian Research* 283: 125- 143.
- Ji, S., Zhao, P. and Saruwatari, K. 1997- Fracturing of garnet crystals in anisotropic metamorphic rocks during uplift, *Journal of Structural Geology* 19(5): 603- 620.
- Malek-Mahmoudi, F., Davoudian, A. R., Shabaniyan, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F. and Dong, Y., 2017- Geochemistry of metabasites from the North Shahrekord metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan Zone: Geodynamic implications for the Pan-African basement in Iran. *Precambrian Research*, 293, pp.56- 72.
- Massey, M. A. and Moecher, D. P., 2005- Deformation and metamorphic history of the Western Blue Ridge– Eastern Blue Ridge terrane boundary, southern Appalachian Orogen, *Tectonics*, 24(5).
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21. 397- 412.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2014- Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran, *International Geology Review* 56(3): 263- 287.
- Mukherjee, S., 2011- Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis. *international Journal of earth Sciences*, 100(6): 1303- 1314.
- Mukherjee, S., 2014- Review of flanking structures in meso -and micro-scales, *Geological Magazine*, 151(6):.957- 974.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005- Micro tectonics, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Passchier, C.W., 2001- Flanking structures, *Journal of Structural geology* 23(6-7):951- 962.
- Powell, C. McA., 1982- Conjugate cleavage in quartzose sandstone (II). In: Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics (edited by Bayly, B. B. Borradaile. G. J. & Powell, C. McA.), Springer, Berlin, 266- 267.
- Prior, D. J., 1993- Sub-critical fracture and associated retrogression of garnet during mylonite deformation: Contributions to Mineralogy and Petrology 113: 545- 556.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1987- The techniques of modern structural geology (Vol. 2). Academic press. rehub.
- Rovetta, M. R., Blacic, J. D. and Delaney, J. R., 1987- Microfractures and crack healing in experimentally deformed peridotite: *Journal of Geophysical Research* 92: 902- 912.
- Scheffer, C., Vanderhaeghe, O., Lanari, P., Tarantola, A., Ponthus, L., Phitiades, A. and France, L., 2016- Syn to post-orogenic exhumation of high-grade nappes: structure and thermobarometry of the western Attic-Cycladic metamorphic complex (Lavriion, Greece), *Journal of Geodynamics* 96: 174- 193.
- Shabaniyan, N., Davoudian, A. R., Dong, Y. and Liu, X., 2018- U- Pb zircon dating, geochemistry and Sr- Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan Zone of Western Iran. *Precambrian Research*.
- Smith, J. V. and Brown, W.L., 1988- Feldspar minerals, Springer, Berlin Heidelberg New York vol 1: 828p.
- Stipp, M., StüÈnitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S. M., 2002- The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C, *Journal of Structural Geology* 24(12): 1861- 1884.
- Grotenhuis, S. M. T., Passchier, C. W. and Bons, P. D., 2002- The influence of strain localisation on the rotational behaviour of rigid objects in experimental shear zones, *Journal of Structural Geology* 24 (3): 485- 499.
- Trouw, R. A. J. and Passchier, C. W., 2009- Atlas of Mylonites, second ed., Springer Science, Berlin.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W. and Wiersma, D. J., 2010- Atlas of mylonites and related microstructures, Spring- Verlag Berlin Heidelberg. 322 p.
- Vernon, R. H., 2004- A Practical Guide to Rock Microstructure, Cambridge university press, 655.
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T. and Pascarelli, S., 2006- P-T deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping. Application to a garnet-bearing metapelite from Sambagawa metamorphic belt (Japan), *Journal of Metamorphic Geology* 24 (7): 669- 683.
- Wendt, A. S., D'Arco, P., Goffé, B. and Oberhänsli, R., 1993- Radial cracks around a-quartz inclusions in almandine: Constraints on the metamorphic history of the Oman mountains, *Earth and Planetary Science Letters* 114: 449- 461.
- Whitney, D. L., 1996- Garnets as open systems during regional metamorphism. *Geology* 24(2): 147-150.
- Whitney, D. L. and Dilek, Y., 1998- Metamorphism during Alpine crustal thickening and extension in Central Anatolia, Turkey: The Niğde metamorphic core complex, *Journal of Petrology* 39(7): 1385- 1403.
- Williams, M. L., 1994- Sigmoidal inclusion trails, punctuated fabric development and interactions between metamorphism and deformation, *Journal of Metamorphic Geology* 12: 1- 21.

Investigation of temperature variations and deformation stages with respect to microstructures and mineral paragenesis in paragneisses of Northern Shahrekord

M. Hashemi¹, N. Shabani^{2*}, A. R. Davoudian³ and H. Azizi⁴

¹Ph.D. Student, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

²Assistant Professor, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

³Professor, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

⁴Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Received: 2018 March 12

Accepted: 2018 November 03

Abstract

Estimation of temperature- pressure deformation path for metamorphic rocks experiencing a complex deformation history commonly rely on the relationship between successive metamorphic assemblages and different microstructures that remain. However, by changing the temperature-pressure conditions, metamorphic minerals with a microstructure, which are specific to those conditions, can be chemically re-equilibrate. Mylonitic paragneisses around the lake of Zayandehrood Dam, have range low-grade to medium-grade mylonites. According to petrographic and microstructural studies, we define at least three stages of metamorphism and deformation. The first stage metamorphism (the earliest recognizable metamorphic stage) took place during eclogite facies conditions. At this stage, high pressure minerals such as rutile and graphite formed that enclosed in garnet or feldspar. These hosted garnets and feldspars based on the evidence of petrography formed at the amphibolite facies condition. Eventually a retrograde metamorphism took place in the lower greenschist facies condition, That's evidence includes the sericitization of some feldspars, the chloritization of some biotite, and the formation of chlorite and quartz in and around some garnets. Contemporaneous with these retrograde processes, there is evidence of relatively high-temperature to low-temperature deformation microstructure. The combination of evidence of metamorphism and deformation results is that these rocks have risen from relatively high depths, which during the rising stages undergone the various metamorphism condition, and many deformations have affected on this collection.

Keywords: Temperature variations, Microstructure, Mineral paragenesis, Paragneisses, North Shahrekord.

For Persian Version see pages 165 to 174

*Corresponding author: N. Shabani; E-mail: shabani.nahid@nres.sku.cac.ir