

## مطالعه پتروفابریک و میکروتکنونیک سنگ‌های دگرگونی جنوب شرق فریمان به منظور بازسازی تحولات دگرگونی منطقه

فرشته رنجبر<sup>۱\*</sup>، فریبرز مسعودی<sup>۱</sup>، مسعود همام<sup>۲</sup>، محمد محجل<sup>۳</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۵/۱۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۲/۱۹

### چکیده

گستره دگرگونی فریمان در جنوب شرق مشهد واقع شده است و شامل شیست‌های آندالوزیت‌دار با میان لایه‌هایی از آهک‌های تبلور مجدد یافته و کوارتزیت می‌باشد. واحدهای لیتولوژیکی مجاور این دگرگونی‌ها شامل مجموعه دگرگون شده کمپلکس سبک می‌باشد. هدف از این مطالعه درک فرایندهای دگرگونی و سرگذشت و تحولات دگرگونی در منطقه می‌باشد زیرا این منطقه یکی از شاخص‌ترین دگرگونی‌های نوع فشار پایین-حرارت بالا در ایران قلمداد می‌شود. با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی نظیر شیستوزیته و خطواره‌ها و ریزساختارهای موجود، دو مرحله دگرشکلی D1 و D2 طی رویدادهای دگرگونی اتفاق افتاده است. این شیست‌ها متحمل یک مرحله دگرگونی ناحیه‌ای دما بالا-فشار پایین در حد رخساره آمفیبولیت بالایی شده‌اند و سپس یک مرحله دگرگونی دما پایین دیناموترمال همراه با دگرشکلی در اثر جایگیری و بالا آمدن پوسته پایینی در شیست‌ها و کمپلکس مجاور آنها اتفاق افتاده است. به علاوه از شواهد چنین برمی‌آید که بعد از وقوع این رخداد شرایط تکتونیکی بسیار فعالی (نظیر زون‌های برشی) در منطقه حاکم شده و باعث دگرشکلی در این شیست‌ها و مجموعه سنگ‌های آذرین مجاور آنها شده است. زمان بالا آمدگی و جایگیری نپ احتمالاً بعد از کرتاسه بوده است. حرکات تکتونیکی گفته شده احتمالاً با زمین درز سبزواری در ارتباط می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** فریمان، جنوب شرق مشهد، شیست‌های آندالوزیت‌دار، دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی دیناموترمال.

## مقدمه

حرارت و در نتیجه تحولات و تاریخچه دگرگونی منطقه فریمان مشخص شود.

## منطقه مورد مطالعه

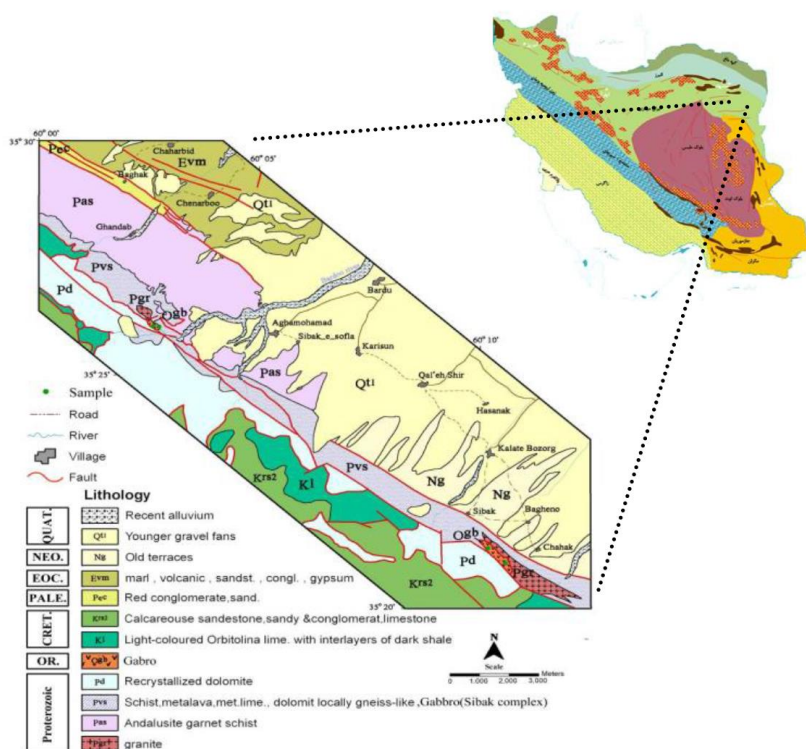
## زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کمپلکس دگرگونی فریمان در ۱۱۰ کیلومتری جنوب شرق مشهد و ۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهر فریمان بخشی از رشته ارتفاعاتی است که در راستای NW-SE کشیده شده‌اند (شکل ۱) و شامل نوار طویلی از سنگ‌های دگرگونی به پهنای ۴ کیلومتر است که پهنای آن طی پیمایش در جهت شمال غرب- جنوب شرق افزایش می‌یابد و با رسیدن به گسل کاریزوم این نوار ناپدید می‌شود. ناحیه فریمان طبق نظر Stocklin (1974)، Berberian (1981) و آقنابتی (۱۳۸۵) بخشی از بلوک مرکزی ایران می‌باشد و طبق تقسیم‌بندی زیر پهنه‌ها توسط Alavi (۱۹۹۱) بخشی از زون سبزوار بوده و در جنوب خط درز پالئوتتیس قرار دارد. در منطقه مورد پژوهش با پیمایش از شمال به جنوب واحدهای زیر قابل مشاهده هستند. ۱) سنگ‌های ولکانیکی ائوسن همراه با مارن، ماسه‌سنگ، ژئپس و کنگلومرا، ۲) واحدهای دگرگونی پروتروزوئیک که شامل طیف ترکیبی متنوعی از ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده شامل متاسامیت و متاگریوک‌ها، متاپلیت‌های فیلیت و میکاشیست و متاکربنات‌ها شامل مرمرآهکی و مرمردولومیتی می‌باشد که بخش عمده‌ی این دگرگونی‌ها طبقات ضخیم میکاشیست‌ها می‌باشند که با حضور بلورهای درشت آندالوزیت و گارنت مشخص می‌شوند و متاسامیت‌ها و متاکربنات‌ها به صورت میان‌لایه با آن‌ها قرار گرفته‌اند. لوکوگرانیت‌های آناتکسی به صورت رگه‌ها و لنزهای پگماتیتی در میان

سرزمین ایران همانند سرزمین‌های همسایه‌اش در طی پرکامبرین و پالئوزوئیک به ابرقاره گندوانا وابسته بوده است (Stocklin, 1968; Berberian, 1981). مجموعه دگرگونی فریمان نیز به‌عنوان بخشی از شمال شرق ایران مرکزی در این زمان در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته و تحت تاثیر عملکرد فاز کوهزایی پرکامبرین (فاز کاتانگایی) بوده است. درواقع بخش بزرگی از دگرگونی‌های ایران مرکزی پوسته قاره‌ای پرکامبرین هستند که هم در زمان پیش از پرکامبرین پسین و هم در زمان‌های بعد دگرگون شده‌اند. اکثر این دگرگونی‌ها در حد رخساره آمفیبولیت میانی- فوقانی و در زون سیلیمانیت فوقانی می‌باشد (آقنابتی، ۱۳۸۵). به دلیل پیچیدگی‌های زمین‌شناسی، رویدادهای زمین‌شناسی شمال شرق ایران تاکنون به‌طور کامل مشخص نشده است. کمپلکس دگرگونی فریمان یکی از شاخص‌ترین دگرگونی‌های نوع فشار پایین- حرارت بالا در این ناحیه از ایران قلمداد می‌شود و به نظر می‌رسد با توجه به موقعیت سنی و زمین‌ساختی خاص این منطقه در گستره زمین‌شناسی شرق ایران، مطالعه آن می‌تواند به‌عنوان کلیدی برای روشن شدن تاریخچه زمین‌ساختی شمال شرق ایران استفاده شود. از آنجا که یک مسیر فشار- دما همراه با اطلاعات ریزساختاری و توالی رشد کانی‌ها، می‌تواند تغییرات سنگ را با زمان توضیح دهد (Vernon, 1982; Schulz, 1990) از این رو در این مقاله سعی شده است تا با بررسی روابط بافتی و ریزساختاری، توالی وقایع سنگ‌های دگرگونی منطقه بررسی و با استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی کانی‌ها و ترموبارومتری، مسیر فشار-

سیبک و سنگ‌های رسوبی غیر دگرگونی قرار گرفته است. واحدهای کرتاسه شامل ماسه‌سنگ، کنگلومرا و آهک متعلق به کرتاسه بالایی و آهک‌های اربیتولین‌دار با میان لایه‌هایی از شیل‌های تیره متعلق به کرتاسه پایینی بر روی این دولومیت‌ها قرار گرفته و این مجموعه خود توسط رسوبات پلیو- پلیئستوسن و در نهایت آبرفت‌های کواترن پوشیده شده است. مطالعات سنگ‌شناسی و پترولوژیکی صورت گرفته بر روی سنگ‌های دگرگونی در منطقه توسط افتخارنژاد و همکاران، تحت پوشش تهیه نقشه زمین‌شناسی کاریزنو (۱۹۷۹)، واعظی پور و همکاران (۱۳۶۲)، شیرزاده (۱۳۸۱)، صفرایی (۱۳۸۶) و رنجبر (۱۳۸۹) انجام شده است.

شیست‌های آندالوزیت‌دار نفوذ کرده‌اند. دایک‌ها یا لنزهای پگماتیتهای حاوی بلورهای درشت کوارتز، تورمالین، مسکویت و فلدسپات می‌باشند، این دایک‌ها گاهی به صورت آپلیت نیز مشاهده می‌شوند، (۳) کمپلکس پروتروزوئیک سیبک شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده، شیست‌ها، سنگ‌آهک‌های دگرگون شده که سنگ‌های گرانیتهی و گابرویی در تماس با آن‌ها مشاهده می‌شوند (کمپلکس سیبک، چهارگوشه کاریزنو، ۱/۱۰۰۰۰۰). بیرون‌زدگی سنگ‌های گرانیتهی به صورت توده‌های نامنظم و طویل در نواری از روستای قنداب شروع شده و در جهت شمال غرب به جنوب شرق در مسیر جاده فریمان- تربت جام گسترش می‌یابد. (۴) دولومیت‌های تبلور مجدد یافته پروتروزوئیک که در کنتاکت با کمپلکس



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه، برگرفته از نقشه با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ کاریزنو (۱۹۷۹).

## مواد و روش‌ها

### پتروگرافی و پتروفابریک

جهت انجام مطالعات ریزساختاری و پتروگرافی تعداد ۸۰ مقطع نازک به صورت جهت‌دار از آندالوزیت شیست‌ها و سنگ‌های آذرین کمپلکس سبک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. با توجه به نوع پروتولیت تقسیم‌بندی زیر را برای دگرگونی‌های جنوب‌شرق فریمان می‌توان در نظر گرفت.

۱) سنگ‌آهک‌های دگرگون شده با ترکیب نسبتاً خالص در منطقه منجر به تبلور مجدد کلسیت و تشکیل مرمر کلسیتی شده است. کانی‌های شاخص دگرگونی در این سنگ‌ها مشاهده نمی‌شوند. در بخش‌هایی این آهک‌ها به صورت نواربندی شده دیده می‌شوند. ۲) سنگ‌های کوارتز-فلدسپاتی دگرگون شده: در فرایند دگرگونی ماسه‌سنگ‌ها و آرکوز، کوارتزیت‌های خالص و شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی ایجاد شده‌اند. به‌طور کلی این سنگ‌ها نسبت به شیست‌های پلیتی از نظر رنگ روشن‌تر بوده (خاکستری روشن) و با پراکندگی نامنظم به‌صورت بین لایه‌ای با متاپلیت‌ها قرار گرفته‌اند. ۳) سنگ‌های آذرین دگرگون شده: در جنوب منطقه مورد مطالعه مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین بیرونی و نیمه عمیق و همچنین سنگ‌های پیروکلاستیکی شامل توف‌های کریستالین با ترکیب حدواسط و مافیک مخلوط با سنگ‌های رسوبی آهکی و ماسه‌سنگی (تحت عنوان کمپلکس سبک در چهارگوشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاریزنو) قرار گرفته است. تماس این کمپلکس با شیست‌ها در بخش‌هایی از منطقه گسله می‌باشد. سنگ‌های این مجموعه شامل ریولیت، دیاباز، کوارتزمونزونیت، آپلیت و توف می‌باشد که با گسل

در مجاورت سنگ‌های گابرویی و گرانیتی قرار گرفته‌اند. ۴) سنگ‌های حاصل از دگرگونی پلیت‌ها: متاپلیت‌های جنوب‌شرق فریمان میکاشیست‌های حاوی پورفایروبلاست‌های آندالوزیت هستند. اندازه پورفایروبلاست‌های آندالوزیت‌ها در بعضی قسمت‌ها به بیش از ۱۰ سانتیمتر طول و عرض آن‌ها به ۴ تا ۵ سانتیمتر می‌رسد. طی بررسی‌های پتروگرافی به عمل آمده بر روی آندالوزیت میکاشیست‌های مورد مطالعه سه مجموعه کانیایی مشخص شدند که از شمال‌غرب به جنوب‌شرق درجه دگرگونی آن‌ها افزایش می‌یابد و در نتیجه سه زون آندالوزیت-کوردیریت، آندالوزیت-سیلیمانیت و سیلیمانیت فوقانی از شمال‌غرب به جنوب‌شرق در این شیست‌ها قابل تفکیک است (رنجبر، ۱۳۸۹). در زون آندالوزیت، کوردیریت به حالت ناپایدار و اغلب احاطه شده توسط تجمعات میکایی مشاهده می‌شود. در زون سیلیمانیت فوقانی نیز اغلب پرفایروبلاست‌های آندالوزیت در شرایط نیمه‌پایدار حضور دارند و توسط بلورهای سیلیمانیت جایگزین شده‌اند.

#### ۱) کوردیریت-آندالوزیت شیست

در مجموعه کانیایی اول در زون آندالوزیت-کوردیریت بلورهای کوردیریت به‌صورت پرفایروبلاست‌های بیضوی و اکثراً دارای ماکل شعاعی مشاهده می‌شوند (شکل ۲ ب). بسیاری از نمونه‌ها اثرات تغییرشکل و دگرگونی ممتد بر پرفایروبلاست‌های کوردیریت را نشان می‌دهند. اغلب کوردیریت‌ها تشکیل سیمپلکتیت‌ها به‌صورت تجمعات میکایی با یا بدون کلریت را نشان می‌دهند (شکل ۲ الف). وجود این تجمعات که در آن‌ها کوارتز نیز مشاهده می‌شود ساخت چشم پرنده‌ای را در زمینه این سنگ‌ها ایجاد کرده است

مشخص و خطی و رشد یافته بر روی برگوارگی مشاهده می‌شوند. فیبرولیت‌ها در بعضی موارد به صورت اتفاقی جهت‌یابی شده‌اند. انحلال آندالوزیت احتمالاً در طول صفحات کلیواژ باعث تنشست فیبرولیت در فضای به وجود آمده شده است. فیبرولیت‌ها هم به صورت رشد یافته در امتداد مرزهای دانه‌ای و هم به صورت تجمعات شعاعی پراکنده مشاهده می‌شوند. بهم آمیختگی بلورهای فیبرولیت یا ضخیم‌شدگی آن‌ها باعث شکل‌گیری بلورهای سیلیمانیت در بعضی قسمت‌ها شده است (شکل ۲ د).

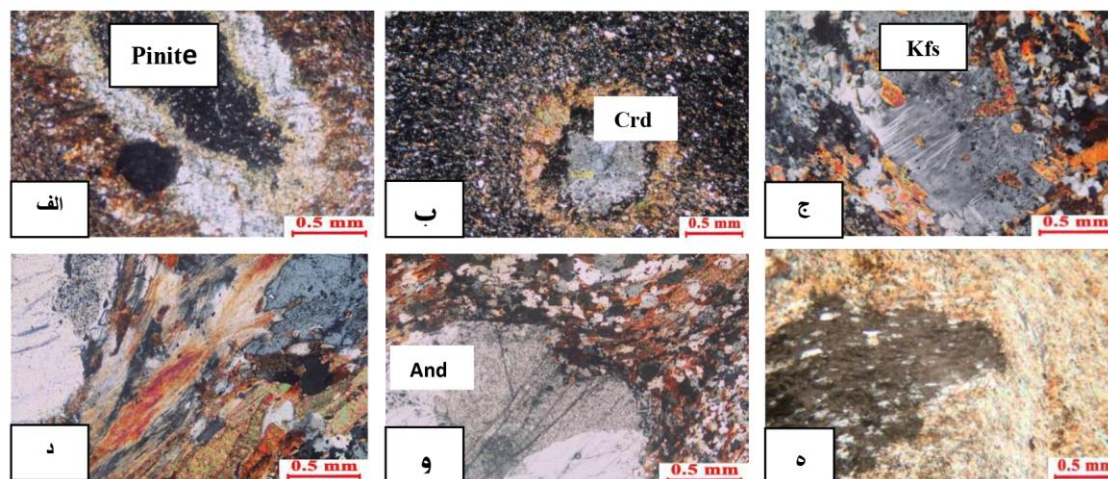
۳) آلکالی فلدسپار-سیلیمانیت-آندالوزیت شیست در مجموعه کاناییی درجه حرارت بالا در زون سیلیمانیت-پتاسیم فلدسپار کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آلکالی فلدسپار، آندالوزیت، فیبرولیت، سیلیمانیت گاهی همراه با گارنت و کوردیریت مشاهده می‌شوند. پرفیروبلاست‌های گارنت در این شیست‌ها شکل‌دار و فاقد ادخال است و از نظر اندازه به‌طور متوسط درشت‌تر هستند. سیلیمانیت در این نمونه‌ها در دو موقعیت، به صورت سیلیمانیت‌های منشوری در زمینه و یا سلیمانیت‌های جانشین شده در بلورهای آندالوزیت مشاهده می‌شود. دگرشکلی می‌تواند سایت‌های مناسب برای هسته‌بندی سیلیمانیت در آندالوزیت فراهم کند (Vernon, 1987). طبق نظریه ورنون افزایش تعداد شکستگی‌ها در آندالوزیت همراه با افزایش درجه دگرگونی موجب افزایش در پیشرفت واکنش تبدیل آندالوزیت به سلیمانیت می‌شود (رنجبر، ۱۳۸۹). برخی از بلورهای سیلیمانیت به شکل بلورهای ماهی‌گون غیر معمول نوع ۲ (Mancktelow et al, 2002) دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد فابریک فلس ماهی از طریق خرد

(شکل ۲ ب). در هسته بعضی از این سیمپلکتیت‌ها در مواردی که کوردیریت‌ها کاملاً تجزیه شده‌اند بخش‌های همگنی از مواد پنییتی بسیار ریز (کلریت ریزدانه) مشاهده می‌شود (شکل ۲ الف). این مجموعه غنی از میکای سفید و حاوی کلریت جانشین کوردیریت، منشا دگرگونی برگشتی دارد. آندالوزیت در این شیست‌ها با بی‌رفرنژانس ضعیف و رنگ تداخلی آبی مایل به خاکستری تا زرد مشاهده می‌شود. تجمعات غنی از میکای سفید دانه ریز که منشا پسروده دارد در برخی نمونه‌ها در اطراف بلورهای آندالوزیت دیده می‌شود. گارنت‌های زمینه اغلب بی‌شکل هستند درحالی‌که گارنت‌های موجود در تجمعات میکایی اکثراً شکل‌دار و با بافت اسفنجی مشاهده می‌شود (شکل ۲ الف).

۲) کوردیریت - فیبرولیت - آندالوزیت شیست در حرکت به سمت جنوب شرق در مجموعه کاناییی دگرگون شده در حرارت بالاتر، بلورهای بیوتیت و مسکویت در باندهای با Al بیشتر تشکیل شده و میزان جهت‌یابی آن‌ها نسبت به مجموعه مینرالی اول افزایش یافته است. گاهی هم‌رشدی از مسکویت‌های ثانویه با فیبرولیت‌ها دیده می‌شود. کوردیریت‌هایی در برخی مقاطع مشاهده می‌شوند که باقیمانده‌هایی از کوردیریت‌های دما بالای با ماکل چرخشی مجموعه مینرالی اول هستند. در این مجموعه مینرالی تجمعات میکایی در بسیاری از نمونه‌ها دگرشکل و خمیده شده‌اند (۳ ب). بعضی پرفیروبلاست‌های آندالوزیت در لایه‌ای غنی از میکا و کوارتز رشد کرده‌اند که منجر به تجمعاتی از این مینرال‌ها در سطح خارجی بلور می‌شود (شکل ۲ و). بلورهای گارنت گاهی به صورت شکسته شده و در برخی نمونه‌ها با مرزهای

(دگرگونی برگشتی در خلال بالازدگی) (Passchier and Throw, 2005). این پرتیت‌ها شکل شعله‌ای داشته و به پرتیت‌های شعله شمعی موسوم می‌باشند (شکل ۲ ج).

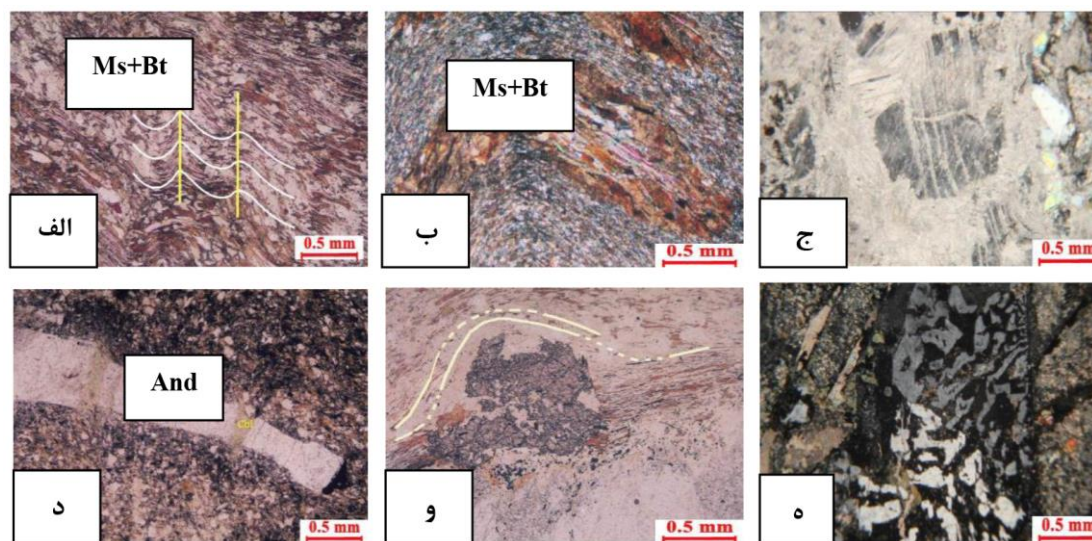
شدن میکاها یا سیلیمانیت‌های بزرگ اولیه تشکیل و گسترش یافته است. در این شیست‌ها بافت پرتیتی به فراوانی در نمونه‌ها مشاهده می‌شود که مبین کاهش دما حین دگرگونی است



شکل ۲: الف) تجمعات سیمپلکتیک بیوتیت، کوارتز، مسکویت جایگزین شده در کوردیریت و هسته پینیتی. ب) بلور کوردیریت با ماکل شعاعی یا دو قلو، این ماکل نشان‌دهنده تبدیل کوردیریت دما بالا به کوردیریت دما پایین می‌باشد. ج) پرتیت شعله شمعی در آندالوزیت شیست‌ها. د) بهم پیوستگی فیبرولیت و تشکیل سیلیمانیت در آندالوزیت. و) رشد آندالوزیت در زمینه‌ای غنی از میکا و کوارتز و تشکیل آرک‌ها در سطح خارجی بلور. ه) وجود ادخال‌های خلاف جهت بر گوارگی زمینه در پرفیروبلاست.

که توسعه شعله‌ها را در دانه‌های پتاسیم فلدسپار به دنبال دارد (رنجبر، ۱۳۸۹). بافت میرمیکیتی نیز در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است. برخی محققین (Simpson and Wintsch, 1989) بیان داشته‌اند که میرمیکیت‌ها ممکن است در جریان دگرریختی پیشرونده در محل‌های تجمع تنش بالا در بلور ساخته شوند (شکل ۳ ه).

پرتیت شعله‌ای در نمونه‌هایی که کوردیریت به‌طور وسیعی به وسیله تجمعات سیمپلکتیت بیوتیت، کوارتز و مسکویت جایگزین شده است کمتر مشاهده می‌شود. در نتیجه استرس وارد شده تجمعات هم‌رشدی (سیمپلکتیت) دگر شکل شده شکل گرفته است اما در سنگ‌های با کوردیریت درشت دانه که سیمپلکتیت‌ها به‌طور وسیعی دیده نمی‌شوند پتاسیم فلدسپار بیشتر دگرشکل شده



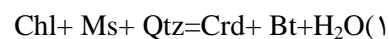
شکل ۳: الف) ایجاد شیستوزیته  $S_2$  عمود بر شیستوزیته  $S_1$ . ب) چین خوردگی در تجمعات میکایی. ج) ماکل‌های دگرریخت شده در پلاژیوکلاز. د) پرفیروبلاست آندالوزیت در اثر دگرشکلی شکننده دچار شکستگی شده و محل شکستگی سپس با کلریت پر شده است. و) خمیدگی زمینه در اطراف بلور گارنت. ه) میرمیکیت‌ها به‌عنوان رشد در هم‌زمان.

## بحث و نتایج

### واکنش‌های شکل دهنده و زمان نسبی رشد

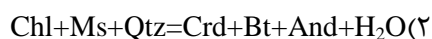
#### متوالی پرفیروبلاست‌ها

رشد متوالی پرفیروبلاست‌ها را در شیست‌های منطقه فریمان می‌توان مشاهده کرد. مدل سیستم KFMASH که کانی‌های  $Ksp- Als- Crd- Bt-$  را در برمی‌گیرد می‌تواند واکنش‌های صورت گرفته در سنگ‌های فریمان را توضیح دهد. زمان‌گیری ریزساختاری پرفیروبلاست‌ها مشخص می‌کند که در ابتدا پرفیروبلاست‌های کوردیریت قبل از  $D_1$  شکل می‌گیرند.



پرفیروبلاست‌های کوردیریت در شیست‌های منطقه فریمان با آگرگات‌های غنی از میکای سفید، بیوتیت و کلریت جایگزین شده‌اند. پرفیروبلاست‌های آندالوزیت به میزان کمتر با کوارتز و بیوتیت جایگزین شده‌اند. لکه‌های

کوردیریت که این نوع جایگزینی را ندارند به وسیله مواد فوق‌العاده دانه ریز غنی از کلریت (پنیت) جایگزین شده‌اند و بافت ساعت شنی شاخص کوردیریت را نشان می‌دهند. پرفیروبلاست‌های آندالوزیت در این شیست‌ها غالباً کمتر آتره هستند و ادخال‌های موجود در آن‌ها به‌طور مشخص بزرگتر از ادخال‌ها در هسته کوردیریت است که نشان می‌دهد آندالوزیت زمانی که اندازه دانه‌های ماتریکس به‌طور قابل ملاحظه‌ای بزرگتر از اندازه‌ی آن‌ها در زمان رشد کوردیریت بوده رشد کرده است (Vernon, 1978). شواهدی برای رشد هم‌زمان کوردیریت و آندالوزیت مشاهده نمی‌شود و بنابراین انجام واکنش (۲) تایید نمی‌شود.



شواهد ریزساختاری نشان می‌دهد که رشد آندالوزیت بعد از  $D_1$  طی واکنش (۳) نیز می‌تواند صورت گرفته باشد. محققان (Pattison et al, )

باشند این فیبرولیت‌ها نیز بعد از دگرشکلی تفسیر می‌شوند. در دگرگونی درجه بالا واکنش‌های بسیاری برای شکستن مسکویت در حضور کوارتز در نظر گرفته شده‌اند. این واکنش‌ها تابع فشار می‌باشند. البته اگر پلاژیوکلاز حضور نداشته باشد مسکویت و کوارتز تا دماهای بسیار بالا پایدار می‌مانند (Winkler, 1976)، که این شرط در منطقه مورد مطالعه صادق نبوده و پلاژیوکلاز در نمونه‌های با درجه بالای دگرگونی نیز حضور دارد. واکنش‌های (۶)  $Ms + Qtz = Ksp + Als + H_2O$  و (۶')  $H_2O + Ms + Qtz = Sill$  محدود کننده پایداری مسکویت هستند. جانشینی هم‌محور آندالوزیت به وسیله سیلیمانیت پرسماتیک به واکنش (۷)  $And = Sill$  نسبت داده می‌شود. از شواهد دگرگونی برگشتی، تبدیل آندالوزیت به سریسیت و مسکویت یا کلریت و مسکویت، رشد کلریت و تالک در مجاورت یا روی کانی‌هایی دیگر، قرارگیری تورمالین در رگه‌های موجود در سنگ و در حاشیه آندالوزیت‌ها است که این رویداد به ساخت تکتونیکی منطقه، ویژگی‌های فیزیکی سنگ‌های دگرگونی، انتشار و نشت حجم عظیمی از سیالات غنی از بر و پتاسیم حاصل از انجماد توده در حین سرد شدن وابسته می‌باشد.

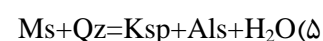
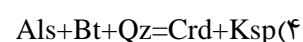
#### رویدادهای دگرشکلی در منطقه

اولین رویداد دگرشکلی ( $D_1$ ): روند عمومی شیستوزیته موجود در منطقه تقریباً شمال‌غرب-جنوب‌شرق می‌باشد ولی شیب از قسمتی به قسمت دیگر متفاوت بوده و بعضاً در دو جهت به سمت شمال‌شرق و جنوب‌غرب مشاهده می‌شود (رنجبر، ۱۳۸۹). این دگرشکلی هم‌زمان با رویداد  $M_1$  بوده است. اولین ریزساختار تکتونیکی قابل تشخیص ( $S_1$ ) که در اثر دگرشکلی  $D_1$  به وجود آمده است به وسیله شیستوزیته داخلی

(2002) نشان دادند که این واکنش شیب منفی وضعی در فضای نمودار P-T دارد و به شدت به نسبت  $Mg/Mg+Fe$  بستگی دارد.



پرفیروبلاست‌های کوردیریت به وسیله تجمعات سیمپلکتیت دانه‌ریز مسکویت، بیوتیت و کوارتز جایگزین شده‌اند. به نظر می‌رسد که این تجمعات دانه‌ریز به وسیله واکنش بالا تشکیل شده‌اند. در شیب‌های درجات حرارت بالاتر رشد پتاسیم فلدسپار و حضور آن در این شیب‌ها به وسیله واکنش‌های زیر توضیح داده می‌شود.

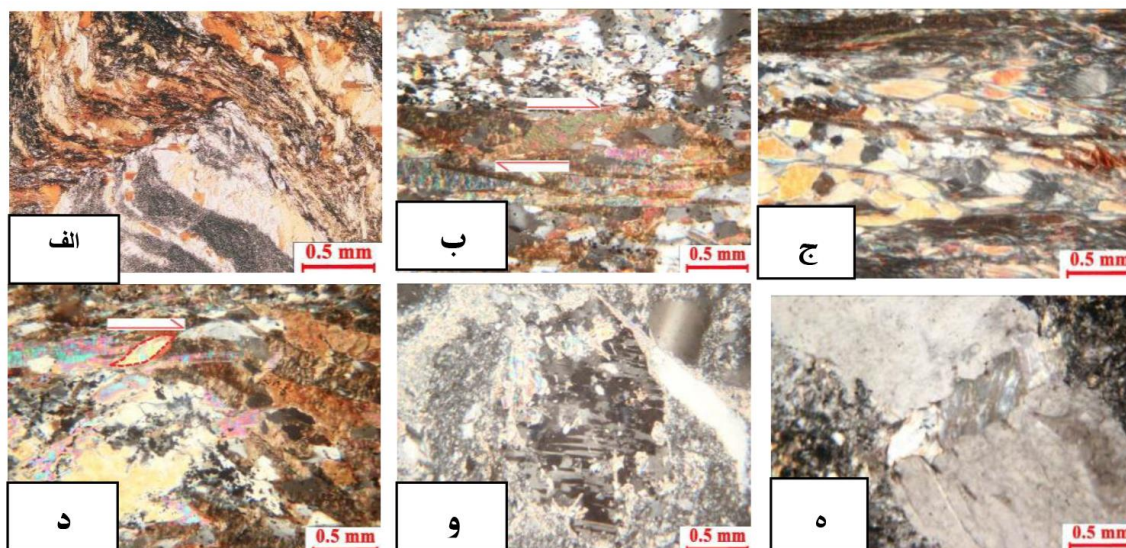


با توجه به روابط بافتی و مسیرهای دما-فشار طی شده امکان انجام واکنش ۵ ممکن به نظر نمی‌رسد. سیلیمانیت‌های فیبری در سنگ‌های درجه بالا به وجود می‌آیند. بیشتر این فیبرولیت‌ها بعد از دگرشکلی هستند زیرا یا در طول مرزهای دانه‌ای متمرکز شده یا جانشین کانی‌های درجه بالا شده‌اند (به‌صورت اتفاقی و یا تجمعاتی که در کانی‌های جانشین شده از طریق شبکه بلورین کنترل شده‌اند) بعضی از آن‌ها در حاشیه سیمپلکتیک‌های حاوی آندالوزیت قرار دارند و یا به‌صورت اتفاقی مرزهای دانه‌ای را قطع می‌کنند. این سیلیمانیت‌های فیبری ممکن است نتیجه متاسوماتیسم محلی تشکیل شده باشند (Vernon, 1979). بنابراین بسیاری از سیلیمانیت‌های فیبری می‌توانند در دگرگونی  $M_1$  که سیالات بیشتری در دگرگونی شرکت داشته، بعد و یا در طی دگرشکلی  $D_1$  به وجود آمده باشند. البته در حاشیه بلورهای گارنت نیز در برخی نمونه‌ها فیبرولیت‌ها مشاهده می‌شوند که به نظر می‌رسد در اثر واکنش گارنت با مسکویت تشکیل شده



موجود در هسته کوردیریت‌هایی که تبدیل به تجمع‌های میکایی شده‌اند، خلاف جهت شیستوزیته ماتریکس است که مشخص می‌کند قبل از  $D_1$  تشکیل شده‌اند (شکل ۲ الف).

پرفیروبلاست‌های کوردیریت و شیستوزیته زمینه نشان داده می‌شود. رشد کوردیریت در شیست‌های درجه پایین قبل از  $D_1$  و همراه با تشکیل شیست‌های بسیار دانه‌ریز بوده است. ادخال‌های



شکل ۴: الف) بلور آندالوزیت اینترتکتونیک، ب) میکا ماهی‌ها و مولفه راستگرد برش، ج) میکا ماهی در آندالوزیت شیست (ج)، د) سیلیمانیت ماهی‌گون همراه با مقادیر زیادی کوارتز و گرافیت، و) بلور کوارتز خمیده کوارتز و ماکل دگرریخت شده با پایانه‌های باریک شونده، ه) برخورد بلورهای آندالوزیت و ایجاد لبه‌های دنداندار.

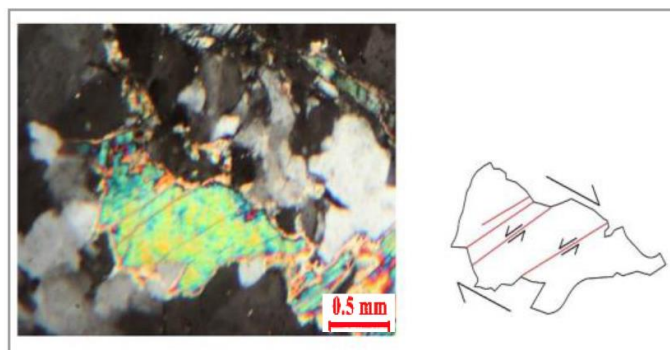
تشکیل بلورگارنت با  $D_1$  هم‌زمان بوده است. وجود آرک‌ها در آندالوزیت به‌عنوان رشد در جای یا بعد از تکتونیک پرفیروبلاست تعبیر می‌شود (Trouw, 1973; Harvey and Ferguson, 1973). نوع دیگری از پرفیروبلاست‌های آندالوزیت در بعضی نمونه‌ها مشاهده می‌شود که آن‌ها را می‌توان از نوع اینترتکتونیک دانست. رشد این بلورها بعد از دگرشکلی اول صورت گرفته است. در اطراف این پرفیروبلاست‌های آندالوزیت زمینه چین خورده و خمیده شده است در حالی که میزان چین خوردگی و خمیدگی ادخال‌های موجود در پرفیروبلاست کمتر از زمینه می‌باشد و زاویه‌ای حدود ۴۵ درجه و کمتر با شیستوزیته زمینه می‌سازند (۴ الف).

به علت حضور درونگیرهای بیوتیت در کوردیریت‌ها به نظر می‌رسد اکثر بیوتیت‌ها قبل از  $D_1$  و قبل از رشد کوردیریت به وجود آمده‌اند. پرفیروبلاست‌های آندالوزیت نیز با توجه به روند ادخال‌ها و دگرشکلی‌های اعمال شده قبل و یا هم‌زمان با  $D_1$  رشد کرده‌اند. ادخال‌ها در پرفیروبلاست‌های آندالوزیت به‌طور مشخص بزرگتر از ادخال‌ها در هسته کوردیریت است که نشان می‌دهد آندالوزیت زمانی که اندازه دانه‌های ماتریکس به‌طور قابل ملاحظه‌ای بزرگتر از اندازه‌ی آن‌ها در زمان رشد کوردیریت بوده، رشد کرده است. در برخی نمونه‌ها برگواری زمینه برخی بلورهای گارنت را دور زده که نشان می‌دهد

حضور این رگه‌های کوارتزی می‌تواند پیامد دگرشکلی  $D_2$  و تزریق سیالات منشا گرفته از توده‌های نفوذی باشد. این رگه‌ها یا رگچه‌ها به رنگ روشن دیده می‌شوند و از چند سانتیمتر تا چند متر ضخامت دارند. در برخی نمونه‌ها پرفیروبلاست‌های گارنت تحت‌تأثیر  $D_2$  شکسته شده‌اند و پرفیروبلاست‌های آندالوزیت بودن شده‌اند. انحلال فشاری بین بلورهای آندالوزیت در اثر برخورد پرفیروبلاست‌های مجاور باعث تورفتگی و دنداندار شدن آن‌ها طی  $D_2$  شده است (شکل ۴ ه). برخی بلورهای کوردیریت در اثر دگرشکلی در جهت شیستوزیته زمینه کشیده شده‌اند. بیوتیت‌های ابری بی‌شکل در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شوند که نشان دهنده تأثیر دگرشکلی می‌باشند. بیوتیت‌های شکل‌دار در مجاورت بیوتیت‌های ابری نشان‌دهنده رشد بعدی این بیوتیت‌ها است. مهاجرت مرز دانه که همراه با افزایش حرارت و کاهش تنش رخ می‌دهد و زبردانه شدن در برخی بلورهای کوارتز قابل مشاهده است. کوارتز شواهد فراوانی برای دگرشکلی نشان می‌دهد از جمله خاموشی‌های شطرنجی تبلور مجدد دینامیکی و دانه‌های پلی‌گونال که به دلیل اینکه حرارت خیلی افزایش نداشته، مرز سه‌گانه تشکیل نداده‌اند. در پلاژیوکلازها نیز ماکل‌های تغییر شکل یافته مشاهده می‌شود (شکل ۳ ج). ماکل میکروکلین در پتاسیم فلدسپارها در بعضی نمونه‌ها در شیست‌های درجات بالا در اثر دگرشکلی  $D_2$  توسعه پیدا کرده است. تشکیل بلورهای ماهی‌گون میکا (شکل ۴ ب) و سیلیمانیت (شکل ۴ ج) تحت‌تأثیر  $D_2$  می‌باشد.

شاید بتوان گفت که بعد از اتمام رشد پرفیروبلاست فعالیت تکتونیکی متوقف شده و دوباره از سرگرفته شده است و این موجب تفاوت جهت‌یابی ادخال‌های موجود در آندالوزیت و شیستوزیته زمینه، چرخش پرفیروبلاست و خمیدگی شیستوزیته در اطراف آن شده است (Philpotts, 1990). به عبارتی بلورهای اینترتکتونیک آندالوزیت نشان دهنده رشد این بلورها در فاصله بین دو فاز تکتونیکی هستند که این فاصله می‌توانسته بسیار زیاد باشد.

رویداد دوم دگرشکلی ( $D_2$ ): در طی این رویداد تجمعات تشکیل شده بر روی کوردیریت‌ها دگرشکل شده‌اند. تمرکزهای گرافیت بین و در مجاورت پرفیروبلاست‌ها احتمالاً باقیمانده‌های غیرمتحرک بعد از انحلال کانی‌های دیگر در زون استرین بالا می‌باشد. گارنت‌های نسل دوم بعد از  $D_1$  بر روی شیستوزیته  $S_1$  قرار گرفته و مرز واضح و مشخص با زمینه دارند. شواهد تنش دوم را در شیست‌های غنی از مسکویت به خوبی می‌توان مشاهده کرد. این تنش در مناطق با استرین بالا مسکویت‌ها را تحت‌تأثیر قرار داده و چین‌خوردگی ایجاد کرده است در این قسمت‌ها مسکویت‌ها چین‌خورده و شیستوزیته  $S_2$  ایجاد شده است (شکل ۳ الف). شرایط دگرگونی در طی مراحل میلونیتی شدن تغییر کرده است که با شواهدی از جمله بازجذب آندالوزیت و افزایش محتوای کوارتز به دلیل تزریق سیالات حاوی Si و در نتیجه سیلیسی‌شدن پرفیروبلاست‌های پلاژیوکلاز تایید می‌شود. از مشخصات میکاشیست‌های منطقه وجود رگه‌های کوارتزی است که عمدتاً جهت شیستوزیته را قطع نموده‌اند. ضخامت رگه‌های کوارتزی در قسمت‌های مختلف متفاوت است.



شکل ۵: ریزگسل‌ها و تکه تکه شدن بلور مسکویت در نمونه‌های مورد مطالعه.

توسط آنالیز مایکروپروپروب مشخص شده است (رنجبر، ۱۳۸۹). گارنت‌ها در همه نمونه‌های مورد آنالیز از لحاظ ترکیبی محلول جامد آلماندین- اسپسارتین بوده، از نظر شیمیایی تقریباً حالت همگن را نشان می‌دهند. ترکیب شیمیایی بیوتیت همه نمونه‌های مورد آنالیز در نمودار چهار تایی سیدروفیلیت-استونیت-آنیت-فلوگوپیت در مجاور خط واصل آنیت-فلوگوپیت و نزدیک به ترکیب آنیت می‌باشد، به نظر می‌رسد مقدار تیتان در بیوتیت با افزایش دما افزایش یافته است. پلاژیوکلازها در نمونه‌های با درجه دگرگونی پایین در حد آلبیت و در نمونه‌های با درجه بالاتر دگرگونی در حد الیگوکلاز است. میکاهای سفید در متاپلیت‌های منطقه از نوع مسکویت می‌باشند. رنجبر (۱۳۸۹) دما و فشار تشکیل آندالوزیت میکاشیست‌های منطقه را با توجه به نتایج آنلیز شیمیایی کانی‌های بیوتیت، گارنت و پلاژیوکلاز با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک تعیین سن نموده که نتایج این دما فشارسنجی نشان می‌دهد حداکثر دما در حدود ۷۰۷ درجه سانتی‌گراد و ۲/۶ کیلوبار فشار و مقدار متوسط دما و فشار حدود ۶۶۴ درجه سانتی‌گراد با عدم قطعیت ۲۸ و ۲/۵ کیلوبار با عدم قطعیت ۰/۶ می‌باشد. برای تخمین و تایید دمای دگرگونی به دست آمده توسط نرم‌افزار ترموکالک، از نمودارهای فشار - حرارت رسم شده

در سنگ‌های گابرویی نیز آثار این دگرشکلی مشاهده می‌شود از جمله شکستگی در بلورهای پیروکسن، وجود بلورهای پلاژیوکلاز دگرشکل شده، قطعات کوارتز شکسته شده، وجود تجدید تبلور دینامیکی در بلورهای کوارتز و وجود بافت میرمیکیت شواهد دیگر قابل مشاهده هستند. گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه نیز در مقیاس نمونه دستی حالت نواری از خود نشان می‌دهند. در سنگ‌های ریولیتی نیز بسیاری از بلورهای کوارتز شکسته و زاویه‌دار بوده و دارای خاموشی موجی می‌باشند. آثار تجدید تبلور دینامیکی در این بلورها نیز دیده می‌شود. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نسبتاً درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اغلب با ماکل آلبیتی که به شدت دچار دگرشکلی شده‌اند دیده می‌شود (شکل ۳ ج). آثار شکستگی و خمیدگی در بعضی بلورهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده است. میکاهای دانه‌ریز دگرشکلی یافته و به صورت بخشی از ماتریکس دانه‌ریز اطراف فنوکریست‌های کوارتز دیده می‌شوند. در نتیجه سنگ چشم‌کوارتزی ایجاد می‌شود که نشانه خوبی برای تشخیص آتشفشانی بودن سنگی است که تحت تاثیر دگرگونی و دگرشکلی قرار گرفته است.

#### تعیین مسیر فشار - حرارت

ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، گارنت و پلاژیوکلاز در سه نمونه از متاپلیت‌های منطقه

آندالوزیت + کوارتز که قبلاً جانشین پرفیروبلاست کوردیریت شده بودند رشد کرده‌اند. همچنین کلریت و مسکویت را در داخل آندالوزیت‌های شکسته شده طی دگرشکلی می‌توان یافت. تجمعات جانشین کوردیریت که حاوی بیوتیت و بدون کلریت و نسبتاً درشت دانه هستند احتمالاً منشا پیشرونده دارند. شواهد ریزساختاری نیز نشان می‌دهند که بسیاری از این تجمعات در طی واکنش‌های پیشرونده به وجود آمده‌اند. قرار گرفتن به موازات برگوارگی زمینه و غیر آلتزه بودن تجمعات سیمپلکتیت اطراف بلورهای آندالوزیت نشان‌دهنده منشا پیشرونده برای این تجمعات می‌باشند. در برخی کمپلکس‌های دگرگونی دیگر اجتماعات بافتی مشابهی از آندالوزیت و کوردیریت گزارش شده است مانند کمپلکس کوما (Vernon, 1999a, 1999b) و هاله باگابو (Pattison, et al, 2002). اما برخی از این تجمعات سیمپلکتیت حاوی بیوتیت، مسکویت، کوارتز جانشین کوردیریت و آندالوزیت، سردشدگی پسرورنده را بدون کاهش در فشار نشان می‌دهند (Vernon, 1987, 1978)، در این تجمعات کلریت دیده می‌شود که نمی‌تواند به‌عنوان یک کانی اولیه در ماتریکس باشد و بدیهی است که عضو سازگار مجموعه پیشرونده حاوی کوردیریت نیست. جایگزینی آلومینوسیلیکات‌ها به‌وسیله مسکویت و جایگزینی کوردیریت به‌وسیله پنیت نیازمند آب است که احتمالاً از خارج از سیستم منشا گرفته است. در این ارتباط چرخش محلول‌های هیدروترمالی در طی دگرگونی پسرورنده پیشنهاد می‌شود. بنابراین به نظر می‌رسد پس از دگرگونی شکل‌دهنده کوردیریت، یک مرحله دگرگونی پسرورنده عمومی اتفاق افتاده باشد. مسیر پسرورنده با سردشدگی در

براساس ترتیب رشد بلورها و ویژگی‌های ریز ساختاری (Vernon, 2008) استفاده شد. چنان‌که در نمودار شکل ۶ مشاهده می‌شود، واکنش شماره ۴ منحنی And=Sil را در حدود ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۳ کیلو بار قطع می‌کند که درجه حرارت و فشار به‌دست آمده با استفاده از ترموکالک را تایید می‌کند. با استفاده از این نمودار می‌توان مسیره‌های فشار-حرارت پیشرونده و پسرورنده را به خوبی بررسی کرد.

#### مسیر پیشرونده فشار-حرارت

مطابق شکل ۶ مسیر دما-فشار را برای متاپلیت‌های منطقه می‌توان براساس روابط بافتی و واکنش‌های صورت گرفته توضیح داد. مسیر دما-فشار برای تشکیل کوردیریت شیب مثبت داشته و ادامه شیب مسیر پیشرونده بستگی به شیب واکنش (۳) دارد. مسیر پیشرونده می‌تواند مسیر واکنش (۳) با (۵) و یا هر دو را قطع کند از آنجا که با توجه به روابط بافتی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان این مسیر را با شیب بسیار کم منفی یا صفر در نظر گرفت، این واکنش تشکیل تجمعات میکایی فاقد کلریت را می‌تواند توضیح دهد. منحنی واکنش آندالوزیت-سیلیمانیت در بین منحنی‌های پیشنهادی (Powell and Holland, 1990; Pattison, 1992) قرار می‌گیرد.

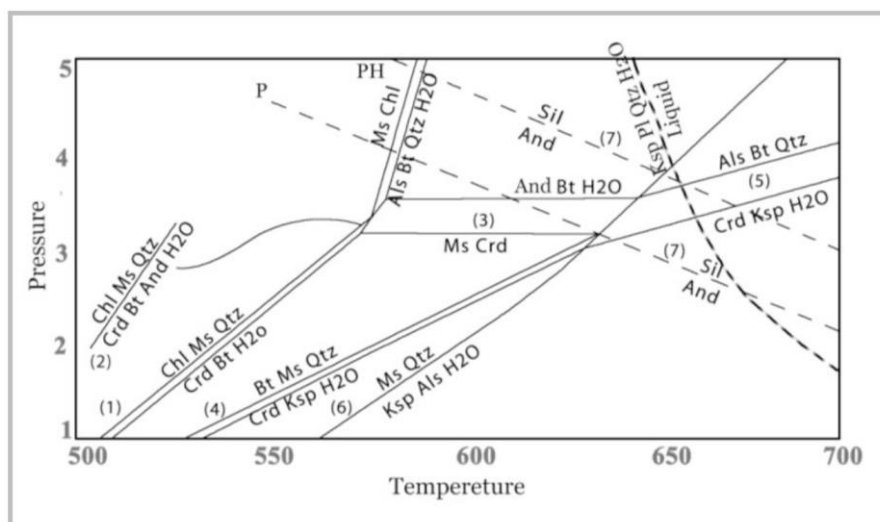
تشکیل پارائنز آندالوزیت + کوردیریت + گارنت در اثر افزایش حرارت و سپس در زون‌های حرارت بالاتر تشکیل سیلیمانیت و پتاسیم فلدسپار و همراهی کوردیریت با گارنت و پتاسیم فلدسپار نشان از دگرگونی پیشرونده دارند.

#### مسیر پسرورنده فشار-حرارت

مسیر پسرورنده در دگرگونی‌های منطقه مسیر در جهت عقربه‌های ساعت نیست. کلریت و مسکویت داخل و اطراف مجموعه جانشینی بیوتیت +

مشاهده می‌شوند بسته به اینکه سیمپلکتیت به‌عنوان پسرونده یا پیشرونده تفسیر شود، می‌تواند به‌عنوان پسرونده یا پیشرونده در نظر گرفته شود.

فشار ثابت مشخص می‌شود. دلیل دیگر برای انجام واکنش‌های پسرونده در فشار ثابت، عدم انجام واکنش (۵) و عدم تشکیل کوردیریت از آندالوزیت می‌باشد. سیلیمانیت‌های فیبری که داخل تجمعات سیمپلکتیت آندالوزیت، بیوتیت و کوارتز



شکل ۶: مدل سیستم پلیتی KFMASH شامل کوردیریت (Crd)، آلومینوسیلیکات‌ها (And, Sil)، پتاسیم فلدسپار (Ksp)، بیوتیت (Bt)، مسکویت (Ms)، کلریت (Chl)، کوارتز (Qtz)، پلاژیوکلاز (Pl)، مکان‌یابی توسط Powell and Holland, (1990) Holland, (1990) Spear and Cheney, (1989) Speer and Cheney, (1992) Pattison, 1992، و با علامت PH نقطه سه‌گانه تعیین شده براساس واکنش And=Sil با علامت P توسط پتیسون، (1992) Pattison، و با علامت PH توسط پاول و هلند (1990) Powell and Holland.

ناحیه‌ای است و رویداد  $M_2$  با بالا آمدگی و جایگیری نپ در ارتباط می‌باشد. این رویداد با متامورفیسم پسرونده دنبال می‌شود. از جمله شواهد این دگرگونی قهقرایی تبدیل آندالوزیت به سریسیت و مسکویت یا کلریت و مسکویت، رشد کلریت‌ها و تالک‌ها در محل شکستگی‌های بلورهای آندالوزیت، تشکیل تورمالین در رگه‌های موجود در سنگ و در حاشیه آندالوزیت‌ها است که این رویداد به ساخت تکتونیک منطقه، ویژگی‌های فیزیکی سنگ‌های دگرگونی، انتشار و نشت حجم عظیمی از سیالات غنی از بر و پتاسیم حاصل از انجماد توده در حین سرد شدن مربوط

مسکویت‌های ثانویه و هم‌رشدی‌های میرمیکیت بعد از دگرگونی هستند و هر دو در طی واکنش‌های پسرونده شکل می‌گیرند. اگر چه برای میرمیکیت به اندازه مسکویت این موضوع روشن نیست. بنابراین سیلیمانیت فیبری در طی سرد شدن در طی گروهی از واکنش‌های مستقل احتمالاً نیمه پایدار که با متاسوماتیسم هیدروژن در ارتباط می‌باشد رشد کرده است (Johnson et al, 1994).

#### تحولات دگرگونی و دگرشکلی منطقه

رویداد تولیدکننده کوردیریت‌ها، آندالوزیت‌ها، سیلیمانیت و آلکالی فلدسپار  $M_1$  یک رویداد

که دارای مقیاس ناحیه‌ای هستند، مسیرهای فشار-دمای در جهت خلاف حرکت عقربه‌های ساعت نشان می‌دهند. نتایج دما فشار سنجی در منطقه فریمان نیز فرایند گرمایی پیشرونده با افزایش آهسته فشار را برای دگرگونی‌های این منطقه نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از نفوذ مقادیر نسبتاً زیادی ماگمای داغ به درون پوسته زیرین-میانی باشد. این نفوذ باعث می‌شود که فشار و دما در اعماق افزایش یابند اما مقدار افزایش فشار هماهنگ با افزایش گرما نبوده است. با توجه به وجود سیمپلکتیت‌های ایجاد شده مرحله اوج دگرگونی با سرد شدن هم فشار (ایزوباریک) دنبال می‌شود (Vernon, 1982; Ellis, 1987; England and Tappson, 1984). جایگیری نپ و بالا آمدن پوسته پایینی و باز چین خوردگی، فشردگی ایزوترم‌ها را موجب شده که احتمالاً از میان توده‌های ضخیم شده بالا آمده‌اند و حوضه‌های از قبل دگرگون شده را تحت‌تأثیر دگرگونی دیناموترمال  $M_2$  قرار داده‌اند. بالا آمدگی پوسته پایینی دوره‌ای از آرامش گرمایی پوسته را به دنبال دارد و در ادامه آبگیری و تبلور مجدد مجموعه‌های  $M_2$  طی سرد شدن اتفاق می‌افتد. این منطقه را می‌توان به‌عنوان یک پنجره فرسایشی شامل سنگ‌های پروتروزوئیک در نظر گرفت که به‌صورت یک ساختمان بالا آمده از پی‌سنگ ایران مرکزی در مقابل رسوبات پالئوزوئیک و سنوزوئیک اطراف ظاهر شده است. احتمالاً دو عامل به بالا آمدگی این واحدهای دگرگونی به طرف سطح کمک کرده است اول جانشین‌شدگی آن‌ها در طول کنتاکت‌های معکوس غیرعادی و دوم فرسایش سطح بالا آمده که منجر به باز تعادل ایزوستاتیک می‌شود (Kornprobst, 2002).

می‌باشد. پس از دگرگونی  $M_1$  با جایگیری نپ و ایجاد پهنه‌ی برشی، منطقه مورد مطالعه تحت-تأثیر دگرگونی دیناموترمال قرار گرفته است. وقوع رویداد دگرگونی دیناموترمال موجب وقوع مرحله دوم دگرگونی و ایجاد پهنه برشی به ویژه در بخش جنوبی و جنوب‌غربی منطقه شده و میلونیت‌ها و فیلونیت‌ها را شکل داده است. حرکات تکتونیکی برشی کل مجموعه دگرگونی را دچار دگرگونی‌های دینامیکی نسبتاً شدید کرده است اما شدت تأثیر حرکات تکتونیکی برشی در طول پهنه برشی در سنگ‌ها در همه جا یکسان نیست. این مرحله همراه با ساختارهای شکل‌پذیر بوده است. کانی‌سازی پیشرونده در این مرحله مشاهده نشده است و با متامورفیسم پسروده دنبال شده است. بررسی‌های ریزساختاری فراوان، دگرشکلی دما پایین در طی برش اورپرینت شده در طی رویداد  $D_2$  را ثابت می‌کند. این ریزساختارها همان‌طور که توضیح داده شد در شیست‌ها، متاولکان‌ها و گرانیت‌های میلونیتی شده منطقه قابل مشاهده است. با توجه به شواهد ریزساختاری پهنه‌های برشی در منطقه همگی مولفه راست‌بر دارند و دگرشکلی ایجاد شده در سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های آذرین منطقه از نوع شکل‌پذیر - شکننا می‌باشند.

### نتیجه‌گیری

اولین رویداد دگرگونی در منطقه فریمان از نوع دما بالا-فشار پایین و در رخساره آمفیبولیت بالای می‌باشد. این رویداد ناحیه‌ای ( $M_1$ ) نمونه‌ای از مسیر خلاف جهت عقربه‌های ساعت است که می‌تواند در دگرگونی‌های درجه بالا ایجاد شود. بولن (Bohlen, 1991) بیان داشته است که بسیاری از کمپلکس‌های با درجات بالای دگرگونی

## منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۷ ص.
- شیرزاده، ب.، ۱۳۸۱. اکتشاف مقدماتی آندالوزیت در جنوب شرق فریمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد.
- صفرایی، س.، ۱۳۸۶. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی جنوب شرق فریمان، پایان‌نامه دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رنجبر، ف.، ۱۳۸۹. پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی شرق و جنوب شرق قنداب با نگرشی
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in northeastern Iran: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p.1157-1196.
- Berberian, M., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210-265.
- Bohlen, S.R., 1991. On the formation of granulite: Journal of Metamorphic Geology, v. 9, p. 223-220.
- Ellis, D.J., 1987. Orogen and evolution of granulites in normal and thickened crusts: Journal of Geology, v. 12, p. 167-170.
- England, P.C. and Tampon, A.B., 1984. Pressure- Temperature- Time path of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regional of thickened continental crust: Journal of Petrology, v. 25, p. 894-928.
- Kornprobst, J., 2002. Metamorphic rocks and their geodynamic significance, A petrological handbook: Kluwer academic publisher, 205 p.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 68, p. 277-279
- Harvey, P.K. and Ferguson, C., 1973. Spherically arranged inclusions in post-tectonic garnet porphyroblasts: Mineralogy Magazine, v. 39, p. 85-88.
- Johnson, S.E., Hobbs, B.E. and Vernon, R.H., 1994. Deformation and metamorphism of Cooma complex, southeastern Australia, Specialist group in tectonics and structural geology: Emie des sciences, Paris, v. 15, p. 917-929.
- Mancktelow, N.S., Arbaret, L. and Pennacchioni, G., 2002. Experimental observation on the effect of interface slip on rotation and stabilization of rigid particles in simple shear and a comparison with natural mylonites: Journal Structure Geology, v. 24, p. 567-585.
- Passchier, C.W. and Throw, R.A.J., 2005. Microtectonic: Springer publisher, 742 p.
- Pattison, D.R.N., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point; constraints from Bullachulish aureole, Scotland: Journal of Geology, v. 100, p. 423-446.
- Pattison, D.R.M., Spear, F.S., Debuher, C.L. and Cheney, J.T., 2002.

Thermodynamic modeling of the reaction

Muscovite+Cordierite= $\text{Al}_2\text{SiO}_2$ +Biotite+Quartz+ $\text{H}_2\text{O}$ . Constraints from natural assemblages and implication for the metapelitic petrogenetic grid: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 99-118.

-Philpotts, A.R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology: Prentice Hall, 498 p.

-Powell, R. and Holland, T., 1990. Calculated mineral equilibrium in the pelitic system, KFMASH ( $\text{K}_2\text{O}$ -FeO-MgO-  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -  $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ ): *American Mineralogist*, v. 75, p. 367-380.

-Schulz, B., 1990. Prograde-retrograde P-T-t deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan collision (eastern Alps): *Journal of Metamorphism*, v. 8, p. 629-643.

-Simpson, C. and Wintsch, R.P., 1989. Evidence for deformation induced K-Feldspar replacement by myrmekite: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, p. 261-275.

-Spear, F.S. and Cheney, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system  $\text{SiO}_2$ -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - FeO - MgO –  $\text{K}_2\text{O}$  –  $\text{H}_2\text{O}$ : *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 101, p. 149-164.

-Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.

-Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountain, Mesozoic- Cenozoic orogenic belt data for orogenic studies: *Geological Society of London, Sp. Publication*, p. 213-234.

-Trouw, R.J., 1973. Structural geology of the Marshall area, Caledonides of

Vasterbotten, Sweden: *Ever Geology Underser C*, v. 686, p. 1-115.

-Vernon, R.H., 1978. Pseudomorphous replacement of cordierite by symplectic intergrowths of andalusite: biotite and quartz: *Lithos*, v. 11, p. 283-289.

-Vernon, R.H., 1979. Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses: *Lithos*, v. 12, p. 143-152.

-Vernon, R.H., 1982. Isobaric cooling of two regional metamorphic complexes related to igneous intrusions in southeastern Australia: *Journal of Geology*, v. 10, p. 76-82.

-Vernon, R.H., 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in Kfeld – sillimanite metapelites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 5, p. 51-68.

-Vernon, R.H., 1988. Microstructural evidence of rotation and non-rotation of mica porphyroblast: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 595-601.

-Vernon, R.H., 1999a. Sequential growth of cordierite and andalusite porphyroblasts, Cooma complex, Australia: microstructural evidence of a prograde reaction: *American Mineralogist*, v. 84, p. 171-172.

-Vernon, R.H., 1999b. Flame perthite in metapelitic gneisses at Cooma, SE Australia: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1760-1765.

-Vernon, R.H., 2008. Practical guide to rock microstructure: Cambridge university press, 610 p.

-Winkler, H.G.F., 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer publisher, 334 p.