

پتروگرافی و پترولوژی متاپلیت‌های بخش میانی زون سنندج- سیرجان (شمال گلپایگان)

سمیه کریمی،* سیدمحسن طباطبایی‌منش: گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

متاپلیت‌های شمال گلپایگان بر مبنای مجموعه‌های کانیاپی در چهار دسته گارنت کلریتونید شپست، گارنت شپست، گارنت استروئید شپست و استروئید کیانیت شپست قرار می‌گیرند. وجود کلریتونید در گارنت کلریتونید شپست‌ها بیانگر رخساره شپست سبز است. گارنت‌های موجود در گارنت شپست‌ها ۳ مرحله رشد را نشان می‌دهند. ظهور استروئید در گارنت استروئید شپست‌ها نشانه شروع رخساره آمفیبولیت است. تغییرات سنگ‌شناسی از گارنت کلریتونید شپست‌ها به سمت استروئید کیانیت شپست‌ها بیانگر تشکیل این سنگ‌ها طی دگرگونی پیش‌رونده است. بررسی ترمودینامیکی این سنگ‌ها نشان‌گر آن است که متاپلیت‌های شمال گلپایگان در محدوده دمایی ۴۸۰ تا ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد و در محدوده فشاری ۱/۶ تا ۴/۱ کیلو بار تشکیل شده‌اند. این نتایج با شواهد پاراژنتیکی کانی‌ها کاملاً هماهنگ است و حاکی از دگرگون شدن رسوبات پلیتی شمال گلپایگان تا رخساره آمفیبولیت پایینی (اپیدوت آمفیبولیت) است.

مقدمه

ناحیه گلپایگان در شمال غرب استان اصفهان آزمایشگاهی طبیعی برای بررسی سرزمین‌های دگرگون شده است. این منطقه از نظر ساختاری جزئی از پهنه سنندج - سیرجان (شکل‌های ۱ و ۲) و از نظر پترولوژی و پتروفابریک بسیار جالب و در عین حال پیچیده است. این پیچیدگی‌ها سبب شده است تا زمین‌شناسان مختلف بیش از پیش برای حل ابهام‌های زمین‌شناختی این منطقه تلاش کنند.

متاپلیت‌ها از مهم‌ترین خانواده سنگ‌های دگرگونی در ناحیه گلپایگان هستند که کانی‌های شاخص موجود در آن‌ها توزیع منظمی را نشان می‌دهند. این توزیع می‌تواند با شدت دگرگونی و حوادث مختلف زمین‌شناسی مرتبط باشد. در این مقاله به بررسی پتروگرافی، پترولوژی و شرایط ترمودینامیکی تشکیل متاپلیت‌ها در این ناحیه پرداخته شده است تا با کمک آن بتوان شناخت بهتری در شرایط ژئودینامیکی تشکیل این بخش از زون سنندج- سیرجان ایجاد کرد.

واژه‌های کلیدی: متاپلیت، شپست، آمفیبولیت، گلپایگان، زون سنندج- سیرجان

دریافت: ۸۹/۵/۲۶ پذیرش: ۹۰/۶/۱۶

karimisomaie@gmail.com

*نویسنده مسئول:

زمین‌شناسی

از دیدگاه تکتونیک پهنه سنندج-سیرجان از فعال‌ترین پهنه‌های شناخته شده و دارای پیچیدگی است. این پهنه به لحاظ داشتن حجم‌های در خورتوجهی از سنگ‌های ماگمایی و پیشرفت و توسعه فرایندهای دگرگونی، پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران محسوب می‌گردد. مهم‌ترین حادثه دگرشکلی و دگرگونی آن در ارتباط با واقعه مهم تکتونیکی باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان است که در طول دوران مزوزوئیک انجام گرفته است [۱]، [۲]. در حقیقت این پهنه تکتونیکی کومزاد زاگرس حاصل فروانش و برخورد صفحه عربی و خرد قاره ایران مرکزی در زمان کرتاسه پایانی تا ترشیری است [۳]، [۴].

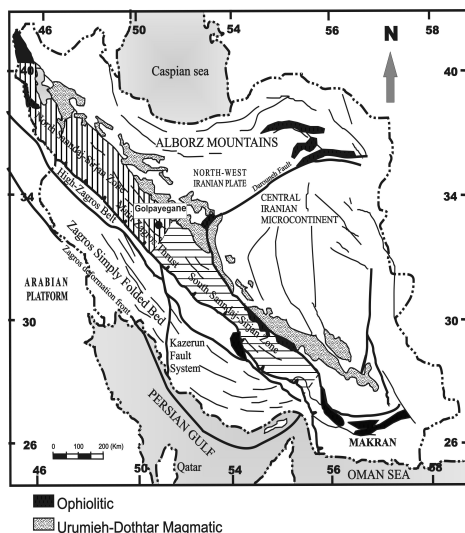
برخی محققان از جمله شریفی (۱۳۸۶) [۵]، احمدی دزکی، (۱۳۷۸) [۶] و صبا، (۱۳۷۸) [۷] در منطقه گلبایگان ۴ فاز دگرگونی (فشاری- حرارتی، برشی- حرارتی و قهقراپی) گزارش کرده‌اند. دگرشکلی‌های گزارش شده در این منطقه عبارتند از:

دگرشکلی D1، که حاصل آغاز فروانش تتیس جوان به زیر صفحه ایران در ژوراسیک پایانی است و یک دگرگونی در حد رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت و ساختارهایی با روند NE-SW ایجاد کرده است [۶].

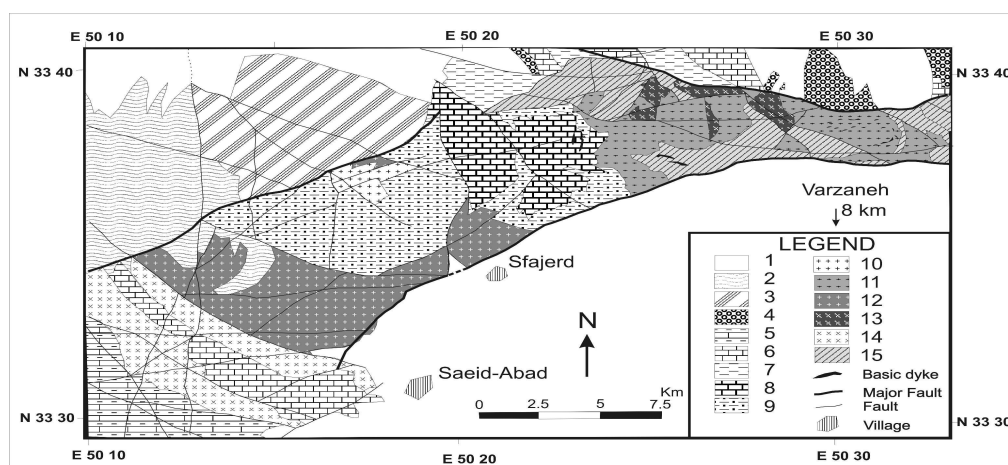
دگرشکلی D2، که حاصل برخورد صفحه عربی با صفحه ایران در کرتاسه پسین است و ساختارهایی با روندی به موازات زاگرس ایجاد کرده و باعث میلوئیتی شدن سنگ‌ها شده است [۶].

دگرشکلی D3، که حاصل تکتونیک جابه‌جایی- فشاری راست‌گرد طی دگرشکلی سنوزویک است [۶]. بر اساس پژوهش‌های سن‌سنجی رشیدنژاد و همکاران (۲۰۰۲)، شیبست‌های منطقه شمال گلبایگان متعلق به ژوراسیک است [۸]. موریتس و همکاران (۲۰۰۶) متاپلیت‌های کوه حاجی‌قارا را متعلق به بخش فوقانی کرتاسه زیرین (آلبین) می‌دانند [۹].

در واقع به نظر می‌رسد که در منطقه گلبایگان، رسوبات در زمان تریاس- ژوراسیک تشکیل و در زمان ژوراسیک با فاز کیمیرین پسین دگرگون شده‌اند.



شکل ۱. واحدهای تکتونیکی اصلی ایران همراه با موقعیت منطقه بررسی شده بر روی پهنه سنندج- سیرجان [۲]



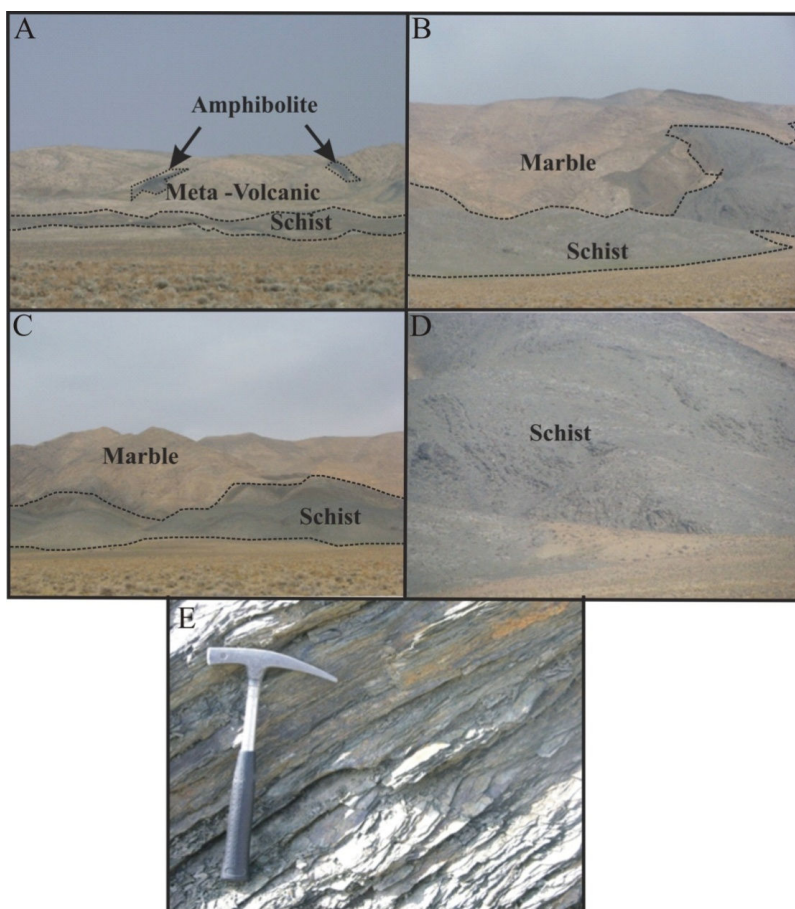
شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه شمال شرق گلبایگان: ۱. آبرفت های جوان، ۲. پادگانه های آبرفتی، ۳. ماسه سنگ نواری (انوسن)، ۴. ماسه سنگ و کنگلومرا (انوسن)، ۵. شیل آهکی، مارن و آهک (کرتاسه فوقانی)، ۶. آهک اریستولین دار (کرتاسه زیرین)، ۷. شیل (ژوراسیک)، ۸. مرمر (مزوزونیک)، ۹. گارنت موسکویت شیست (مزوزونیک)، ۱۰. مونزوگرنایت (پالنوسن)، ۱۱. میلونیت گرانیت (پالنوسن)، ۱۲. سینیت و سینودیوریت (پالنوسن- انوسن)، ۱۳. سنگ های بازیگ میلونیتی، ۱۴. تراکیت (کرتاسه-پالنوسن)، ۱۵. متاداسیت، متاندزیت و متاریولیت (مزوزونیک) [۵]

روش تحقیق

طی بازدیدهای صحرایی ۱۰۰ نمونه سنگ به صورت سیستماتیک برداشت شد. بعد از انجام مطالعات میکروسکوپی، چند نمونه که نام تعدادی از آن ها در پیوست ۱ آورده شده، به روش XRF آنالیز شیمیایی شدند. سپس آنالیز نقطه ای کانی های بیوتیت، گارنت و استروئید در ۲ نمونه دیگر (St- Gol, SF-7) در آزمایشگاه EPMA دانشگاه دولتی مسکو، با دستگاه الکترون مایکروپروپ JEOL، مدل JXA-8800 (WDS)، با شرایط ولتاژ شتاب دهنده 20keV و شدت جریان 12nA انجام شد. علائم اختصاری استفاده شده در متن: گارنت-*Grt*، بیوتیت-*Bt*، فلدسپار پتاسیم-*Kfs*، موسکویت-*Ms*، کلریت-*Chl*، پلاژیوکلاز-*Pl*، کوارتز-*Qtz*، استروئید-*St*.

پتروگرافی و شیمی کانی ها

مجموعه سنگ های دگرگونی منطقه گلبایگان عبارتند از آمفیبولیت، شیست، مرمر و متاولکانیک (شکل ۳). سنگ های بررسی شده در شمال گلبایگان شامل گارنت کلریتوئید شیست، گارنت شیست، گارنت استروئید شیست و استروئید کیانیت شیست هستند. از خصوصیات کلی برای شیست های متاپلیتی گلبایگان وجود بافت های لپیدوبلاستی و پورفایرولاستی است.

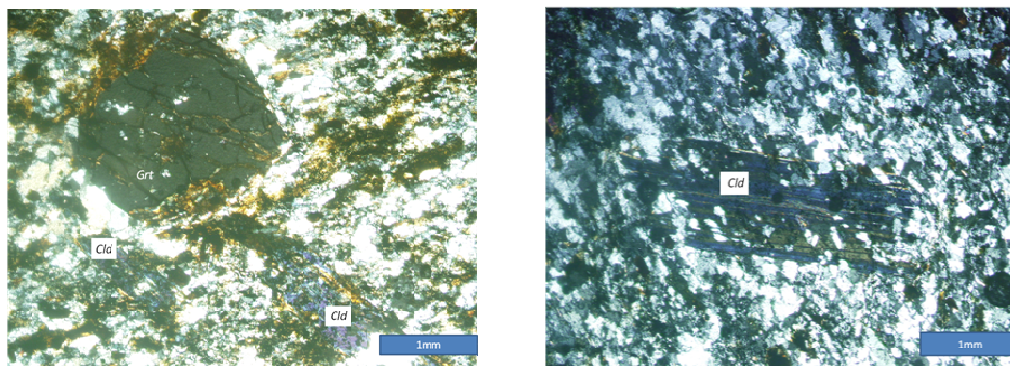


شکل ۳. نمایی از سنگ‌های دگرگونی شمال گلپایگان

A تا C: نمای کلی منطقه که از شیست، مرمر، آمفیبولیت و متا ولکانیک تشکیل شده است ($E50^{\circ} 22'$ ، $N33^{\circ} 35'$)،
D و E: نمای نزدیک از برگوارگی شیست‌های بررسی شده ($E50^{\circ} 17'$ ، $N33^{\circ} 36'$)

گارنت کلریتونید شیست: در این سنگ‌ها (نمونه Chl) (پیوست ۱) پورفایروبلست‌های گارنت با ابعادی حدود ۲ میلی‌متر و فراوانی ۲۵ درصد و پورفایروبلست‌های کلریتونید با ابعادی حدود ۳ تا ۵ میلی‌متر و فراوانی ۲۰ درصد، در زمینه‌ای متشکل از حدود ۲۰ درصد کوارتز دانهریز با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر، پلاژیوکلازهای دانهریز با ماکل پلی‌سینتتیک با فراوانی حدود ۱۰ درصد، ورقه‌های بیوتیت با فراوانی حدود ۱۰ درصد و ۱۰ تا ۱۵ درصد کانی‌های اپاک مشاهده می‌گردند (شکل ۴). کوارتزها کمی کشیدگی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها بافت گرانولیدوپورفایروبلستیک دارند. در برخی از کلریتونیدها تجمع ادخال‌ها به فرم ساعت شنی است. ساختار ساعت شنی در کلریتونید (Hour – Glass) بیان‌گر الگوهای هندسی منظم از ادخال‌هاست که در ارتباط با ساختمان بلور میزبان آرایش یافته‌اند [۱۰]. معمولاً اولین نسل کلریتونید در دمای حدود ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای بالاتر از ۳ کیلو بار متبلور می‌گردد [۱۱]. کلریتونیدهای بررسی شده آهن‌دار است و ضمن این‌که تا حدودی کلریتی شده‌اند، واجد ادخال کوارتزند. کلریتونید که یکی از کانی‌های معمول در دگرگونی

متاپلیت هاست به سنگ های درجه پایینی محدود می شود که در آن ها مقدار آهن بیش تر از منیزیم است. این کانی معمولاً از شکسته شدن پیروفیلیت و کلریت به دست می آید [۱۲]. نوع آهن دار آن شاخص رخساره شپیست سبز است. گارنت موجود در گارنت کلریتونید شپیست ها دارای ادخال های کوارتز و بیوتیت است و برخی از آن ها تا حدودی کلریتی شده و برخی کاملاً به کلریت پسودومورف شده اند.



ب

الف

شکل ۴. گارنت کلریتونید شپیست (نمونه Chl). الف: پورفایروبلست کلریتونید با ادخال های فراوان کوارتز در زمینه ای از کوارتز و میکا، ب: پورفایروبلست های گارنت و کلریتونید در زمینه ای از کوارتز و میکا

گارنت شپیست: این سنگ ها (از جمله نمونه 7-SF) (پیوست ۱) بافت پورفایروبلستیک نشان می دهند و حدود ۲۵-۲۰ درصد موسکویت، ۱۵-۲۰ درصد گارنت، ۱۰-۱۵ درصد بیوتیت، ۲۰-۳۰ درصد کوارتز، ۵-۱۰ درصد کانی اپاک و حدود ۵ درصد فلدسپار دارند. برخی از پورفایروبلست های گارنت با ابعاد ۳ تا ۷ میلی متر ۳ مرحله رشد را در گارنت نشان می دهند (شکل ۵ الف).

۱. گارنت با ادخال های بسیار کم کوارتز- بیوتیت و اپاک در مرکز

۲. گارنت با ادخال های فراوان کوارتز و تا حدودی بیوتیت و اپاک به صورت نواری در اطراف بخش

مرکزی

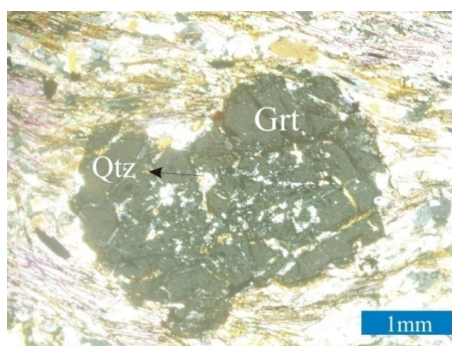
۳. گارنت با ادخال های کم کوارتز- بیوتیت و اپاک در حاشیه

برخی از گارنت های موجود در این سنگ ها رشد سریع و اتولی شکل نشان می دهند (شکل های ۵ ب و ج). توالی های بیوتیت و موسکویت با کوارتز در سنگ، شپستورزیت شددی نشان می دهند که این شپستورزیت پورفایروبلست های گارنت را دور زده و در قسمت هایی به صورت کرینولیشن در آمده اند (شکل ۶ د). این شواهد دال بر (Syn – tectonic) بودن سنگ و کانی های آن است. در این سنگ ها بیوتیت و موسکویت ابعادی حدود ۰/۵ میلی متر و کوارتز ابعادی حدود ۰/۳ میلی متر دارند.

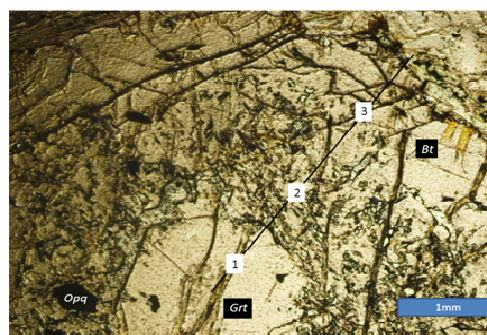
گارنت های بررسی شده در این سنگ ها دارای ۱ تا ۱۴ درصد پیروپ، ۲ تا ۳ درصد گروسولار، ۵ تا ۲۳ درصد اسپسارتین و ۶۶ تا ۸۱ درصد آلماندین هستند. X_{Mg} در گارنت های با ترکیب منطقه ای از ۰/۱ تا ۰/۱۴

در نوسان است و مقدار آن در گارنت هایی که مرحله سوم رشد را نشان می دهند، کمتر از دو مرحله قبل است. گارنت های موجود در متاپلیت ها همیشه دارای مقادیری از گروسولار هستند که در دگرگونی پیش رونده دمای ظهور آن ها را پایین می آورد.

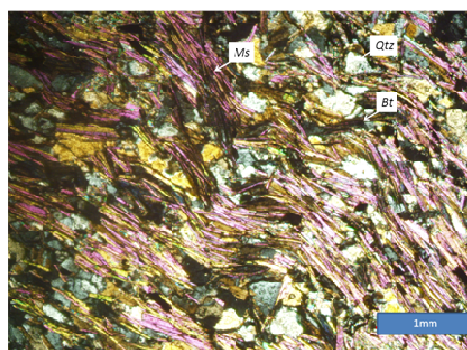
در تعدادی از نمونه های گارنت شیست، شکل گیری موسکویت و بیوتیت در کنار یکدیگر دال بر تشکیل آن ها در طی واکنش (۱) $Chl + Kfs = Bt + Ms + Qtz + H_2O$ [۱۳] است. در ادامه دگرگونی و با مصرف فلدسپار پتاسیم موسکویت در مقابل کلریت ناپایدار شده و طبق واکنش (۲) $Ms + Chl + Qtz = Grt + Bt + H_2O$ [۱۴] گارنت و بیوتیت تشکیل می شود.



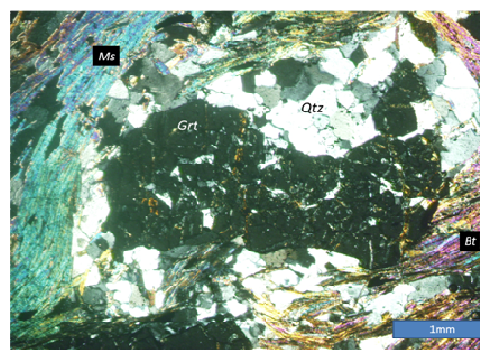
ب



الف



د



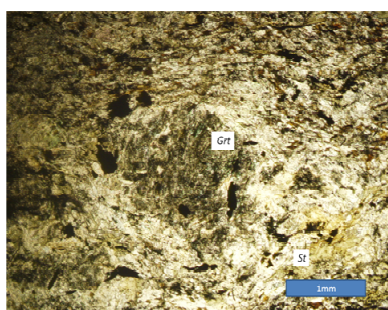
ج

شکل ۵. گارنت شیست (نمونه SF-7). الف) ۳ مرحله رشد گارنت، ب) نحوه پراکنندگی ادخال های کوارتز در گارنت، ج) رشد آتولی شکل گارنت، د) کرینولیشن ظریف در سنگ

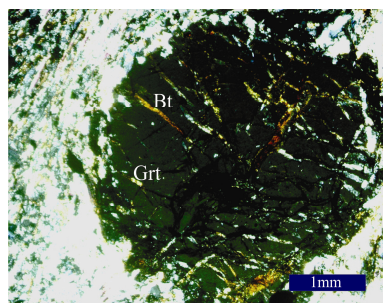
گارنت استروئید شیست: این سنگ ها (نمونه G9) (پیوست ۱) نسبت به سایر سنگ ها دانه ریزتر است و دارای حدود ۳۰-۳۵ درصد گارنت، ۲۵-۳۰ درصد میکا، ۱۰-۱۵ درصد کوارتز، ۵-۱۰ درصد کانی اپاک و ۵-۷ درصد استروئید هستند و بافت پورفیرولپیدوبلاستیک نشان می دهد. پورفیروبلاست های گارنت با ابعاد ۳ تا ۴ میلی متر دارای شکستگی فراوان است (شکل ۶ الف) و از نظر فابریکی ۲ مرحله را نشان می دهند (ادخالات کم در مرکز و ادخالات زیاد در حاشیه). وجود بیوتیت در شکستگی های گارنت نقش سیالات پتاسیم دار را در تشکیل آن ها نشان می دهد. در برخی قسمت ها گارنت کاملاً به کلریت، اپیدوت و اپاک تجزیه شده است (شکل ۶ ب).

در بعضی از گارنت استروئید شیبست‌ها، ورقه‌های بیوتیت در بین ورقه‌های موسکویت دیده می‌شود. برخی بیوتیت‌ها کاملاً کلریتی شده و از بین رفته است و تنها آثاری از آن‌ها باقی مانده است و برخی از آن‌ها کاملاً سالم هستند. این مسئله بیان‌گر این است که احتمالاً بیوتیت‌های موجود در سنگ در ۲ مرحله تشکیل شده‌اند. فراوانی اکسید آهن و کلریت در این سنگ‌ها نمایان‌گر تأثیر فاز دگرگونی برگشتی بر روی آن‌هاست.

ظهور استروئیدهای ریزدانه‌ای با ابعاد کمتر از ۱ میلی‌متر نشانه‌ی قرارگیری سنگ‌ها در مرز رخساره‌ی شیبست سبز به آمفیبولیت است. رخداد واکنش (۳) $Cld + Qtz = St + Grt + H_2O$ [۱۴] باعث تخریب کلرینوئید و تشکیل استروئید می‌شود. همراهی استروئید با بقایای کوچک کلرینوئید می‌تواند این مسئله را تأیید کند. استروئید نیز همانند کلرینوئید در سنگ‌هایی تشکیل می‌شود که نسبت آهن به منیزیم در آن‌ها بالا باشد. ظهور استروئید در متاپلیت‌ها در ترکیبات غنی از آهن از دمای حدود ۵۰۰ درجه آغاز می‌گردد و نشانه‌ی شروع رخساره‌ی آمفیبولیت است [۱۲]. عدم وجود زونینگ در استروئید موجود در این شیبست‌ها، نشانه‌ی رشد و تشکیل این کانی در چرخه‌ی دگرگونی پیش‌رونده است [۱۵]. وجود پارائنز $Grt + St + Chl + Bt$ حکایت از انجام واکنش (۴) $Grt + Chl = St + Bt$ [۱۳] است و تقریباً تمامی بیوتیت موجود در این سنگ‌ها طی این واکنش تشکیل شده‌اند.



ب



الف

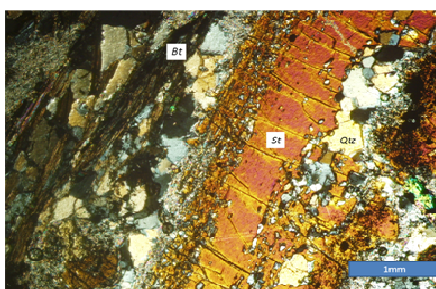
شکل ۶. گارنت استروئید شیبست (نمونه G9). (الف) گارنت خرد شده که در شکستگی‌های آن بیوتیت تشکیل شده است، (ب) تشکیل استروئید در سنگ

استروئید کیانیت شیبست: این سنگ‌ها (از جمله نمونه St- Gol) (پیوست ۱) دارای بافت پورفیرولپیدوبلاستیک با حدود ۳۵-۴۰ درصد استروئید، ۲۰ درصد بیوتیت، ۲۰ درصد کوارتز، ۱۰ درصد موسکویت، ۵-۷ درصد کانی اپاک و کمتر از ۵ درصد کیانیت هستند (شکل ۷). پورفیروبلاست‌های بزرگ و طلایی رنگ استروئید با ابعاد ۳ تا ۵ میلی‌متر دارای ادخال‌ات کوارتز، اپاک و بیوتیت هستند. این پورفیروبلاست‌ها تحت تأثیر واکنش‌های برگشتی از اطراف سرسیتی شده‌اند. از آن‌جا که استروئید یک کانی آهن‌دار است و منیزیم زیادی ندارد، کلریت ثانویه در آن کمتر تشکیل می‌گردد. در این سنگ‌ها گارنت بسیار کمیاب است و استروئید به خرج گارنت تشکیل شده است واکنش (۴). برخی استروئیدها دارای ادخال در حاشیه (شکل ۷ ب) و برخی دارای ادخال در مرکز هستند (شکل ۷ الف) که ۲ مرحله رشد را در استروئید نشان می‌دهند. در برخی قسمت‌ها بلورهای استروئید

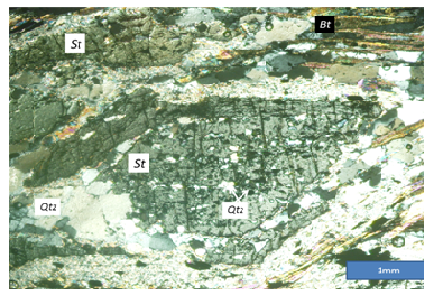
بریده شده‌اند و در یک امتداد مشخص از یکدیگر دور شده‌اند، این مسئله به‌وضوح در این سنگ‌ها (شکل ۷ د) مشاهده می‌گردد و بیان‌گر وقوع پدیده شیرینگ است. برخی از استروئیدها و ادخال‌های آن‌ها چرخش S شکل نشان می‌دهند (شکل ۷ ج). وجود شیرینگ و چرخش S- شکل در استروئیدها بیان‌گر (Syn-tectonic) بودن آن‌هاست. X_{Mg} در استروئیدها از ۰/۱۶ تا ۰/۳ متغیر است و از مرکز به حاشیه کاهش می‌یابد. در بیوتیت همزیست با استروئید X_{Mg} از ۰/۵۱ تا ۰/۵۴ در تغییر است و از مرکز به حاشیه افزایش می‌یابد. با افزایش درجه دگرگونی میزان منیزیم در بیوتیت که یک کانی Mg دوست است افزایش می‌یابد و در استروئید که یک کانی Fe دوست است کاهش می‌یابد [۱۶].

یکی دیگر از کانی‌های موجود در این سنگ‌ها کیانیت است. این کانی صرفاً از دگرگونی سنگ‌های پلیتی تحت فشارهای متوسط تا بالا تشکیل می‌شود. کیانیت با واکنش‌های (۵) $St+Chl=Bt+Ky$ و (۶) $St+Qtz=Grt+Ky+H_2O$ [۱۱]، [۱۴] جای‌گزین کانی‌های درجه پایین‌تر از خود می‌گردد. این واکنش‌ها صرفاً در پلیت‌هایی روی می‌دهد که کانی‌های نسبتاً غنی از Mg داشته باشند.

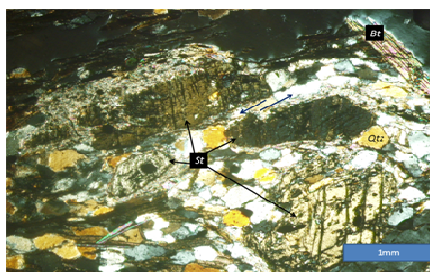
کانی‌های بیوتیت و مسکویت شیبستوزیته زمینه سنگ را می‌سازند که به خوبی در اطراف پورفایروپلاست‌های استروئید دیده می‌شود (شکل ۷ ج).



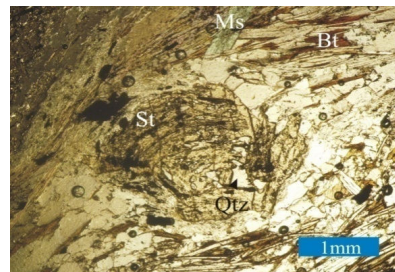
ب



الف



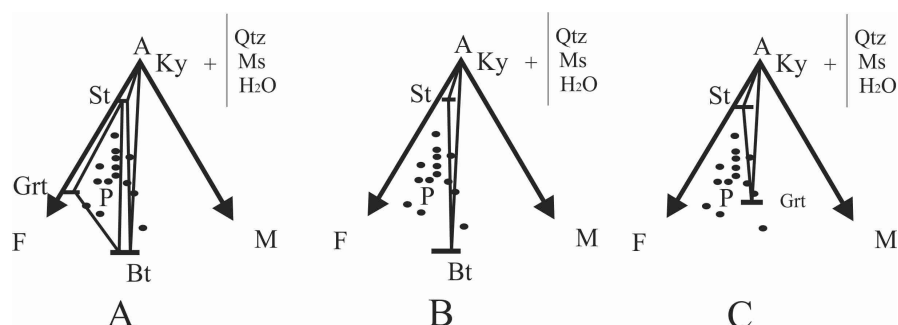
د



ج

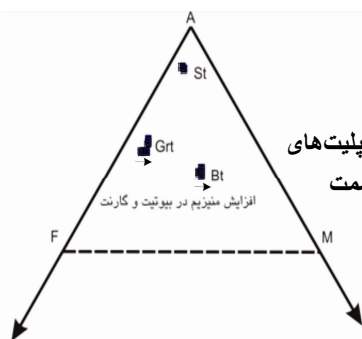
شکل ۷. استروئید کیانیت شیبست (نمونه ST-Gol). الف) پورفایروپلاست استروئید با ادخال در مرکز، ب) پورفایروپلاست استروئید با ادخال در حاشیه، ج) چرخش بلور استروئید و ادخال‌های S مانند آن، د) شیرینگ در استروئید
ترکیب سنگ کل در سنگ‌های متاپلیتی گلپایگان بر روی دیاگرام AFM در محدوده شیل‌های پلاژیک قرار می‌گیرد که به‌طور نسبی از Al نسبت به شیل‌های پلاتفرمی غنی بوده و از Ca تهی است (شکل ۸). در این

شکل پاراژنز کانی ها نیز ترسیم شده است، لیکن به دلیل عدم دسترسی به داده های آنالیز نقطه ای کانی های کلریت و کلریتوئید، پاراژن های مربوط به کانی های مذکور (واکنش های ۱ تا ۳) ترسیم نشده است. پاراژن های مشخص شده در شکل های A ، B و C به ترتیب مربوط به واکنش های ۴، ۵ و ۶ هستند. موقعیت مشابه نمونه ها در شکل ۸ بیان گر آن است که عامل اصلی ظهور مجموعه های کانیایی تغییرات دما و فشار است.



شکل ۸. نمایش پاراژنز کانی های همراه با ترکیب سنگ کل در متاپلیت های گلپایگان (P: ترکیب میانگین رس های پلاژیک [۱۲]). A: پاراژن های گارنت- بیوتیت- استروئید و بیوتیت- استروئید- کینایت، B: پاراژنز بیوتیت- استروئید- کینایت، C: پاراژنز گارنت- استروئید- کینایت

در شکل ۹ محل قرارگیری ترکیب کانی های Bt ، St و Grt در دیاگرام پاراژنزی AFM نشان داده شده است (نمونه های ۷-SF و 7-Gol). تغییرات Mg در کانی های مذکور ناچیز است و افزایش خفیف آن نشان دهنده تشکیل آن ها در ادامه دگرگونی پیش رونده است (شکل های ۹ و ۱۰).



شکل ۹. نمایش محل قرارگیری استروئید، بیوتیت و گارنت های موجود در متاپلیت های شمال گلپایگان بر روی دیاگرام AFM . و همچنین افزایش Mg از مرکز به سمت حاشیه گارنت و بیوتیت بر روی این دیاگرام به خوبی مشخص است

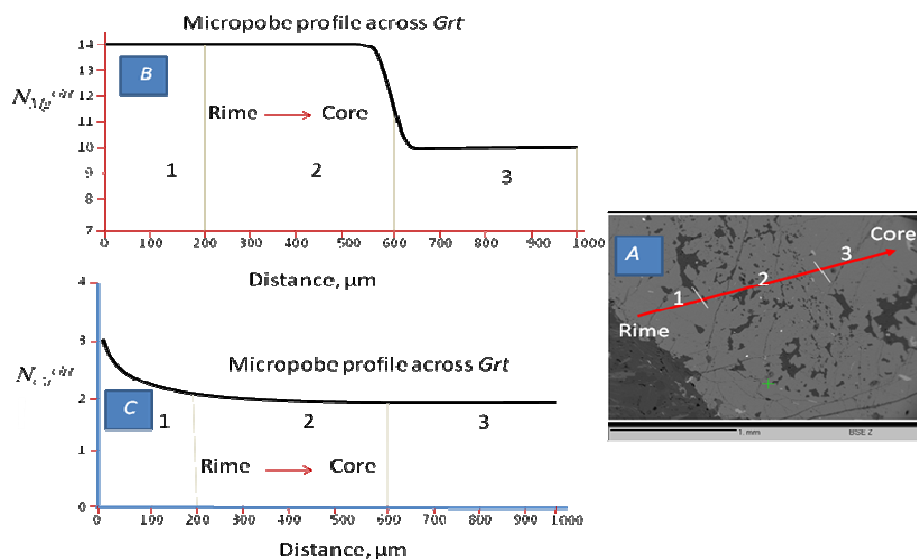
گارنت ها گروه مهمی از کانی های ارتوسیلیکاته اند که در محیط های مختلف زمین شناسی یافت می شوند [۱۷]. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، کانی های پیرامون و شرایط دما و فشار، عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت می کنند و در نتیجه انواع مختلفی از گارنت ایجاد می شود. فرمول عمومی گارنت های بی آب^۱، $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\emptyset_{12}$ است که X ، Y ، Z کاتیون هستند. X جایگاه کاتیون های با عدد کنوردیناسیون هشت، Y جایگاه کاتیون های با کنوردیناسیون اکتاهدرال، Z معرف جایگاه کاتیون های با کنوردیناسیون تتراهدرالی و $\emptyset$ مطابق با جایگاه آنیون ها است [۱۸]. برای پی بردن به نوع گارنت ها اقدام به محاسبه فرمول ساختاری آن ها به روش ۲۴ اکسیژن و اعضای پایانی با استفاده از نرم افزار مینرال اسپریدشیت^۲ ارائه شد [۱۹].

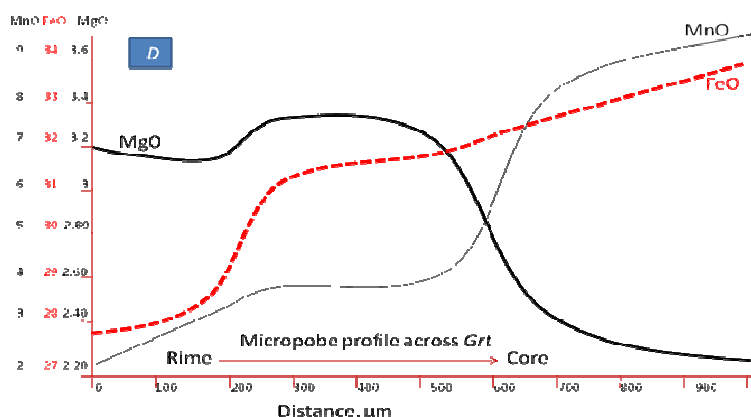
۱. anhydrous

۲. Minerals Spreadsheet

گارنت شاخص پتروژنیک مفیدی است، البته نه برای این که در محدوده وسیعی از دما پایدار است بلکه توزیع آهسته کاتیونی در گارنت موجب می شود که بتوان آن را در بسیاری از ژئوترمو مترها به کار برد. بنابراین گارنت های دارای منطقه بندی می توانند بخش مهمی از مسیر زمان- دما- فشار سنگ ها را ثبت کنند [۲۰]. گارنت های ماگمایی یا فاقد منطقه بندی هستند، یا منطقه بندی معکوس نشان می دهند (مرکز فقیر و حاشیه غنی از Mn) که با شرایط کاهش دما مطابقت می کند [۲۱]. در مقابل گارنت های دگرگونی دارای منطقه بندی عادی هستند و در مرکز از Mn غنی شده اند.

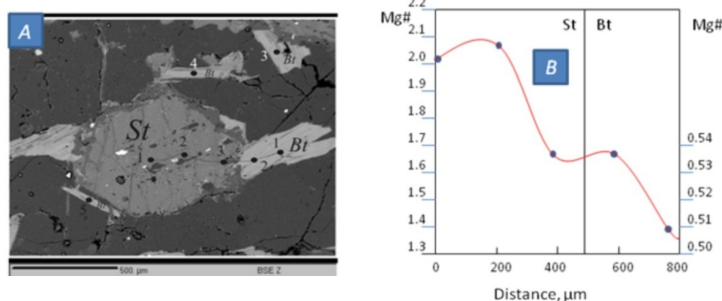
برش های بلورهای منطقه ای از گارنت موجود در گارنت شیسیت ها (نمونه 7-SF) نشان گرافزایش میزان منیزیم این کانی در مراحل بعدی است (شکل ۱۰). میزان X_{Mg} موجود در پورفایروبلست های کوچک تر گارنت شبیه به میزان X_{Mg} در مرحله های دوم و سوم پورفایروبلست های زونه گارنت است. این مسئله بیانگر همزمانی تبلور پورفایروبلست های کوچک گارنت با مرحله های دوم و سوم پورفایروبلست های زونه است. منگنز موجود در گارنت در دگرگونی های درجه پایین وجود دارد و با پیشرفت دگرگونی کاهش می یابد، در صورتی که توزیع منیزیم در گارنت روندی برعکس منگنز دارد و میزان منیزیم با پیشرفت دگرگونی افزایش می یابد. بنابراین در گارنت های چند مرحله ای بررسی شده، بخش هسته ای که در درجه های پایین تر دگرگونی تشکیل شده است، غنی از منگنز؛ و حاشیه این پورفایروبلست ها (مرحله سوم) که در درجه های بالاتر دگرگونی تشکیل شده است، غنی از منیزیم است. تمرکز Mn در هسته گارنت ها، بدین صورت تعبیر می شود که Mn در ساختمان گارنت عنصر بسیار سازگاری است، چنان که در اولین مراحل تبلور گارنت، تمامی Mn در ساختمان آن متمرکز می شود و محیط از Mn تهی می گردد. بنابراین مرکز گارنت نسبت به حاشیه آن از Mn غنی تر است [۲۲]. لازم به ذکر است که منطقه بندی معکوس در گارنت نشانه بالآمدگی سنگ ها طی دگرگونی پسرونده در محیطی است که به آرامی تکنیک عمل کرده و سنگ ها سریع بالا نیامده اند (low rate exhumation).





شکل ۱۰. الف) BSI (Backscattered Image) از گارنت در یک نمونه از متاپلیت های شمال گلپایگان (نمونه SF-7). ب-د) پروفیل تغییرات X_{Mg} , X_{Ca} , MgO , FeO , MnO از حاشیه به مرکز در ۳ مرحله از رشد گارنت که بیانگر کاهش منگنز و آهن و افزایش منیزیم از مرکز به حاشیه گارنت است. تغییرات MgO و MnO در پروفیل مورد نظر به خوبی وجود سه مرحله از رشد گارنت را نشان می دهد

چنان که در شکل ۱۱ ملاحظه می گردد، X_{Mg} به دلیل تبدلات کاتیونی در حاشیه استروئید کاهش می یابد و در حاشیه بیوتیت همزیست افزایش می یابد.



شکل ۱۱. الف) BSI (Backscattered Image) از استروئید و بیوتیت مجاور آن در نمونه ای از متاپلیت های شمال گلپایگان (نمونه St-Gol). ب) پروفیل تغییرات X_{Mg} از حاشیه به مرکز در استروئید و بیوتیت همزیست، که بیانگر کاهش X_{Mg} در حاشیه استروئید و افزایش آن در حاشیه بیوتیت همزیست است

شرایط ترمودینامیکی واکنش های دگرگونی

واکنش های دگرگونی اعم از انتقالی یا تبدلی می توانند به خوبی بیانگر شرایط فشارشی و حرارتی تشکیل سنگ های دگرگونی باشند. لازمه کسب این اطلاعات، انجام آنالیزهای نقطه ای بر روی کانی هایی است که در این واکنش ها شرکت کرده اند. برای محاسبه پارامترهای ترمودینامیکی در تعادلات کانی ها از بانک داده های *Geo-Path* استفاده شد [۲۳]. پایداری منطقه بندی رشدی در گارنت های موجود در سنگ های بررسی شده که نمود آن به صورت افزایش منیزیم از مرکز به سمت حاشیه و کاهش میزان منگنز در همین مسیر است، حاکی از دگرگونی پیش رونده متاپلیت های بررسی شده است. البته توزیع هموزن این عناصر و از حالت منطقه ای خارج شدن آن ها در کانی های فرومنیزین مثل گارنت می تواند نشانه درجه های بالای دگرگونی باشد [۲۴]. با توجه به

همزیستی گارنت و استروئید و همچنین همزیستی گارنت و بیوتیت برای محاسبه دما از واکنش های تبدیلی (۷) $Grt_{Mg} + Bt_{Fe} = Bt_{Mg} + Grt_{Fe}$ [۲۵] و (۸) $Grt_{Mg} + St_{Fe} = St_{Mg} + Grt_{Fe}$ [۱۳] که می توانند ترمومترهای مناسبی باشند استفاده شد. آنالیز نقطه ای بر روی کانی های Grt و Bt از مجموعه پاراژنزی $Qtz + Grt + Qtz + Ms + Kfs + Bt$ که بر اساس واکنش $Qtz + Grt + Qtz + Ms + Kfs + Bt = Ms + Bt + Qtz$ به تعادل رسیده اند به عنوان بارومتري مناسب برای محاسبه فشار استفاده شد [۲۵].

نتایج حاصل از ژئوترمو بارومتري این سنگ ها که با استفاده از بانک داده های $Geo-Path$ محاسبه شده است، در جدول های ۱ و ۲ ارائه شده است.

جدول ۱. نتایج محاسبه دما برای مجموعه های $Grt + Bt$ در متاپلیت های شمال گلپایگان بر اساس واکنش (۶)

Bt	Grt	X_{Mg}^{Grt}	X_{Mg}^{Bt}	K_D	P, bar	T °K	T °C
1	7	0.10	0.51	2.23723	5000	771	498
2	2	0.14	0.54	1.975633	5000	812	539
3	1	0.11	0.52	2.170784	5000	781	508
3	3	0.14	0.52	1.895333	5000	826	553
3	6	0.10	0.52	2.277267	5000	765	492
4	1	0.11	0.53	2.210885	5000	775	502
4	4	0.14	0.53	1.935434	5000	819	546
4	7	0.10	0.53	2.317369	5000	759	486
5	5	0.14	0.53	1.935434	5000	819	546

جدول ۲. نتایج محاسبه پارامترهای فشار- دما برای مجموعه های $Grt + Bt + Ms + Qtz$ در متاپلیت های شمال گلپایگان

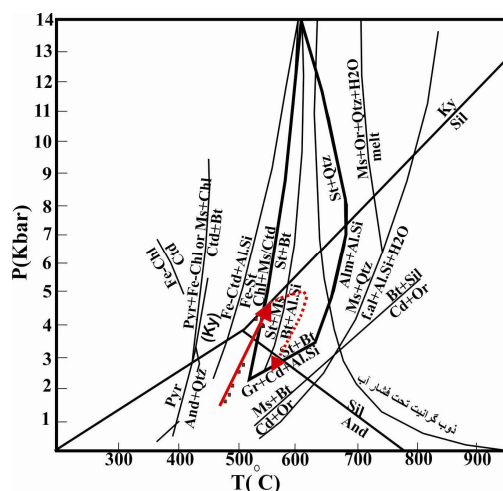
Bt	Grt	Ge(Prp)	Xca	XFe	X_{Mg}^{Grt}	X_{Mg}^{Bt}	X_{Prp}	T °K	T °C	P (kbar)
1	7	83.868136	0.02	0.8744	0.1	0.51	0.1	771	498	1.9
2	2	122.59969	0.03	0.8571	0.14	0.54	0.13	812	539	4.0
3	1	137.55445	0.03	0.9551	0.11	0.52	0.11	781	508	2.6
3	3	80.553742	0.02	0.8521	0.14	0.52	0.13	826	553	4.1
3	6	83.022403	0.02	0.8641	0.1	0.52	0.1	765	492	1.8
4	1	137.7761	0.03	0.9551	0.11	0.53	0.11	775	502	2.5
4	4	79.862143	0.02	0.8431	0.14	0.53	0.14	819	546	3.9
4	7	84.135894	0.02	0.8744	0.1	0.53	0.1	759	486	1.6
5	5	79.946535	0.02	0.844	0.14	0.53	0.14	819	546	3.9

*دما بر اساس واکنش (۷) و فشار بر اساس واکنش (۲) محاسبه شد

بررسی ترمو بارومتري متاپلیت های شمال گلپایگان، محدوده دمایی ۴۸۰ تا ۵۶۰ درجه سانتی گراد و محدوده فشاری ۱/۶ تا ۴/۱ کیلو بار را نشان می دهد که روند و مسیر دگرگونی نیز در شکل ۱۲ رسم شده است. این شرایط می تواند نشانه دگرگونی پیش رونده متاپلیت های بررسی شده تا رخساره آمفیبولیت پایینی و سپس عمل کرد فرسایش و ثبت آثار دگرگونی پس رونده بر روی این سنگ ها باشد.

نتیجه گیری

بررسی های پتروگرافی و مطالعه پاراژن های مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان حکایت از دگرگونی پیش رونده پلیت های ژوراسیک تا حد رخساره آمفیبولیت پایینی دارد. در این سنگ ها واکنش های زیر دیده



شکل ۱۲. مسیر دگرگون شدن سنگ های متاپلیتی شمال گلیایگان بر روی دیگرگرم فشار-حرارت [۲۶]
خط چین: مسیر احتمالی دگرگونی پیش رونده و برگشتی سنگ های بررسی شده

می شود: ۱. ناپایداری کلریت در مقابل فلدسپار پتاسیم و تشکیل میکا، ۲. ناپایداری کلریت و مسکویت و تشکیل گارنت و بیوتیت، ۳. ناپایداری کلریت و تشکیل استروئید و گارنت، ۴. ناپایداری کلریت در حضور گارنت و تشکیل استروئید و بیوتیت، ۵. ناپایداری کلریت در حضور استروئید و تشکیل بیوتیت و کیانیت، ۶. ناپایداری استروئید را نشان می دهند.

متاپلیت های گلیایگان در محدوده دمایی ۵۶۰ - ۴۸۰ درجه سانتی گراد و فشار ۴/۱ - ۱/۶ کیلو بار شکل گرفته اند. بر اساس منحنی P-T-t بالا آمدگی موجب ثبت آثار دگرگونی پس رونده بر روی این سنگ ها شده است. پروتولیت این سنگ ها دارای سن تریاس-ژوراسیک بوده و در ژوراسیک پایانی، در طی فاز کیمبرین پسین، متحمل دگرگونی دیناموترمال تا حد رخساره آمفیبولیت پایینی شده اند.

پروفیل های ترسیمی میکروزوندی و همچنین آرایش ادخال های موجود در گارنت های بررسی شده به وضوح ۳ مرحله رشد را در طی دگرگونی پیش رونده نشان می دهند.

هسته گرد شده و فاقد ادخال گارنت در مرحله اول و طی دگرشکلی D1 در زمان ژوراسیک پایانی- کرتاسه آغازین با فاز کومزایی کیمبرین پسین تشکیل شده است.

مرحله دوم رشد گارنت که دارای ادخال فراوان است، طی دگرشکلی D2 ایجاد شده است. این دگرشکلی با فاز کومزایی لارامید در کرتاسه پایانی پدید آمده است.

مرحله سوم رشد گارنت طی دگرشکلی D3 در کرتاسه پایانی- پالئوسن بوده است.

پیوست ۱. مشخصات نمونه‌هایی که نام آن‌ها در متن ذکر شده است

نام سنگ	مختصات جغرافیایی محل برداشت	شماره نمونه
گارنت کلریتوئید شیبست	N 33° 36', E 50° 17'	Chl
گارنت شیبست	N 33° 35', E 50° 22'	SF-7
گارنت استروئید شیبست	N 33° 36', E 50° 23'	G9
استروئید کیانیت شیبست	N 33° 36', E 50° 23'	St-Gol

پیوست ۲. آنالیز سنگ کل متاپلیت های شمال گلپایگان

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Ho-1-5-3	64.2	0.761	20.57	0.018	5.79	0	0.14	1.951	0.56	0.262	4.6	0.111	*	*
Sh-13S1	69.82	0.48	12.94	*	1.85	2.49	0.06	1.57	2.76	2.01	1.05	0.12	4.2	99.35
Sh-16S1	70.56	0.55	14.69	*	2.28	1.44	0.04	0.6	1.37	3.98	0.21	0.09	4.2	99.98
Sh-17S2	64.87	0.39	10.56	*	6.17	4.12	0.08	1.09	2.09	3.48	0.19	0.09	5.59	99.06
Sh-18S2	60.48	0.37	9.38	*	6.76	2.14	0.03	1.5	2.98	4	0.19	0.08	11.3	99.22
Sh-21S1	60.69	0.5	11.14	*	2.65	3.8	0.07	2.43	5.05	4.29	0.52	0.07	7.76	98.99
Sh-2S1	69.23	0.77	15.06	*	3.41	1.37	0.02	0.78	1.7	3.72	0.93	0.12	2.93	100.04
Sh-3T	63.62	0.58	10.02	*	9.9	0.94	0.03	0.93	2.32	2.66	0.33	0.16	7.48	98.93
Sh-4T	68.31	0.72	14.61	*	2.08	1.8	0.09	2.04	1.93	4.03	1.72	0.16	2.53	100.02
Sh-6S3	74.02	0.22	9.99	*	3.06	3.06	0.01	0.18	0.65	2.51	0.18	0.12	8.12	99.84
Sh-9S3	63.75	0.4	11.75	*	5.12	3.03	0.08	1.57	3.15	2.38	1.29	0.12	7.03	99.67
Sh-g2	58.39	3.588	17.86	0.046	11.36	0	0.09	2.044	0.84	0.024	1.8	0.231	*	*
Sh-JO-1	54.84	0.896	21.6	0.034	7.85	0	0.05	5.928	1.32	1.413	3.5	0.154	*	97.59
Sh-S9	58.39	0.796	22.35	0.026	5.99	0	0.09	3.173	0.6	0.323	4	0.164	*	*
Sh-SF-2	65.46	0.326	19.29	0.014	3.73	0	0.11	0.339	1.58	3.104	2.09	0.08	*	*
Sh-SS-12	61.3	0.928	18.43	0.036	6.44	0	0.1	3.995	1.54	1.953	2.33	0.106	*	*

پیوست ۳. آنالیز نقطه‌ای تعدادی از کانی‌های موجود در متاپلیت‌ها

Mineral	Sample – St- Gol				
	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Spot	1	2	3	4	5
SiO ₂	34.757	34.662	35.994	35.778	36.291
TiO ₂	1.626	1.589	1.794	1.885	1.609
Al ₂ O ₃	18.976	18.634	18.660	18.831	18.829
FeO	18.659	18.984	17.510	16.881	16.884
MnO	0.042	0.174	0.069	0.049	0.220
MgO	10.864	12.357	10.656	10.892	10.733
CaO	0.143	0.036	0.007	0.020	0.058
Na ₂ O	0.252	0.036	0.190	0.095	0.201
K ₂ O	9.628	9.701	9.842	9.627	9.759
Si	5.314	5.245	5.471	5.453	5.503
Al	3.419	3.324	3.343	3.383	3.365
Ti	0.187	0.181	0.205	0.216	0.183
Fe ²⁺	2.386	2.403	2.226	2.152	2.141
Mn	0.005	0.022	0.009	0.006	0.028
Mg	2.476	2.788	2.415	2.475	2.426
Ca	0.023	0.006	0.001	0.003	0.000
Na	0.074	0.010	0.056	0.028	0.059
K	1.878	1.873	1.908	1.872	1.887
X _{Mg}	0.509	0.537	0.520	0.535	0.531
Mineral	St	St	St	St	St
Spot	1	2	3	4	5
SiO ₂	28.339	29.284	28.818	28.844	27.582
TiO ₂	0.478	0.579	0.617	0.584	0.603
Al ₂ O ₃	51.612	51.887	52.750	53.582	53.502
FeO	13.527	13.355	13.098	12.559	12.066
MnO	0.310	0.369	0.266	0.287	0.302
MgO	1.923	1.950	1.473	1.527	2.792
ZnO	0.153	0.044	0.153	0.092	0.031
Si	7.987	8.135	8.019	7.974	7.680
Al	17.145	16.988	17.300	17.459	17.559
Ti	0.101	0.121	0.129	0.121	0.126
Fe ²⁺	3.188	3.102	3.048	2.903	2.809
Mn	0.074	0.087	0.063	0.067	0.071

Mg	0.808	0.807	0.611	0.629	1.158		
Zn	0.032	0.009	0.031	0.019	0.006		
X _{Mg}	0.202	0.206	0.167	0.178	0.292		
	Sample – SF- 7						
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Spot	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37.57	37.96	38.36	37.98	37.93	38.41	37.93
TiO ₂	0.03	0.03	0.00	0.02	0.08	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	21.09	20.95	20.92	21.15	21.11	21.24	20.88
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00
FeO	34.45	33.85	32.57	31.96	31.19	28.48	27.72
MnO	2.21	2.11	3.32	3.77	4.32	8.25	9.49
MgO	2.61	3.19	3.18	3.34	3.22	2.42	2.26
CaO	0.84	0.95	0.63	0.62	0.79	0.73	0.68
Sum	98.80	99.03	98.97	98.87	98.65	99.61	98.97
Si	3.05	3.06	3.09	3.06	3.06	3.08	3.07
Al	2.02	1.99	1.98	2.01	2.01	2.01	1.99
Fe ²⁺	2.34	2.28	2.19	2.15	2.11	1.91	1.88
Mn	0.15	0.14	0.23	0.26	0.30	0.56	0.65
Mg	0.32	0.38	0.38	0.40	0.39	0.29	0.27
Ca	0.07	0.08	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06
X _{Mg}	0.11	0.14	0.14	0.14	0.14	0.10	0.10
X _{Ca}	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Alm	0.81	0.79	0.77	0.75	0.74	0.68	0.66
Sps	0.05	0.05	0.08	0.09	0.10	0.20	0.23
Prp	0.11	0.13	0.13	0.14	0.14	0.10	0.10
Grs	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
X _{Fe}	0.95	0.85	0.85	0.84	0.84	0.86	0.87

Sample – SF- 7					
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Spot	1	2	3	4	5
SiO ₂	35.793	36.031	38.735	35.844	36.342
TiO ₂	1.609	1.416	2.005	1.636	1.463
Al ₂ O ₃	19.129	18.815	19.067	19.033	18.797
FeO	21.082	19.671	19.205	19.515	20.250
MnO	0.033	0.031	0.059	0.046	0.063
MgO	9.991	9.951	7.991	9.751	9.893
CaO	0.164	0.293	0.216	0.232	0.319
Na ₂ O	0.182	0.217	0.534	0.27	0.182
K ₂ O	8.206	8.567	8.239	8.518	8.754
F	0.184	0.053	0.294	0.000	0.254
Total	100.811	99.512	100.822	99.284	100.762
Si	5.395	5.476	5.750	5.452	5.478
Ti	0.182	0.162	0.224	0.187	0.166
Al ^{VI}	2.605	2.524	2.250	2.548	2.522
Al ^{IV}	0.793	0.846	1.084	0.864	0.817
Fe(ii)	2.657	2.500	2.384	2.482	2.552
Mn	0.004	0.004	0.007	0.006	0.008
Mg	2.245	2.255	1.768	2.211	2.223
Ca	0.026	0.048	0.034	0.038	0.052
Na	0.053	0.064	0.154	0.080	0.053
K	1.578	1.661	1.560	1.653	1.683
F	0.088	0.025	0.138	0.000	0.121
X _{Mg}	0.458	0.474	0.426	0.471	0.465
X _{Fe}	0.542	0.525	0.574	0.529	0.535
Mg/Fe	0.844	0.902	0.741	0.890	0.870

منابع

۱. ع. آقائباتی، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.
2. A. Ghasemi, C. J. Talbot, "A new tectonic scenario for the Sanandaj – Sirjan zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 5 (2005) 1-11.
3. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone", western Iran, *Journal of Structural Geology*, 22 (2000) 1125-1139.
4. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, M. R. Sahadi, "Cretaceous - Tertiary continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 21 (2003) 397-412.
۵. م. شریفی، بررسی ماگماتیک آلکان در شمال گلبایگان، پایان نامه دکتری رشته زمین‌شناسی گرایش پتروولوژی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) ۱۶۰ ص.
۶. ق. احمدی دزکی، دگرشکلی‌های چند مرحله‌ای در منطقه شمال گلبایگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۷۸) ۱۲۳ ص.
۷. ع. صبا، تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورزنه (شمال خاور گلبایگان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۷۸) ۱۰۱ ص.
8. N. Rachidnejad-Omran, M. H. Emami, M. Sabzehei, E. Rastad, H. Bellon, A. Piqué, "Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh", zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional), *C. R. Geoscience*, v. 334, (2002) 1185-1191.
9. R. Moritz, F. Ghazban, B. S. Singer, "Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran", A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen, *Economic Geology*, v. 101, (2006) 1497-1524.
10. A. J. Barker, "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Blackie, New York (1991) 162.
۱۱. ح. معین وزیری، پتروولوژی سنگ‌های دگرگونی، دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۷) ۳۳۶ ص.
12. K. Bucher, M. Frey, "Petrogenesis of metamorphic rocks, Berlin", and Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 7th ed., (2002) 341.

13. S. M. Tabatabaei Manesh, M. Sharifi, A. Romanko, "P-T Conditions of the Jandaqh Metapelitic Schists, Northeastern Isfahan Province, Iran", *Petrology*, v. 18, no. 3 (2010) 308-317.
14. K. Bucher, M. Frey, "Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer verlag" (1994)318.
15. F. B. Masoudi, B. Mehrabim, Sh. Mahmoudi, "Garnet (Almandine-Spessartine) Growth Zoning and Its Application to Constrain Metamorphic History in Dehsalm Complex", *Iran. J. Sci. I.R. Iran*, 17, No.3 (2006) 235-244.
16. B. W. D. Yardley, "An Introduction To Metamorphic Petrology", Longman Scientific & Technical, Singapore (1990).
17. W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman, "Orthosilicates", seconded, Vol 1A, Rock- forming minerals, The Geological Society, London, UK (1997) 919.
18. A. Locock, "An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet in to end-member components", and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets, *computers and geosciences*, 34 (2008) 1769-1780.
19. J. Preston, J. Still, "Mineral chemistry Spreadsheet V 1.2", Electronic internet publication (2001), [http:// www. Abdn. Ac.UK/ geology/ profiles/ analysis/ software/ Garnet. xls](http://www.abdn.ac.uk/geology/profiles/analysis/software/Garnet.xls).
20. F. S. Spear, C. Kimball, "RECOMP-a Fortran IV program for estimating Fe³⁺ contents of amphiboles", *Computer and Geosciences*, 10 (1984) 317-325.
21. J. A. Dahlquist, C. Galindo, R. J. Pankhurst Rapela C. W, P. H. Alasino, J. Saavedra, C. M. Fanning, "Magmatic evolution of the Pen Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids", *Lithos*, 95 (2007) 177-207.
22. D. Vance, T. Holland, "Adetailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gastts schist", *Vermont. Cont. Min., Pet.*, 114 (1993) 101-118.
23. L. L. Perchuk, Yu. Yu. Podladchikov, A. N. Polaykov, "PT-paths and geodynamic modelling of some metamorphic processes", *Journal of Metamorphic Geology*, 10 (1992) 311-319.
24. L. L. Perchuk, D. D. van Reenen, C. A. Smit, D. A. Vankal, R. Boshoff, S. M. Varlamonov, S. M. Tabatabaeimanesh, "Isobaric heating recorded in polymetamorphic rocks from the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain", *South Africa, Lithos*, 103 (2008) 70-105.

25. L. Ya. Aranovich, I. V. Lavrent'eva, N. A. Kosyakova, "Calibration of the biotite-garnet and biotite-orthopyroxene geothermometers corrected for the variable level in biotite", *Geochemistry International*, 25 (1988) 50-59.
26. F. S. Spear, J. T. Cheney, "A petrogenetic grid for pelites in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$, *Contributions to Mineralogy and Petrology*", 101 (1989) 149-164.