

شیمی و مکانیسم تشکیل گارنت‌ها در متاپلیت‌ها و متابازیت‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر، استان کرمان

حسین فاتحی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان

نویسنده مسئول: hoseinfatehi61@gmail.com*

دریافت: ۹۷/۳/۱۴ پذیرش: ۹۷/۶/۳۱

چکیده

شواهد بافتی ثبت شده در گارنت‌های موجود در متاپلیت‌ها و متابازیت‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر در جنوب‌شرق زون سندج-سیرجان، نشانه‌های رشد همزمان با شیبستوزیته S_1 ، بعد از شیبستوزیته S_1 ، همزمان با شیبستوزیته S_2 و بعد از شیبستوزیته S_2 را نشان می‌دهند و وجود دو نسل از گارنت (Grt_{Ia} ، Grt_{Ib}) در یک نمونه واکنش $Grt_{Ia} + Bt_I = Bt_{II} + Grt_{Ib} + Qz + H_2O$ را برای آن‌ها پیشنهاد می‌کند. پروفیل‌های ترکیبی بلورهای گارنت در متاپلیت‌ها و متابازیت‌های گل‌گوهر کاهش سازنده‌های اسپسارتین و X_{Fe} و افزایش سازنده‌های پیروپ و آلماندن را از مرکز به سمت حاشیه بلورها نشان می‌دهند و حاکی از تبلور آن‌ها در طی دگرگونی پیشرونده می‌باشند. افزایش Mn در هسته گارنت‌ها حاکی از رشد بلوری و تفریق عناصر مرتبط با فرآیندهای دگرگونی می‌باشد. از طرفی عدم منطقه‌بندی مشخص عناصر Ca و Al از هسته به حاشیه گارنت‌ها و تغییرات ناچیز عنصر Fe از مرکز به سمت حاشیه می‌تواند به دلیل بسته بودن سیستم دگرگونی و عدم اکسیداسیون Fe^{2+}/Fe^{3+} باشد و نشانگر آن است که رشد گارنت‌ها در اثر پدیده رشد بلوری و تفریق عناصر در طی دگرگونی رخ داده است. در فیلونیت‌های گارن‌شایف افزایش منیزیم و آهن از مرکز به سمت حاشیه گارنت‌ها همراه با افزایش Ca در هورنبلندها و کاهش Ca و آنورتیت از مرکز به سمت حاشیه پلاژیوکلازها پیشنهاد می‌کند که گارنت‌ها، احتمالاً در اثر واکنش بین آمفیبول و پلاژیوکلاز، طبق واکنش $Hornblende + Anorthite = Garnet + Quartz + H_2O$ بوجود آمده باشند. درشت‌شدگی و رشد سریع پورفیروبلاست‌های فراوان هورنبلند همراه با بوجود آمدن بلورهای گارنت، باعث کاهش H_2O و افزایش CO_2 سیال شده که بلورهای کلسیت تشکیل شده در زمینه سنگ، این موضوع را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: متاپلیت، متابازیت، گارنت، کمپلکس گل‌گوهر، زون سندج-سیرجان

مقدمه

واقع شده است. از جمله مطالعات انجام شده بر روی بخش جنوبی زون سندج-سیرجان می‌توان به مطالعات سبزه‌ای و همکاران (۱۹۹۷)، اشاره کرد. ایشان در گزارش کلی خود، سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه را اجزای یک محیط رسوبی دانسته که در دوره زمانی پالئوزوئیک زیرین تا اوایل مزوزوئیک تشکیل شده‌اند. به‌طوریکه این محیط‌ها، هم‌زمان دارای یکسری فعالیت‌های ماگمائی نیز بوده‌اند. سپس تحت تأثیر یک دگرگونی ایستایی قرار گرفته و در پی آن در طی فاز سیمین پیشین، دگرگونی اصلی رخ داده است. از دیگر پژوهش‌های انجام شده می‌توان به مطالعات فضل‌نیا و همکاران (۱۳۸۶) اشاره نمود. ایشان به مطالعه سنگ‌های دگرگونی کمپلکس قوری و باتولیت چاه دزدان در شمال شرق نیریز پرداخته است و بیان می‌دارد که دگرگونی

بلورهای گارنت همیشه به عنوان سازنده‌های مهم شیمیایی در سنگ‌های دگرگونی تلقی می‌شوند. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، مجموعه کانی‌های پیرامون گارنت‌ها و شرایط دما و فشار، عناصر مختلفی در این کانی‌ها شرکت کرده و در نتیجه انواع گارنت ایجاد می‌شود. از طرفی منطقه‌بندی شیمیایی و شواهد بافتی که در بلورهای گارنت در طی فرآیندهای دگرگونی ثبت می‌شود، شواهد ارزشمندی در تفسیر سرگذشت تکتونومتامورفیکی مناطق دگرگونی و تأثیر فرآیندهای رشد و سیالات در طی دگرگونی را بدست می‌دهد. منطقه‌ای که در این مقاله، مورد مطالعه قرار گرفته است، بخشی از انتهای جنوب‌شرق پهنه دگرگونی سندج-سیرجان می‌باشد که در جنوب استان کرمان

ناحیه‌ای قوری در کمربند کوهزایی سیمین پیشین و در اثر ضخیم‌شدگی پوسته‌ای حادث شده است. هم‌چنین شفیع بافتی (۱۳۷۹)، نیز به بررسی تکوین ساختاری و تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک کمربند سنندج - سیرجان در منطقه خبر پرداخته است. نامبرده، دگرگونی نهشته‌های پالئوزوئیک را مربوط به سیمین آغازی می‌داند و بیان می‌کند که تأثیر رژیم زمین‌ساختی کششی در سیمین میانی و عملکرد کوهزایی لارامید به عنوان شروع رژیم فشارشی همگی در این منطقه دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه، بلورهای گارنت به شکل‌ها و ترکیبات مختلفی دیده می‌شود و در این پژوهش به بررسی تغییرات ترکیبی این کانی و مراحل رشد و مکانیسم تشکیل آن در متابلیت‌ها و متابازیت‌های کمپلکس گل‌گوهر پرداخته می‌شود.

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی، تعداد ۸۰ مقطع نازک از رخنمون‌های مختلف، تهیه و مطالعات سنگ‌نگاری، بررسی روابط پتروفایزیکی و شناسایی فازهای دگرگونی و دگرشکلی بر روی آن‌ها انجام گرفت. هم‌چنین تعداد ۲۰ مقطع نازک- صیقلی از سنگ‌های مورد مطالعه تهیه گردید که از میان آن‌ها تعداد ۳ مقطع از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و ۲ نمونه از متابازیت‌های کمپلکس گل‌گوهر که کمترین دگرسانی را داشتند، بوسیله دستگاه الکترون میکروپروپ JEOL- JX 8600 M با شرایط ولتاژ ۱۵KV و جریان الکتریکی ۲۰nA در دانشگاه یاماگاتای ژاپن مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. از مواد طبیعی و مصنوعی به عنوان استاندارد استفاده شده است. هم‌چنین حد آشکارسازی عناصر آنالیز شده بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۹ درصد می‌باشد. محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن انجام شده و جهت تفکیک Fe^{3+} از Fe^{2+} از معادله دروپ (۱۹۸۷) استفاده شده است. در این نوشتار از اختصارات کانی‌شناسی ویتی و اوانس (۱۰۱۰) استفاده شده است.

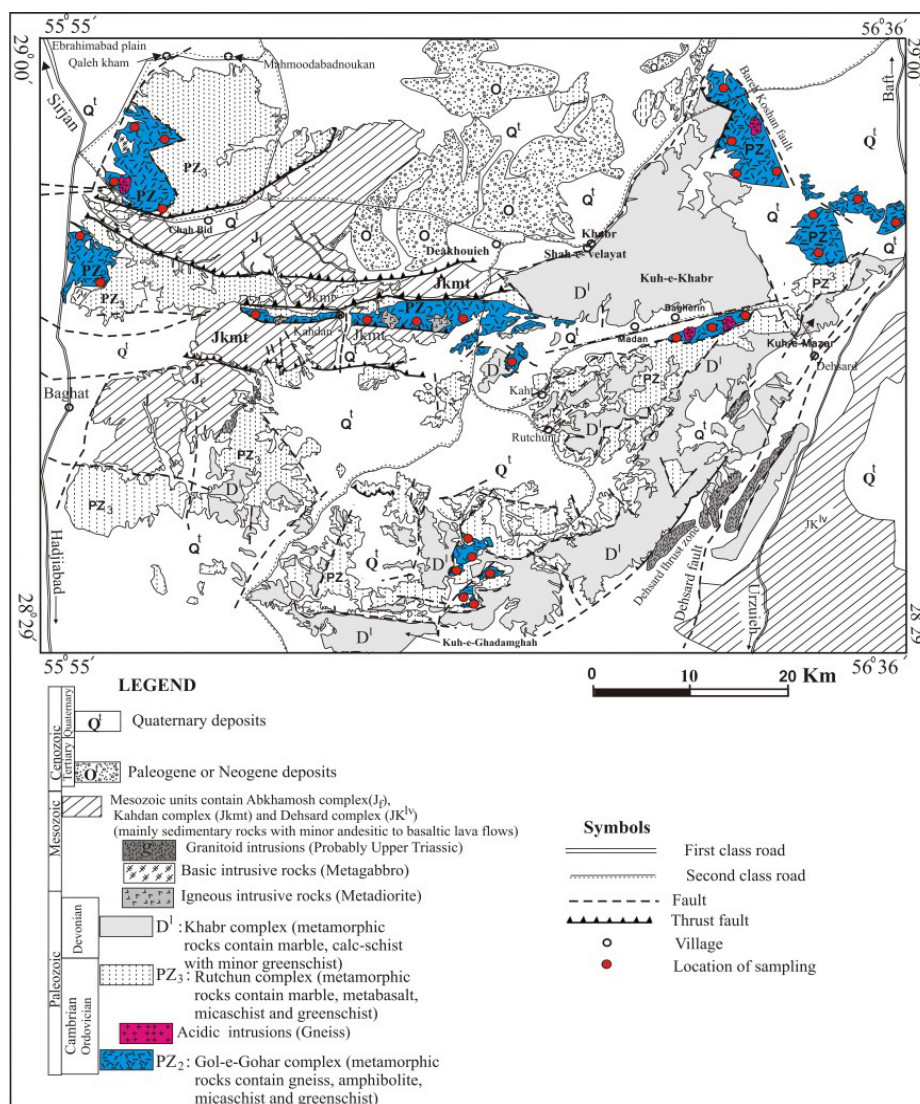
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب‌شرق ایران، جنوب‌شرق زون دگرگونی سنندج- سیرجان، در استان کرمان و در جنوب‌غرب شهرستان بافت قرار دارد (شکل ۱) و در اثر

فاز کوهزایی سیمین پیشین دگرگون و دگرشکل شده است (سبزه‌ای و همکاران، ۱۹۹۷). زون دگرگونی سنندج- سیرجان به صورت نوار طویل دگرگون شده با طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر در امتداد و به موازات رورانندی زاگرس کشیده شده و ادامه آن به سمت شمال به کمربند Taurus در ترکیه می‌پیوندد و یک خشکی پشتی در کوهزایی زاگرس می‌باشد (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۱۱؛ محجل و فرگوسن، ۲۰۱۴ و ۲۰۰۰). این زون شامل سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده پالئوزوئیک و سنگ‌های پلوتونی و آتشفشانی دگرشکل نشده مزوزوئیک است (محجل و همکاران، ۲۰۰۳؛ قلمقاش و همکاران، ۲۰۰۹؛ محمودی و همکاران، ۲۰۱۱؛ احمدی‌خلجی و همکاران، ۲۰۰۷) و به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است (افتخارنژاد، ۱۳۵۹) و منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی آن قرار دارد. قسمت جنوبی زون سنندج- سیرجان هم از سنگ‌های پالئوزوئیک که روی یک محیط کراتونی تشکیل شده‌اند و هم از سنگ‌های مافیک- الترامافیک پریمین کربونیفر تشکیل شده است (شیخ الاسلامی، ۲۰۰۸). در قسمت جنوبی این زون، واحدهای پالئوزوئیک در طی فاز کوهزایی سیمین پیشین دگرگون و دگرشکل شده‌اند (عرفانی و شهریاری، ۲۰۰۹؛ سبزه‌ای و همکاران، ۱۹۹۷؛ شیخ‌الاسلامی، ۲۰۰۸). در این منطقه واحدهای سنگی پالئوزوئیک شامل کمپلکس‌های دگرگونی گل‌گوهر، روتشون و خبر می‌باشند. قدیمی‌ترین واحد مربوط به کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر با سن پالئوزوئیک زیرین (کامبرین) (سبزه‌ای و همکاران، ۱۹۹۷) می‌باشد که شامل واحدهای سنگ‌شناسی اسلیت، فیلیت، میکاشیست، توده‌های نفوذی اسیدی دگرگون شده (گنیس)، آمفیبولیت و کوارتزیت است و هم‌ارز سازند لالون در البرز مرکزی (شمال ایران) می‌باشند. بر روی این واحدها کمپلکس دگرگونی روتشون با سن اردویسین قرار گرفته است و شامل واحدهای سنگ‌شناسی متادولومیت، شیست‌سبز، میکاشیست و کمی آمفیبولیت است و هم‌ارز سازند میلا در البرز مرکزی است (سبزه‌ای و همکاران، ۱۹۹۷). در بسیاری از نقاط بر روی واحدهای کمپلکس روتشون، مجموعه‌ای از مرمرهای دولومیتی- کلسیتی، کالک شیست‌ها، اسلیت‌ها و فیلیت‌ها که سن آن‌ها از دونین

گدازه‌ی آندزیتی و بازالتی با سن ژوراسیک زیرین - کرتاسه بالایی و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی می‌باشند.

میانی تا کربونیفر زیرین است، قرار دارند که به نام کمپلکس خیر نام‌گذاری شده‌اند. هم‌چنین واحدهای مزوزوئیک شامل شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و جریانات



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای از منطقه، براساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خیر، نقل از سبزه‌ای و همکاران (۱۹۹۷) با تغییرات

برداشت‌های صحرایی

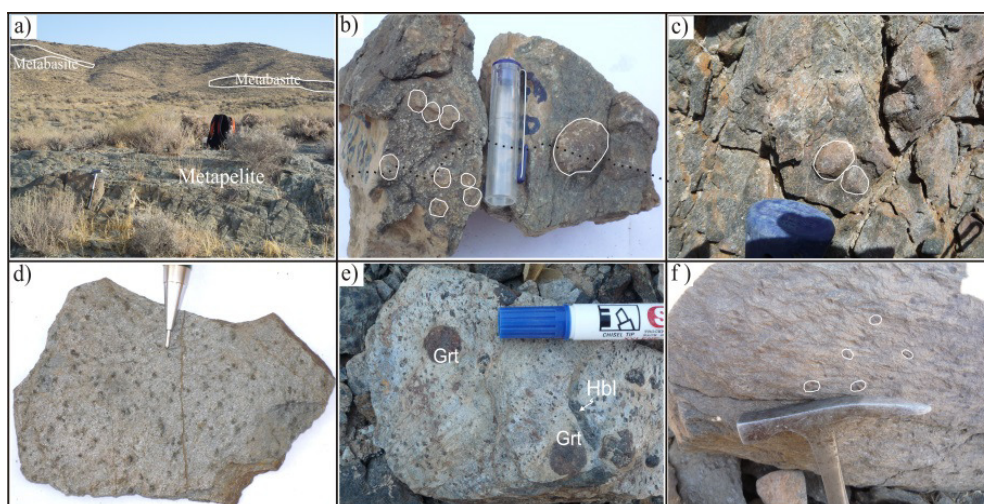
آمفیبول شیست، اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند و به صورت جریانات گدازه‌ای دگرگون شده دارای گارنت و فاقد گارنت قابل مشاهده هستند. سنگ‌های بازیک دگرگون شده که در درجات دگرگونی پایین قرار دارند ریزدانه بوده و شیستوزیته در آن‌ها کمتر توسعه پیدا کرده است. در این نمونه‌ها، آثار کانی‌شناسی اولیه سنگ مادر به صورت بافت پورفیری و وجود بلورهای پلاژیوکلاز سنگ اولیه در سنگ تا حدی قابل تشخیص است و ریزبلورهای کلریت و اپیدوت باعث رنگ

سیمای سنگی کمپلکس گل‌گوهر را تناوبی از واحدهای رسوبی دگرگون شده، سنگ‌های آذرین بازیک دگرگون شده و آهک‌های دگرگون شده، تشکیل می‌دهند که همگی درجاتی از دگرگونی را تحمل کرده‌اند (شکل ۲، a). سنگ‌های آذرین بازیک دگرگون شده با رنگ خاکستری تیره متمایل به سیاه و سبز روشن تا تیره به صورت لایه‌هایی با ضخامت متغیر (از یک متر تا بیش از ۵۰ متر) در تناوب با لایه‌های متاپلیتی و آهکی قرار دارند و شامل

(شکل ۲، e). شیست‌ها به صورت لایه‌هایی با رنگ خاکستری روشن تا سبز رنگ در تناوب با دیگر واحدهای سنگی منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در نمونه دستی حاوی پورفایروبلاست‌های گارنت، بیوتیت و موسکویت می‌باشند و شامل انواع بیوتیت شیست، موسکویت شیست، گارنت‌شیست و گارنت بیوتیت شیست هستند. شیستوزیته در اثر جهت‌یافتگی ترجیحی ورقه‌های بیوتیت و موسکویت در این سنگ‌ها توسعه خوبی یافته و در بعضی موارد به صف‌شدگی و در یک امتداد قرار گرفتن پورفایروبلاست‌های گارنت و جهت‌یافتگی کانی‌های بیوتیت و موسکویت خطوارگی را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۲، f). در شیست‌های موجود در جنوب روستای زرآب و جنوب روستای قلعه‌خم که اندازه پورفایروبلاست‌های گارنت به $1/3$ سانتی‌متر می‌رسد، شیستوزیته در سنگ ضعیف‌تر شده و سنگ تا حدودی بافت گرانوبلاستیک نشان می‌دهد. همچنین در بعضی شیست‌ها اندازه بلورهای بیوتیت و موسکویت به $0/7$ سانتی‌متر می‌رسد که به صورت بلورهای پهن در سطح سنگ قابل مشاهده‌اند. این سنگ‌ها حاوی کینک‌باند و چین‌خوردگی می‌باشند. رگه‌هایی متشکل از کوارتز و کلسیت با ضخامت متغیر در متاپلیت‌های منطقه تشکیل شده و توسعه یافته است. این رگه‌ها هیچ‌گونه جهت‌یافتگی را نشان نمی‌دهند و برگوارگی و خطوارگی موجود در سنگ‌های منطقه را قطع کرده‌اند و احتمالاً در هنگام و بعد از شرایط اوج دگرگونی تشکیل شده‌اند.

سبز سنگ شده‌اند. اما با افزایش درجه دگرگونی اندازه کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ درشت‌تر شده و بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و گارنت (شکل ۲، b و c) به صورت تناوبی از باندهای تیره (غنی از آمفیبول) و روشن (غنی از پلاژیوکلاز) خود را نشان می‌دهند. گاهی نیز سنگ‌های مورد نظر غنی از هورنبلندهایی می‌باشند که به صورت کشیده و سوزنی شکل یک خطوارگی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۲، b و c).

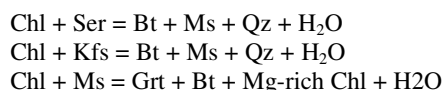
متاپلیت‌ها شامل فیلیت و شیست می‌باشند که درجه دگرگونی آن‌ها از رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت متغیر است. این سنگ‌ها به صورت لایه‌هایی با ضخامت متغیر (از نیم‌متر تا بیش از ۱۰۰ متر) در تناوب با متابازیت‌ها و آهک‌های دگرگون شده قابل مشاهده هستند. اسلیت‌ها با رنگ خاکستری تا خاکستری تیره، بسیار ریزدانه بوده و حاوی رخ اسلیتی، کینک‌باند و چین‌خوردگی می‌باشند و به آسانی با ضربات چکش متورق می‌شوند. فیلیت‌های منطقه درشت‌ترند، فولیاسیون واضح‌تری داشته و در سطح فولیاسیون جلای براق نشان می‌دهند. در نمونه دستی این سنگ‌ها، کانی‌های ریز بیوتیت، موسکویت، گارنت، کوارتز و فلدسپات قابل مشاهده‌اند (شکل ۲، d). همچنین در بعضی فیلیت‌ها، در اثر عملکرد محلول‌های گرمایی، درشت بلورهایی از هورنبلند و گارنت به صورت تاول مانند بر روی شیستوزیته سنگ رشد کرده‌اند و به این گروه از فیلیت‌های میلونیتی می‌توان نام فیلونیت‌های گاربن‌شیفر را اطلاق نمود (استفن و همکاران، ۲۰۱۴).



شکل ۲. تصاویری از واحدهای دگرگونی کمپلکس گل‌گوهر. a: نمایی از تناوب متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها در کمپلکس گل‌گوهر؛ b و c: درشت بلورهای گارنت در متابازیت‌های کمپلکس گل‌گوهر؛ d: ریزبلورهای گارنت در فیلیت‌های گل‌گوهر؛ e: رشد درشت بلورهای گارنت بر روی سطح شیستوزیته در فیلونیت‌های گاربن‌شیفر کمپلکس گل‌گوهر؛ f: بلورهایی از گارنت در سطح شیست‌ها قابل مشاهده‌اند.

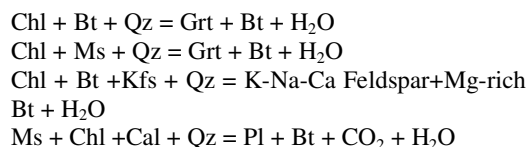
مطالعات پتروگرافی

مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ساختاری و پتروفابریکی نشان می‌دهند که چهار حادثه دگرگونی و چهار فاز دگرشکلی، سنگ‌های مذکور را تحت تاثیر قرار داده‌اند. در ابتدا متاپلیت‌های منطقه در اثر فرونشینی حوضه رسوبی و فشار ناشی از وزن طبقات فوقانی تحت تاثیر یک حادثه دگرگونی تدفینی (M_x) قرار گرفته و کانی‌های اولیه سنگ مادر مانند کوارتز، فلدسپات، گرافیت، کلریت، سربیسیت، اپاک و کانی‌های رسی به موازات لایه‌بندی اولیه پهن شده و جهت‌یابی ضعیفی را نشان می‌دهند که ما آن را با علامت S_x نشان می‌دهیم. سپس، در اولین مرحله دگرریختی (D_1)، نیروهای فشارشی همراه با فاز حرارتی باعث تشکیل چین‌های نسل اول و ایجاد برگراری سطح محوری شده‌اند که بوسیله جهت‌یابی ترجیحی بلورهای بیوتیت، موسکویت، کوارتز و فلدسپات به خوبی توسعه یافته و با درشت‌شدگی بلورها همراه می‌باشد و باعث توسعه شیبستوزیته S_1 شده‌اند. در این نمونه‌ها، بقایایی از شیبستوزیته S_x به صورت ریزبلورهای کلریت، سربیسیت، موسکویت، فلدسپات و کوارتز که مربوط به دگرگونی تدفینی نمونه‌ها می‌باشد، در بین شیبستوزیته S_1 دیده می‌شود. افزایش دما و فشار در این مرحله، باعث ایجاد کانی‌های بیوتیت، گرافیت، موسکویت، گارنت، فلدسپات و کوارتز شده که با رشد و درشت‌شدگی آن‌ها همراه بوده است. بنابراین، وجود پارائز کانایی کلریت، موسکویت، گرافیت، سربیسیت، فلدسپات، کوارتز، بیوتیت و گارنت (شیبستوزیته S_1) و وجود انکلوزیون‌هایی از موسکویت، کلریت، سربیسیت، فلدسپات و کوارتز درون گارنت‌ها (شکل ۳؛ a، b)، نشان می‌دهد که واکنش‌های پیوسته آزدایی زیر می‌تواند رخ داده باشد (وینکلر، ۲۰۱۱؛ نورلندر و همکاران، ۲۰۰۲؛ لی و همکاران، ۲۰۱۰).



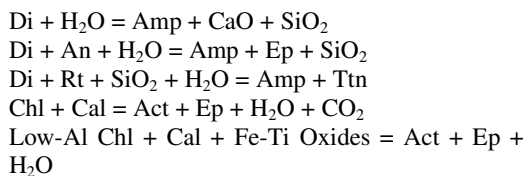
با تغییر جهت تنش در مرحله‌ی دوم دگرشکلی (D_2)، و هم‌زمان با M_2 ، پورفایروبلاست‌های گارنت، بیوتیت و موسکویت در اثر رشد مجدد، درشت‌تر شده و در جهت شیبستوزیته دوم (S_2) به موازات سطح محوری چین‌های مرحله دوم مرتب شده‌اند. در این نمونه‌ها، پورفایروبلاست‌های گارنت دارای دو قسمت مرکزی

(Grt_{Ia}) و حاشیه‌ای (Grt_{Ib}) می‌باشند (شکل ۳؛ a، b، c، d). در قسمت مرکزی این پورفایروبلاست‌ها، ادخال‌های سینوسی شکلی از پلاژیوکلاز، کوارتز، کانی‌های اپاک و کانی‌های فیلسیلیکات دیده می‌شود که با شیبستوزیته S_1 باقی‌مانده در زمینه سنگ هم‌جهت بوده و جهتی متفاوت (50° تا 70° درجه) نسبت به شیبستوزیته فراگیر S_2 نشان می‌دهند و این موضوع نشان می‌دهد که قسمت مرکزی گارنت‌ها هم‌زمان با شیبستوزیته S_1 بوجود آمده‌اند. در قسمت حاشیه‌ای این پورفایروبلاست‌ها، مقدار انکلوزیون‌ها کاهش یافته ولی رشته‌های نازکی از کانی‌های فیلسیلیکات دیده می‌شود که به برگراری زمینه ملحق می‌شوند. الحاق و اتصال برگراری در قسمت حاشیه‌ای این پورفایروبلاست‌ها به برگراری زمینه، حاکی از هم‌زمانی رشد قسمت حاشیه‌ای آن‌ها با شیبستوزیته S_2 دارد (Grt_{Ib}). وجود دو گروه از گارنت که احتمالاً مربوط به دو شیبستوزیته S_1 و S_2 می‌باشند در یک نمونه سنگی می‌تواند نشان‌دهنده واکنش آزدایی $\text{Bt}_I + \text{Grt}_{Ia} = \text{Bt}_{II} + \text{Grt}_{Ib} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$ باشد (مارتینو و همکاران، ۲۰۰۹). هم‌چنین در متاپلیت‌هایی که شیبستوزیته فراگیر S_2 توسعه یافته است، گارنت‌هایی دیده می‌شوند که فاقد قسمت مرکزی و حاشیه‌ای بوده و هم‌زمان با شیبستوزیته S_2 تشکیل شده‌اند (Grt_{II}) (شکل ۳؛ e، f). در این نمونه‌ها، اندازه بلورهای فلدسپات پتاسیم، کوارتز، بیوتیت، موسکویت و پلاژیوکلاز درشت‌تر شده و بافت لپیدوبلاستیک تا گرانوبلاستیک را به نمایش می‌گذارند. بلورهای کلریت و در بعضی نمونه‌ها بلورهای موسکویت در حال حذف شدن از ساختار سنگ می‌باشند. هم‌زیستی بلورهای گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و موسکویت (به مقدار کم و یا عدم حضور آن) در این نمونه‌ها و وجود انکلوزیون‌هایی از موسکویت، کلریت، بیوتیت، سربیسیت، فلدسپات و کوارتز درون گارنت‌ها (شکل ۳؛ e، f) می‌تواند نشانه واکنش‌های پیوسته آزدایی زیر باشد (وینکلر، ۲۰۱۱؛ بوخر و گریس، ۲۰۱۱).



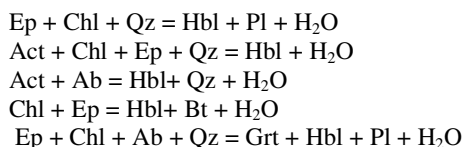
فیلونیت‌های گاربن‌شیفر ریزدانه و میلونیتی بوده و دارای پارائز کانایی کوارتز، فلدسپات، کلریت، اپیدوت، کلسیت، اسفن، موسکویت، ایلمنیت و بیوتیت می‌باشند.

واکنش تشکیل آمفیبول و اپیدوت می‌باشند که داخل بلور محفوظ مانده‌اند.



با افزایش یافتن درجه دگرگونی (رخساره شلیست‌سبز میانی تا آمفیبولیت زیرین)، بافت و کانی‌شناسی آذرین اولیه از بین رفته و کانی‌های حاصل از دگرگونی در سنگ دیده می‌شوند و شلیستوزیته S_2 به صورت تناوبی از باندهای تیره غنی از آمفیبول و بیوتیت و باندهای روشن غنی از پلاژیوکلاز خود را نشان می‌دهد.

حذف کلریت و اپیدوت از ساختار سنگ و ظهور فازهایی مانند هورنبلند، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت در این نمونه‌ها، همچنین وجود انکلوزیون‌های ریز اپیدوت (با فراوانی بسیار کم) در داخل گارنت‌ها (شکل ۳، j، l)، واکنش‌های زیر را پیشنهاد می‌کند (وینکلر، ۲۰۱۱؛ بوخر و گرپس، ۲۰۱۱).



در متابازیت‌ها پورفیروبلاست‌های گارنت به صورت شش ضلعی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، به رنگ قهوه‌ای کم رنگ و ایزوتروپ دیده می‌شوند. گروهی از گارنت‌ها دارای انکلوزیون‌های جهت‌یافته‌ای با حالت کاملاً مستقیم از کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند که در سراسر بلور گارنت امتداد دارند. جهت این ادخال‌ها در گارنت، زوایایی بین ۵۰ تا ۷۰ درجه با جهت شلیستوزیته اصلی سنگ (شلیستوزیته S_2) می‌سازند. این گارنت‌ها دارای سطوح صاف و شکل‌دار بوده و فاقد سایه فشاری و کلاه واکنشی می‌باشند و توسط شلیستوزیته S_2 در بر گرفته شده‌اند که نشانه پست تکتونیک بودن آن‌ها نسبت به شلیستوزیته S_1 است (نمونه GB-259) (شکل ۳، j، k). اما گروه دیگر از گارنت‌ها دارای دو قسمت مرکزی و حاشیه‌ای می‌باشند (نمونه GB-93). قسمت مرکزی دارای انکلوزیون‌های جهت‌یافته‌ای از کوارتز، فلدسپات و کانی‌های اپاک است که به صورت خطوط صاف و مستقیم دیده می‌شوند و نسبت به شلیستوزیته S_2 مایل تا عمود می‌باشند. این ادخال‌ها جهت شلیستوزیته S_1 را نشان می‌دهند. به نظر

هم‌چنین پورفیروبلاست‌های ریز تا درشتی از هورنبلند و گارنت (تا قطر ۲ سانتی‌متر) در این نمونه‌ها دیده می‌شود که بر روی شلیستوزیته رشد کرده‌اند. در مقیاس میکروسکوپی، این پورفیروبلاست‌ها بر روی شلیستوزیته قبلی سنگ نقش بسته‌اند و شواهدی همچون عدم تغییر شکل شلیستوزیته خارجی سنگ در اطراف این پورفیروبلاست‌ها، نبود سایه فشاری و خاموشی موجی، نشان می‌دهد که آن‌ها بعد از تشکیل شلیستوزیته فراگیر و بعد از اینکه سنگ تحت تاثیر نیروهای میلونیتی قرار گرفته، تشکیل شده و به همین دلیل بلورهای آمفیبول دگرشکلی نشان نمی‌دهند. هسته گارنت‌ها دارای ادخال‌های سینوسی شکل تا مستقیم می‌باشند و هم‌زمانی رشد هسته گارنت را با شلیستوزیته نشان می‌دهند، اما حاشیه آن‌ها دارای سطوح صاف و شکل‌دار بوده و فاقد ادخال می‌باشد و در حالت ایستا و احتمالاً در اثر محلول‌های هیدروترمال بر روی شلیستوزیته، رشد کرده‌اند (شکل ۳، g، h، i).

متابازیت‌هایی که در درجات دگرگونی پایین (رخساره شلیست‌سبز زیرین و میانی) قرار دارند، فولیاسیون ضعیفی داشته و می‌توان آثاری از بافت پورفیری و کانی‌های آذرین اولیه مانند پلاژیوکلاز و پیروکسن را در آن‌ها مشاهده کرد. در این سنگ‌ها، بلورهای اپیدوت، کلریت و اکتینولیت-هورنبلند به جای کانی‌های فرومنیزین قدیمی مانند پیروکسن و کلریت، کلسیت و سربیسیت به جای بلورهای فلدسپات متبلور شده‌اند. در این نمونه‌ها می‌توان تشکیل بلورهای کلریت، اپیدوت، اکتینولیت-هورنبلند و کانی‌های اپاک را که غالباً فاقد جهت‌یابی خاصی می‌باشند، به اولین مرحله دگرشکلی نسبت داد. وجود بلورهای کلریت، اپیدوت، کلسیت و سربیسیت به همراه فازهای باقی‌مانده از سنگ مادر، مانند پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک مانند پیروکسن و ظهور آمفیبول با افزایش درجه دگرگونی و از طرفی فراوانی فازهای کدر مانند اسفن، ایلمنیت و روتیل در ترکیب این نمونه‌ها، و بعضاً وجود ادخال‌هایی از بلورهای کلسیت، کانی‌های فرومنیزین قدیمی، کلریت و فلدسپات در داخل بلورهای آمفیبول نشان می‌دهد که احتمالاً واکنش‌های زیر رخ داده است (وینکلر، ۲۰۱۱؛ بوخر و گرپس، ۲۰۱۱؛ بوخر و فری، ۲۰۰۲). ادخال‌هایی که داخل بلورهای آمفیبول دیده می‌شود، احتمالاً سازنده‌های شرکت کرده در

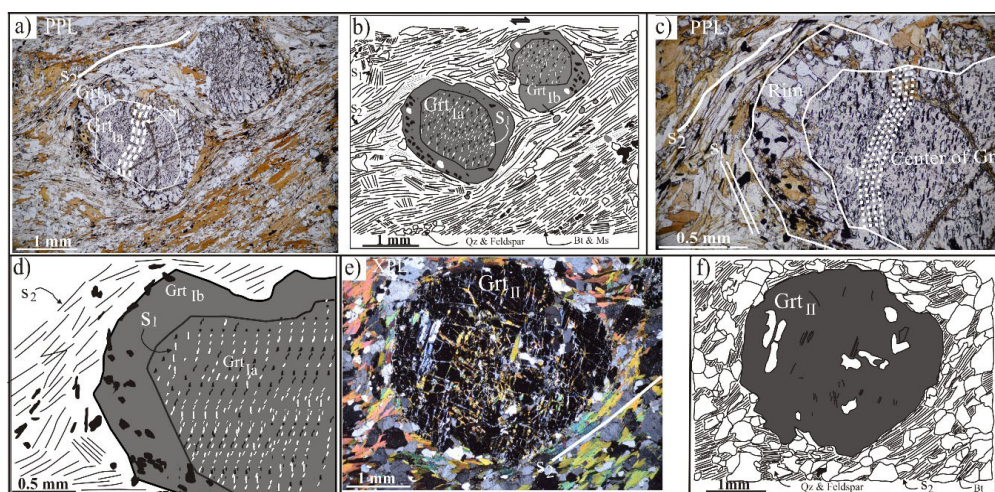
دگرگونی. بنابراین در مناطق برشی، سنگ‌هایی که میلوئیتی شده‌اند، شیستوزیته محلی S_3 در آن‌ها توسعه یافته است و در تمامی سنگ‌ها عمومیت ندارد. همچنین در این مرحله، دگرگونی پس‌رونده نیز بر روی سنگ‌های مورد مطالعه اعمال شده است (شکل ۳، ۵). فاز چهارم دگرشکلی (D_4)، باعث گسل خوردگی و از هم‌گسیختگی واحدهای سنگی منطقه شده است. اثرات این فاز دگرشکلی شکنا در مقاطع نازک نیز به صورت گسل خوردگی لایه‌ها و بلورها و جدایش آن‌ها خود را نشان می‌دهد. دگرگون و دگرشکل شدن تمامی واحدهای کمپلکس دگرگونی گل گوهر منطبق بر فاز کوهزایی سیمین پیشین می‌باشند.

شیمی گارنت

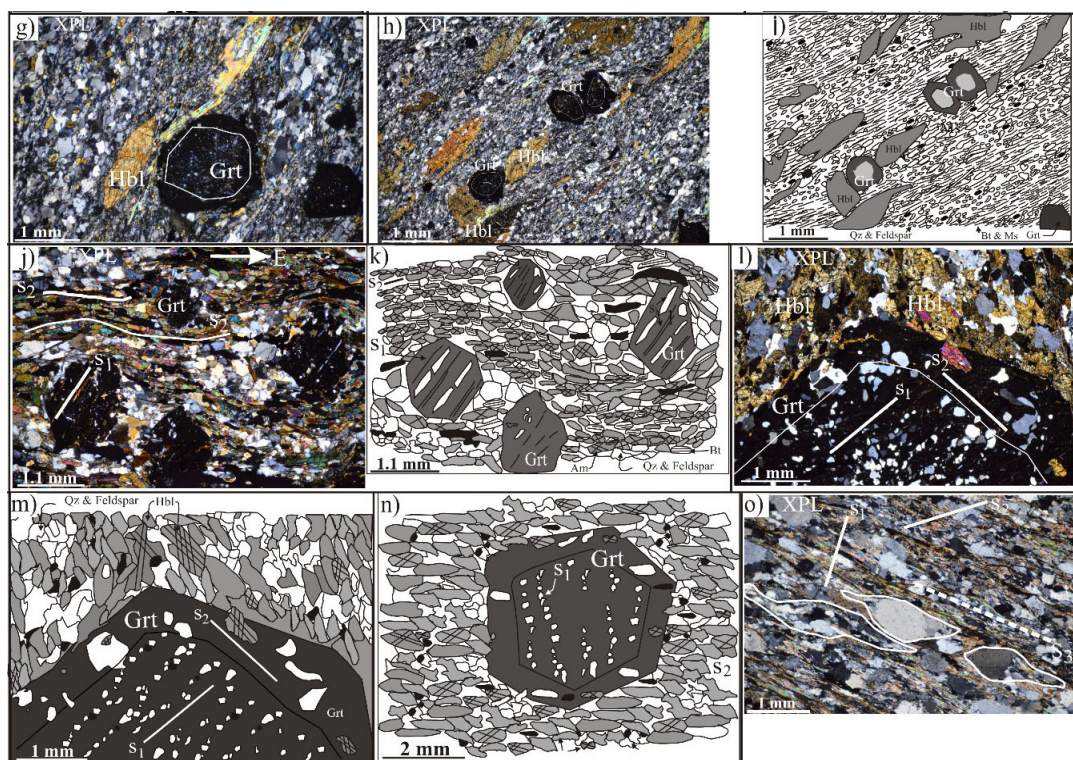
آنالیزهای شیمیایی الکترون میکروپروب بلورهای گارنت در متاپلیت‌ها در دو مقطع شماره GS-233 و GS-102 و در متابازیت‌ها بر روی نمونه‌های GB-93 و GB-259 انجام شده است. محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن انجام شده و جهت تفکیک Fe^{3+} از Fe^{2+} از معادله دروپ (۱۹۸۷) استفاده شده است (جدول‌های ۱ و ۲ پیوست).

می‌رسد، قسمت مرکزی گارنت‌ها بر روی شیستوزیته S_1 رشد کرده است و سپس با پیشرفت مسیر تکامل سنگ و در اثر فاز دگرشکلی D_2 ، شیستوزیته S_2 در سنگ توسعه یافته است و رشد قسمت حاشیه‌ای پورفیروبلاست‌های گارنت به صورت رورشدی بر روی گارنت‌های قبلی انجام شده است. قسمت حاشیه‌ای این پورفیروبلاست‌ها دارای ادخال کمتر است و جهت ادخال‌ها با جهت شیستوزیته کلی سنگ موازی است (شکل ۳، m:1). حاشیه گارنت‌ها صاف و شکل‌دار بوده و فاقد سایه فشاری و کلاه واتنشی می‌باشند و در مواردی بلورهای هورنبلند که داخل شیستوزیته S_2 هستند، در حاشیه گارنت نفوذ کرده‌اند. بنابراین قسمت حاشیه‌ای گارنت‌ها بر روی شیستوزیته S_2 رشد کرده و بعد از S_2 می‌باشند (شکل ۳، n).

سومین فاز دگرشکلی (D_3)، با سومین حادثه دگرگونی (M_3) منطبق بوده و به صورت مناطق برشی عمل کرده است. در این مرحله ریز بلورهای موسکویت در امتداد زون‌های برشی ایجاد شده است که جهت‌یابی آن‌ها و هم‌جهت شدن دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ با نیروهای برشی، باعث تشکیل برگوارگی محلی و ضعیف S_3 شده است. برگوارگی محلی S_3 تنها در مناطق برشی توسعه یافته و یک فابریک دگرشکلی است نه یک ساختار



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها و کمپلکس گل‌گوهر. در تصویر a: بلورهای گارنت در فیلیت‌ها از دو قسمت مرکزی و حاشیه‌ای تشکیل شده‌اند. حالت سینوسی شکل انکلوزیون‌ها در هسته گارنت‌ها، همزمانی رشد قسمت مرکزی گارنت با شیستوزیته S_1 را نشان می‌دهند. ردیف‌های نازکی از کانی‌های فیلسیلیکات در قسمت حاشیه‌ای گارنت‌ها وجود دارد که به برگوارگی زمینه ملحق می‌شوند و همزمانی رشد قسمت حاشیه‌ای آن‌ها را با شیستوزیته S_2 نشان می‌دهند؛ b: شکل شماتیکی از تصویر a را نشان می‌دهد؛ c: تصویری از بلور گارنت را در متاپلیت‌ها نشان می‌دهد که قسمت مرکزی و حاشیه‌ای آن به راحتی قابل تشخیص می‌باشند. الگوی انکلوزیون‌ها در هسته گارنت، بقایایی از شیستوزیته S_1 را نشان می‌دهد؛ d: شکل شماتیکی از تصویر c را نشان می‌دهد؛ e: در این تصویر، پورفیروبلاست‌هایی از گارنت در متاپلیت‌ها دیده می‌شود که همزمان با شیستوزیته S_2 تشکیل شده‌اند؛ f: شکل شماتیکی از تصویر e را نشان می‌دهد.



ادامه شکل ۳. g: تصویر میکروسکوپی از فیلونیت‌های گاربن‌شیر که بلورهایی از هورنبلند و گارنت بر روی سطح شیستوزیته رشد کرده‌اند و در مواردی نیز این بلورها به موازات شیستوزیته مرتب شده‌اند؛ ادخال‌ها در هسته گارنت شیستوزیته قبلی سنگ را نشان می‌دهد ولی سطوح صاف و شکل‌دار حاشیه گارنت نشان می‌دهد که حاشیه بر روی شیستوزیته تشکیل شده است؛ h: رشد بلورهای هورنبلند و گارنت در فیلونیت‌های گاربن‌شیر؛ i: تصویر شماتیکی از قسمت h را نشان می‌دهد؛ j: تصویری از متابازیت‌های کمپلکس گل گوهر که شیستوزیته S₂ در سنگ توسعه یافته و فراگیر شده است. در این تصویر، بلورهای گارنت دارای سطوح صاف و شکل‌دار بوده و فاقد سایه فشاری و کلاه واکنشی می‌باشند و انکلوژون‌های داخل آن‌ها حالت مستقیم دارند. به نظر می‌رسد شیستوزیته S₁ با ظهور، جهت‌یابی و کشیدگی کانی‌هایی مانند بیوتیت، کوارتز، فلدسپات و آمفیبول (به مقدار کم) توسعه پیدا کرده است و سپس پورفیروبلاست‌های گارنت بر روی آن رشد کرده‌اند، در مراحل بعدی دگرشکلی و با تغییر جهت تنش و افزایش دما و فشار، شیستوزیته S₂ با جهت‌یابی بلورهای بیوتیت، آمفیبول، کوارتز و فلدسپات در سنگ توسعه یافته است و پورفیروبلاست‌های گارنت توسط شیستوزیته S₂ در بر گرفته شده‌اند؛ k: شکل شماتیکی از تصویر j جهت بهتر مشخص شدن ساختارها را نشان می‌دهد؛ l: پورفیروبلاست گارنت در متابازیت‌ها دارای سطوح صاف و شکل‌دار بوده و از دو قسمت مرکزی و حاشیه‌ای تشکیل شده است. قسمت مرکزی آن بر روی شیستوزیته S₁ و قسمت حاشیه‌ای آن بر روی شیستوزیته S₂ رشد کرده است؛ m: تصویری از حاشیه گارنت را در نمایی بزرگ‌تر در متابازیت‌ها نشان می‌دهد؛ n: تصویر شماتیکی از یک بلور گارنت را نشان می‌دهد که قسمت مرکزی آن بر روی شیستوزیته S₁ و قسمت حاشیه‌ای آن بر روی شیستوزیته S₂ رشد کرده است؛ o: تصویر میکروسکوپی از یک فیلیت را نشان می‌دهد که در اثر نیروهای برشی به میلیونیت تبدیل شده و شیستوزیته محلی S₃ در آن توسعه یافته است. در این تصویر، عدسی شکل شدن بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز و تبدیل سنگ به میلیونیت، کینک‌باند در بلورها، میکاهای ماهی شکل و توسعه رگه‌هایی که با کوارتز و کلسیت پر شده‌اند، دیده می‌شود.

$(\text{Fe}^{2+}_{2.007} \text{Mn}_{0.212} \text{Mg}_{0.159} \text{Ca}_{0.592})(\text{Fe}^{3+}_{0.00})(\text{Al}_{2.001} \text{Si})$
 (3.019 O₁₂) نوشت (جدول ۱ پیوست) که تعلق آن‌ها را به سری پیرالسپیت نشان می‌دهد.

در دومین مرحله رشد گارنت‌ها و همزمان با شیستوزیته S₂، دو گروه گارنت مشاهده می‌شود. گروه اول، به صورت یک حاشیه‌ای در اطراف هسته مرکزی (هسته مرکزی همزمان با شیستوزیته S₁ رشد کرده است)، رشد کرده‌اند

شیمی گارنت در متاپلیت‌های کمپلکس گل‌گوهر

بقایایی از اولین مرحله رشد گارنت‌ها در متاپلیت‌های گل‌گوهر به صورت یک هسته مرکزی (Grt_{1a}) دیده می‌شود (مقطع GS-233). ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها (هسته گارنت) شامل $X_{\text{Alm}}=0.676$ و $X_{\text{Fe}}=0.926$ و $X_{\text{Spess}}=0.071$ ، $X_{\text{Grs}}=0.199$ ، $X_{\text{Prp}}=0.054$ می‌باشند و فرمول شیمیایی آن‌ها را می‌توان به صورت

ضخامت حاشیه‌ای که زونینگ معکوس در گارنت نشان می‌دهد، ارتباط مستقیم با کانی مجاور گارنت دارد. در مواردی که گارنت در تماس مستقیم با بیوتیت و کلریت است، به خاطر انتشار بیش‌تر عناصر بین این کانی‌ها و گارنت، حاشیه‌ها دارای زونینگ معکوس ضخیم‌تری هستند، اما حاشیه‌هایی که در مجاورت کوارتز و فلدسپات قرار دارند، زونینگ معکوس نداشته یا حاشیه زونه در آن‌ها بسیار نازک است. بررسی دقیق‌تر پروفیل‌های ترکیبی گارنت در متاپلیت‌های گل گوهر نشان می‌دهد که در متاپلیت‌هایی با درجه دگرگونی کمتر مانند نمونه GS-233 مقدار سازنده آلماندن از مرکز به سمت حاشیه افزایش می‌یابد ولی در متاپلیت‌هایی با درجه دگرگونی بالاتر مانند نمونه GS-102، مقدار سازنده آلماندن از مرکز به سمت حاشیه کاهش می‌یابد و تنها سازنده پیروپ به سمت حاشیه افزایش می‌یابد که ناشی از افزایش درجه دگرگونی می‌باشد (شکل ۴).

شیمی گارنت‌ها در فیلونیت‌های گاربن‌شیفر

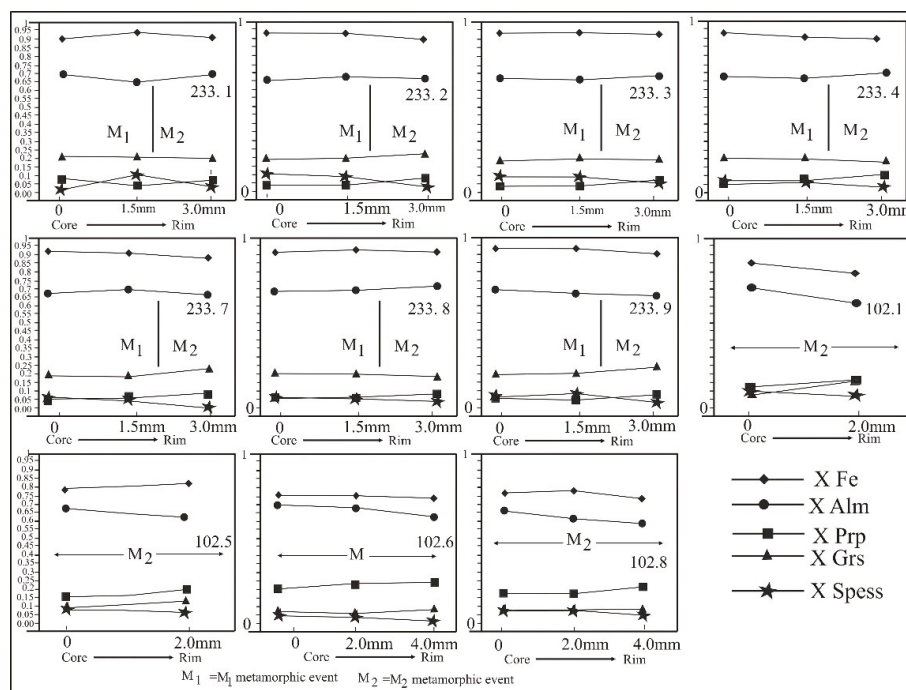
این گارنت‌ها همراه با آمفیبول‌های شعاعی و بلورهای کلریت در فیلونیت‌ها در اثر محلول‌های گرمایی رشد کرده و درشت شده‌اند. ترکیب شیمیایی این گارنت‌ها شامل آلماندن (۰/۶۶ تا ۰/۷۰)، اسپسارتین (۰/۰۴ تا ۰/۰۵)، گروسولار (۰/۱۸ تا ۰/۲۲) و پیروپ (۰/۰۵ تا ۰/۰۸) می‌باشند و مقدار X_{Fe} نیز بین ۰/۸۸ تا ۰/۹۲ است. در پروفیل‌های ترکیبی رسم شده (شکل ۵)، مقدار سازنده پیروپ از مرکز به سمت حاشیه افزایش می‌یابد، به طوری که مقدار متوسط سازنده پیروپ در هسته ۰/۶۸ و در حاشیه ۰/۷۷ است که یک روند افزایشی را برای گارنت‌ها نشان می‌دهد. مقدار سازنده آلماندن یک روند تقریباً یکنواختی را از مرکز به سمت حاشیه نشان می‌دهد، مقدار متوسط این سازنده در هسته ۰/۶۷ و در حاشیه ۰/۶۸ می‌باشد. پروفیل‌های گروسولار و اسپسارتین از مرکز به سمت حاشیه کاهش نشان می‌دهند، به طوری که مقدار سازنده گروسولار در هسته ۰/۲۰۵ و در حاشیه ۰/۱۹۹ است که یک روند کاهش را نشان می‌دهد و مقدار سازنده اسپسارتین از مقدار ۰/۴۹ در هسته به مقدار ۰/۴۷ در حاشیه کاهش می‌یابد. مقدار X_{Fe} نیز از مقدار ۰/۹۱ در هسته به مقدار ۰/۸۹ در حاشیه کاهش می‌یابد (شکل ۵؛ a و جدول ۲ پیوست).

(Grt_{Ib}) و گروه دوم، همزمان با S₂ رشد کرده و فاقد هسته و حاشیه می‌باشند (Grt_{II}). ترکیب گارنت‌های گروه اول (Grt_{Ib}) به صورت $X_{Alm}=0.683$ ، $X_{Prp}=0.072$ ، $X_{Grs}=0.209$ ، $X_{Spss}=0.037$ و $X_{Fe}=0.906$ و فرمول شیمیایی آن‌ها به صورت $(Fe^{2+}_{2.014} Mn_{0.108} Mg_{0.213})(Al_{2.008} Si_{3.036} O_{12})$ می‌باشد. با افزایش درجه دگرگونی و درشت شدن بلورها، گارنت‌های گروه دوم تشکیل شده‌اند که فاقد قسمت مرکزی و حاشیه‌ای می‌باشند و تنها بقایای ضعیفی از شیسستوزیته مرحله قبلی در زمینه سنگ دیده می‌شود (مقطع شماره GS-102؛ Grt_{II}). ترکیب شیمیایی این گارنت‌ها شامل $X_{Spss}=0.067$ ، $X_{Grs}=0.107$ ، $X_{Prp}=0.176$ ، $X_{Alm}=0.650$ و $X_{Fe}=0.788$ و فرمول شیمیایی آن‌ها به صورت $(Fe^{2+}_{1.937} Mn_{0.198} Mg_{0.526} Ca_{0.320})(Fe^{3+}_{0.006})(Al_{1.993} Si_{3.017} O_{12})$ می‌باشد (جدول ۱ پیوست). همانطور که در ترکیب شیمیایی گارنت‌های همزمان با شیسستوزیته S₂ مشاهده می‌شود، مقدار عنصر منیزیم و مقادیر سازنده پیروپ افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد و از طرفی عناصر آهن و منگنز کاهش می‌یابند. این موضوع همراه با شواهد پتروفابریکی اشاره شده در بخش‌های پیشین دلالت بر این دارد که این گارنت‌ها احتمالاً در مرحله دگرگونی فزاینده بعدی و همزمان با شیسستوزیته S₂ تشکیل شده‌اند.

در پروفیل‌های ترکیبی رسم شده مربوط به هسته گارنت‌ها (هسته گارنت همزمان با شیسستوزیته S₁ می‌باشد، Grt_{Ia}) مقدار سازنده‌های اسپسارتین و X_{Fe} از مرکز به سمت حاشیه کاهش و مقدار پیروپ افزایش می‌یابد. مقدار سازنده آلماندن در بعضی پروفیل‌ها از مرکز به سمت حاشیه افزایش و در بعضی پروفیل‌ها یک روند کاهش را نشان می‌دهد. هم‌چنین در بعضی رخنمون‌های ترکیبی مقدار سازنده‌های پیروپ از مرکز به سمت حاشیه کاهش جزئی را نشان می‌دهد که می‌تواند به علت عملکرد دگرگونی پسروده باشد که قسمت خارجی هسته گارنت را تحت تاثیر قرار داده است (وینکلر، ۲۰۱۱)، این حالت نمایش ضعیفی از زونینگ معکوس را در بعضی گارنت‌هایی که همزمان با شیسستوزیته S₁ بوجود آمده‌اند، نشان می‌دهد. اما در گارنت‌های Grt_{Ib}، مقدار سازنده‌های آلماندن و پیروپ به سمت حاشیه افزایش نشان می‌دهند. افرادی همچون گانگلی و تریون (۲۰۰۲) معتقدند که

پیشنهاد می‌کند که گارنت‌ها، احتمالاً در اثر واکنش بین آمفیبول و پلاژیوکلاز، طبق واکنش Hornblende + Anorthite = Garnet + Quartz + H₂O بوجود آمده باشند (استوکس و همکاران، ۲۰۱۲؛ کرس و استونیز، ۱۹۹۹).

افزایش منیزیم و آهن از مرکز به سمت حاشیه در گارنت‌ها که می‌تواند به دلیل دمای بالای محلول‌های هیدروترمال و همجواری با بلورهای آمفیبول باشد (استوکس و همکاران، ۲۰۱۲)، همراه با افزایش Ca در هورنبلندها و کاهش Ca و آنورتیت در پلاژیوکلاز از مرکز به سمت حاشیه بلورها (فتاحی و احمدی‌پور، ۲۰۱۸)،



شکل ۴. پروفیل ترکیبی گارنت در متابلیت‌های کمپلکس گل‌گوهر

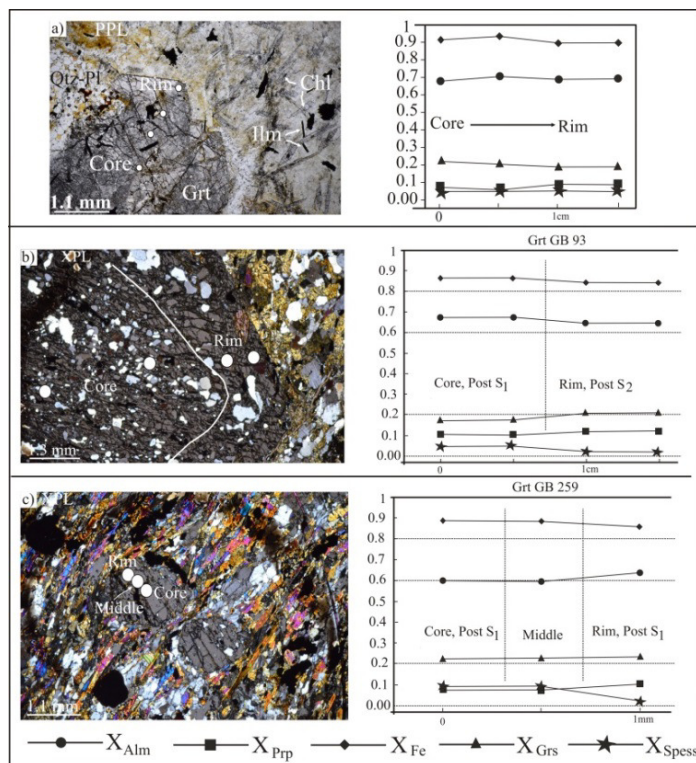
مقدار متوسط $X_{Prp}=0.102$ و $X_{Grs}=0.211$ است (جدول ۲ پیوست). ترکیب گارنت‌های مرحله اول (گارنت‌های رشد کرده بر روی شیستوزیته S₁) نشان می‌دهد که در آن‌ها مقادیر X_{Fe} و X_{Prp} نزدیک به هم بوده و حاکی از تشکیل آن‌ها در یک مرحله دگرگونی است. اما در گارنت‌های مرحله دوم (حاشیه گارنت در مقطع شماره GB-93 بر روی شیستوزیته S₂ رشد کرده است) مقادیر X_{Prp} نسبت به گارنت‌های مرحله اول افزایش و مقادیر X_{Fe} روند کاهشی را نشان می‌دهد و حاکی از افزایش دما و فشار و دگرگونی پیش‌رونده در تشکیل گارنت‌ها است. بنابراین می‌توان فرمول شیمیایی بلورهای گارنت مرحله اول را به صورت $(Fe^{2+}_{1.901}Mn_{0.168}Mg) (Fe^{3+}_{0.004}(Al_{1.988}Si_{3.013}O_{12}))$ و فرمول گارنت‌های مرحله دوم را به صورت $(Fe^{2+}_{1.933}Mn_{0.062}Mg_{0.368}Ca_{0.607})(Fe^{3+}_{0.003}(Al_{1.984}Si_{3.038}O_{12}))$

شیمی گارنت در متابلیت‌های کمپلکس گل‌گوهر

تجزیه‌های شیمیایی از قسمت مرکزی به سمت حاشیه بلورهای گارنت نشان می‌دهند که گارنت‌های موجود در متابلیت‌های کمپلکس گل‌گوهر متعلق به سری پیرالسپیت (اسپارتین-آلماندین-پیروپ) بوده و غنی از آلماندین می‌باشند (شکل ۵؛ b؛ c و جدول ۲ پیوست). در مقطع شماره GB-259، بلورهای گارنت بر روی شیستوزیته S₁ رشد کرده‌اند و پست تکتونیک نسبت به S₁ می‌باشند. اذخال‌های جهت‌یافته‌ای با حالت کاملاً مستقیم از کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت که در سراسر بلور گارنت امتداد دارند، همراه با سطوح صاف و شکل‌دار بلورهای گارنت شواهدی برای این موضوع هستند. در گارنت‌های رشد کرده بر روی شیستوزیته S₁ در مقطع شماره GB-259، مقادیر متوسط $X_{Prp}=0.092$ و $X_{Grs}=0.231$ و در مقطع شماره GB-93، در هسته گارنت (هسته گارنت بر روی شیستوزیته S₁ رشد کرده است)

سمت حاشیه بلورهای گارنت (شکل ۵؛ b؛ c)، مقدار تشکیل گارنت‌ها، افزایش دما نتوانسته باعث انتشار سریع عناصر شود و به همین دلیل در این بلورها منطقه‌بندی مشخصی بوجود آمده که با افزایش آهن و منیزیم از مرکز به سمت حاشیه و کاهش میزان منگنز همراه است (قیان و همکاران، ۲۰۱۳).

نوشت. در پروفیل‌های ترکیبی رسم شده از مرکز به سازنده‌های X_{Alm} ، X_{Fe} و X_{Spess} کاهش و مقدار سازنده‌های X_{Prp} افزایش نشان می‌دهد. مقدار X_{Grs} نیز تقریباً ثابت و روند افزایشی کمی به سمت حاشیه در بعضی پروفیل‌ها دارد. منطقه‌بندی شیمیایی در بلورهای گارنت مورد مطالعه حاکی از آن است که در هنگام



شکل ۵. a: پروفیل ترکیبی گارنت در فیلونیت‌های گاربن‌شیر؛ b و c: پروفیل‌های ترکیبی گارنت در متابازیت‌ها

به طور خلاصه، منطقه‌بندی در بلورهای گارنت به دو دلیل اولیه (تفریق) و ثانویه (تغییرات پس از رشد بلور) رخ می‌دهد و اکثر منطقه‌بندی‌ها در طول رشد بلور اتفاق می‌افتد. تغییرات عناصر مرکز گارنت بیش‌تر به دلیل رشد و تفریق بلوری رخ می‌دهد، در حالی که نوسانات عناصر در حاشیه گارنت‌ها به دلیل فرایندهای ثانویه مانند انتشار و هجوم محلول‌های هیدروترمال متاسوماتیسم کننده رخ می‌دهد (تیمون و همکاران، ۲۰۰۷؛ زمینگ و همکاران، ۲۰۰۰).

در بلورهای گارنت موجود در متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها زون‌بندی از نوع عادی مشاهده می‌شود، به طوری که تمرکز عناصر Mn، Mg و Fe در هسته گارنت‌ها بیش‌تر است و به سمت حاشیه، بر مقدار Mg افزوده می‌شود. تمرکز بیش‌تر Mn در هسته گارنت‌های مورد مطالعه

بحث

زون‌بندی شیمیایی در بلورهای گارنت شامل زون‌بندی عادی، معکوس و مختلط می‌باشد و به دلایلی همچون ۱- تغییر ضریب جدایش عناصر بین کانی گارنت و زمینه به دلیل تغییرات دما، فشار و ترکیب سایر کانی‌های در حال رشد با گارنت (کارلسون، ۲۰۰۲)؛ ۲- رشد یا شکست برخی از کانی‌های غنی در عناصر نادر خاکی (فیو یان و همکاران، ۲۰۰۴؛ لندن، ۲۰۰۸)؛ ۳- واکنش با سیالات متاسوماتیسم کننده (روبل و همکاران، ۲۰۰۷)؛ ۴- نشر بین دانه‌های برخی از کاتیون‌ها در فضای بین کانی و زمینه (لندن، ۲۰۰۸)؛ ۵- تفریق یا جدایش عناصر در طول رشد کانی (هوانگ و همکاران، ۲۰۰۱) و ۶- تعادل مجدد آرام کاتیون‌ها در کانی بوسیله انتشار بین‌بلوری (وینکلر، ۲۰۱۱؛ اینو و تورینمی، ۲۰۰۴) رخ می‌دهد. اما

به سمت حاشیه بلور رخ داده و عناصر دیگر، در حاشیه بلور غنی شده و به سمت مرکز از میزان آن‌ها کاسته می‌شود (شاربورتی، ۲۰۰۶؛ دزیگل و همکاران، ۲۰۰۹). عدم تغییر در مقدار Al در گارنت‌ها، را می‌توان در ارتباط با بسته بودن سیستم تفسیر کرد، زیرا این عنصر در ضمن جابجایی، عنصری نسبتاً نامتحرک است، لذا اگر تغییرات غیرخطی داشته باشد، به دلیل تاثیر عواملی مانند انتشار و یا عوامل ثانوی است (دزیگل و همکاران، ۲۰۰۹). البته ممکن است روند ثابت Al در گارنت‌ها و عدم تغییرات آن به این دلیل باشد که عنصر سه ظرفیتی دیگری در محیط وجود نداشته تا جانشین Al شود و بنابراین جانشینی Al در سایت تترائدری بسیار محدود بوده است، در حالی که در سایت اکتائدری و موقعیت کوبیک، عناصر دو ظرفیتی مثل آهن، کلسیم، منیزیم و منگنز جانشین یکدیگر شده‌اند. همانطور که در بالا گفته شد، افزایش Mn در هسته گارنت و کاهش Fe در حاشیه آن ناشی از پدیده تفریق و رشد بلوری می‌باشد (هوانگ و همکاران، ۲۰۰۱)، و در صورتی که عوامل ثانویه و یا انتشار بر روی گارنت تاثیر بگذارد، منطقه‌بندی اولیه تغییر خواهد کرد.

منطقه‌بندی ناشی از انتشار در آن گروه از گارنت‌های سری آلماندن- اسپسارتین رخ می‌دهد که سیستم آن‌ها تقریباً بسته بوده و جابجایی عناصر فقط در اثر تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی رخ داده باشد (ویتنی و همکاران، ۲۰۰۸). افزایش Ca و عضو گروسولاریت از هسته به حاشیه بلورها، در سیستم‌های دگرگونی یا در اثر عوامل ثانویه مانند درز و شکاف و یا پدیده انتشار اتفاق می‌افتد، اما چنانچه آندرادیت در این مورد افزایش یابد، عامل خارجی موثر است. اما اگر تنها مولفه گروسولار افزایش یابد، عامل داخلی و انتشار تاثیر گذار است (لی‌لی و همکاران، ۲۰۱۰؛ هوانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ دزیگل و همکاران، ۲۰۰۹). با توجه به مطالب ذکر شده و محتوای پایین گروسولار در گارنت‌های مورد مطالعه (مقدار متوسط ۰/۲۰۹) و افزایش ناچیز آن از هسته به حاشیه و از طرفی نبود سازنده آندرادیت در گارنت‌ها، می‌توان گفت که فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور گارنت‌ها ثابت بوده و تغییرات آنچنانی نداشته است و یا به تعبیر دیگر، سیستم بسته بوده است.

در بلورهای گارنت موجود در فیلونیت‌های گاربن‌شيفر کمپلکس گل‌گوهر، الگوی انکلوژیون‌ها نشان می‌دهد که

بدین صورت تفسیر می‌شود که Mn در ساختمان گارنت، عنصر بسیار سازگاری است و در اولین مرحله تبلور گارنت، تمامی Mn به ساختمان گارنت وارد می‌شود و محیط، از این عنصر تهی می‌گردد. بر اساس مطالعات لندن (۲۰۰۸) و فیو یان و همکاران (۲۰۰۴)، خاصیت جذب قوی گارنت برای عنصر Mn، باعث ورود این عنصر در ابتدای تشکیل بلورهای گارنت و تمرکز آن در هسته گارنت می‌شود. همانطور که پیش‌تر اشاره شد، عناصر Mn و Fe در هسته گارنت‌های مورد بررسی، تمرکز بیشتری داشته و به سمت حاشیه کاهش می‌یابند و عنصر Mg روندی برعکس دارد. عناصر Al و Ca تغییرات قابل توجهی بین مرکز و حاشیه گارنت‌ها نشان نمی‌دهند و توزیع یکسانی دارند. رشد گارنت در اثر پدیده دگرگونی نسبت به سایر کانی‌ها زودتر اتفاق می‌افتد و همین امر، حاشیه را از Mn تهی می‌کند و پدیده نشر بین‌بلوری در گارنت‌های غنی از Mn رخ نمی‌دهد (کارلسون، ۲۰۰۲؛ لی‌لی و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین افزایش عنصر Mn در هسته گارنت‌های مورد بررسی مرتبط با فرآیندهای دگرگونی تفسیر می‌شود (یانگ و پاتیسون، ۲۰۰۶). اما نشر بین‌دانه‌ای در مورد عناصر Ca، Mg و Fe بیش‌تر رخ می‌دهد، بنابراین چنانچه منطقه‌بندی گارنت نسبت به این عناصر رخ دهد، نمی‌توان با اطمینان گفت که تفریق عامل رشد است یا نشر (کارلسون، ۲۰۰۲). بدین ترتیب به نظر می‌رسد افزایش Mn در هسته گارنت‌ها حاکی از پدیده تفریق و رشد بلوری مرتبط با فرایندهای دگرگونی باشد.

علت عدم منطقه‌بندی مشخص عناصر Ca و Al از هسته به حاشیه گارنت‌ها در نمونه‌های GB-93 و GB-259 و عدم تغییرات عنصر Fe از هسته به سمت حاشیه بلورهای گارنت در نمونه GB-259 ممکن است به دلیل بسته بودن سیستم دگرگونی و عدم اکسیداسیون Fe^{2+}/Fe^{3+} باشد (وایبر و اجیو، ۲۰۰۶). شواهد ذکر شده، همراه با افزایش Mn در هسته و کاهش Fe و افزایش منیزیم در حاشیه گارنت‌ها که در رخنمون‌های ترکیبی نیز مشخص است، نشانگر آن است که رشد گارنت‌ها در اثر پدیده رشد بلوری و تفریق عناصر در طی دگرگونی رخ داده است (هوانگ و همکاران، ۲۰۰۳). در سیستم‌های بسته دگرگونی، تغییرات ترکیبی در گارنت، به صورت غنی‌شدگی یک یا چند عنصر در مرکز و کاهش تدریجی آن‌ها

کمپلکس گل‌گوهر غنی از آلماندن بوده و کاهش سازنده‌های اسپسارتین و X_{Fe} و افزایش سازنده‌های پیروپ و آلماندن از مرکز به سمت حاشیه آن‌ها پدیده زون‌بندی عادی را در آن‌ها نشان می‌دهد. شواهدی مانند Mn بالا و Fe پایین در هسته گارنت‌ها، محتوای پایین گروسولار در گارنت‌های مورد مطالعه و افزایش ناچیز آن از هسته به حاشیه و از طرفی نبود سازنده‌های آندراپیت در گارنت‌ها به همراه عدم تغییرات Al در آن‌ها را می‌توان به عنوان شواهدی برای بسته بودن سیستم دگرگونی و ثابت بودن فوگاسیته اکسیژن در هنگام تشکیل بلورهای گارنت تفسیر کرد. سطوح صاف و شکل‌دار بلورهای گارنت موجود در فیلونیت‌های گارین‌شیر همراه با افزایش منیزیم و آهن از مرکز به سمت حاشیه گارنت‌ها، افزایش Ca در هورنبلندها و کاهش Ca و آنورتیت در پلاژیوکلاز از مرکز به سمت حاشیه بلورها پیشنهاد می‌کند که این بلورها می‌توانند از واکنش بین پلاژیوکلاز و آمفیبول ($Hornblende + Anorthite = Garnet + Quartz + H_2O$) در شرایط استاتیک و در اثر محلول‌های هیدروترمال بر روی شیسستوزیته سنگ تشکیل شوند.

منابع

- افتخارنژاد، ج (۱۳۵۹) تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- شفیعی‌بافتی، ش (۱۳۷۹) تکامل تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک- مزوزوئیک کمربند دگرگونی سندج - سیرجان، منطقه خیر. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۵۳ ص.
- فضل‌نیا، ع، مرادیان، ع، علیپور، س، موذن، م، شنک، و (۱۳۸۶) مطالعه باتولیت شهر بابک و ارتباط آن با سنگ‌های دگرگونی شمال‌شرق نیریز. رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ۳۳۶ ص.
- Agard, p., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints form collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 401-419.
- Agard, p., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakmam, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R (2011) Zagros Orogeny: a subduction-dominated. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692-725.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V., Rahimpour-Bonab, H (2007) *Petrology*

هسته آن‌ها همراه با شیسستوزیته اصلی سنگ، تشکیل شده و همزمان با تکتونیک است. اما حاشیه گارنت‌ها، صاف و شکل‌دار بوده و می‌توانند از واکنش بین پلاژیوکلاز و آمفیبول در شرایط استاتیک بوجود آیند. نویسندگان زیادی (اسافی، ۲۰۰۴؛ اشپرینگر و دی، ۲۰۰۲) معتقدند که دگرگونی هیدروترمال بوسیله نفوذ سیالات در مناطق برشی رخ می‌دهد. در منطقه مورد مطالعه، جایگزینی و نفوذ توده‌های نفوذی گرانیتی و دیوریتی در توالی‌های مجموعه گل‌گوهر، می‌تواند باعث ایجاد و گرم شدن سیالات شود. وجود گسل‌های متعدد همرا با مناطق برشی نشان می‌دهند که منطقه مورد مطالعه، از لحاظ تکتونیکی فعال بوده و مناطق برشی می‌توانند به قسمت‌های عمیق‌تر پوسته نفوذ کرده و باعث تسهیل بالا آمدن یک سیال داغ مشتق شده از توده‌های نفوذی شوند. به طوری که، سیالات هیدروترمال در هنگام حرکت به سمت بالا و گذر از لایه‌های متابازیت و غنی‌شدگی از عناصری مانند آهن و منیزیم با سنگ‌های دیواره (فیلیت) واکنش داده و باعث تشکیل بلورهای هورنبلند و گارنت شده‌اند. افزایش منیزیم و آهن از مرکز به سمت حاشیه در گارنت‌ها همراه با افزایش Ca در هورنبلندها و کاهش Ca و آنورتیت در پلاژیوکلاز از مرکز به سمت حاشیه بلورها (فاتحی و احمدی‌پور، ۲۰۱۸)، پیشنهاد می‌کند که گارنت‌ها، احتمالاً در اثر واکنش بین آمفیبول و پلاژیوکلاز، طبق واکنش $Hornblende + Anorthite = Garnet + Quartz + H_2O$ بوجود آمده باشند (استاک و همکاران، ۲۰۱۲؛ کرس و استونیز، ۱۹۹۹). رشد سریع پورفایروبلاست‌های هورنبلند و گارنت، باعث کاهش H_2O از ترکیب سیال شده و بنابراین CO_2 افزایش می‌یابد. بلورهای کلسیت تشکیل شده در زمینه سنگ، این موضوع را نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

مطالعات پتروفابریکی و ثبت شواهد بافتی در بلورهای گارنت، حوادث تکتونومورفیکی اعمال شده بر سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه را نشان می‌دهد و مراحل رشد مختلف بلورهای گارنت را به تصویر می‌کشد و حاکی از آن است که چهار حادثه دگرگونی و چهار فاز دگرشکلی واحدهای سنگی را تحت تاثیر قرار داده‌اند. هم‌چنین گارنت‌های موجود در متابلیت‌ها و متابازیت‌های

- Harangi, S.Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C.S., Thirlwall M.F., Mason P.R.D., Matthey, D (2002) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Pannonian basin (eastern-central Europe). *Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications, Journal of Petrology*, 10: 1813-1843.
- Hwang, S.L., Shen, P., Yui, T.F., Chu, H.T (2003) On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(8): 761-769.
- Hwang, S.L., Yui, T.F., Chu, H.T., Shen, P (2001) Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling otherwise unrecognized metamorphic events. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(5): 601- 607.
- Li Li, H., Kuang, X., Mao, A., Li, Y., Wang, S (2010) Study of local structures and optical spectra for octahedral Fe³⁺ centers in a series of garnet crystals A3B-2C3O12 (A = Cd, Ca; B = Al, Ga, Sc, In; C = Ge, Si). *Journal of Chemical Physics Letters*, 484: 387-391.
- Locock, A (2008) An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Journal of Computers and Geosciences*, 34: 1769-1780.
- London, D (2008) Pegmatites. *Canadian Mineralogist, Special Publication*, 10: 347 p.
- Mahmoodi, S.H., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 238-249.
- Martino, R. D., Guerreschi, A. B., Sfragulla, J. A (2009) Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 280-298.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L (2000) Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22: 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 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., Fergusson, C.L (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogeny in the northwestern Iran. *International Geology Reviews*, 53: 263-287.
- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C., Vanderhaeghe, O (2002) Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex, Canada. *Journal of Cord. Lithos*, 61: 103-125.
- and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 859-877.
- Arfania, R., Shahriari, S (2009) Role of southern Sanandaj-Sirjan zone in the tectonic evolution of the Zagros orogenic belt, Iran. *ISI Arc*, 18(4): 555-576.
- Bucher, K., Frey, M (2002) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 7th edition, Springer-Verlag Berlin, 341p.
- Bucher, K., Grapes, R (2011) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 441p.
- Carlson, W.D (2002) Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism, *American Mineralogist*, 87: 185-204.
- Chakraborty, S (2006) Diffusion modeling as a tool for constraining timescales of evolution of metamorphic rocks. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 88: 7-27.
- Droop, G.T.R (1987) A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-450.
- Dziggel, A., Wulff, K., Kolb, J., Meyer, F.M., Lahaye, Y (2009) Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia. *Journal of Chemical Geology*, 262(3-4): 262-276.
- Essaifi, A., Capdevila, R., Fourcade, S., Lagarde, J.L., Balle`ver, M., Marigna, C.H (2004) Hydrothermal alteration, fluid flow and volume change in shear zones: the layered mafic-ultramafic Kettara intrusion (Jebilet Massif, Variscan belt, Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 25-43.
- Fatehi, H., Ahmadipour, H (2018) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of metamorphic rocks in Gol-e-Gohar and Rutchun complexes (southwest of Baft city, Kerman province). Unpublished Ph.D thesis. Shahid Bahonar university of Kerman, 467 p (in Persian).
- Fu-Yuan, W., Sun, D., Wilde, S (2004) A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad patterns. *Journal of Asian Earth Science*, 23(5): 731-744.
- Ganguly, J., Tirone, M (2002) Closure-temperature and -age of minerals. *Journal of Geochimica et osmochimica Acta*, 66: 260.
- Ghalamghash, J., Nèdèlec, A., Bellon, H., Vousoughi Abedini, M., Bouchez, J.L (2009) The Urumieh plutonic complex (NW Iran): a record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times-part I: petrogenesis and K/Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35: 401-415.

- Qian, J., Wei, C., Zhou, X., Zhang, Y (2013) Metamorphic P–T paths and New Zircon U–Pb age data for garnet–mica schist from the Wutai Group, North China Craton. Elsevier, Precambrian Research, 233: 282-296.
- Robl, J., Hergarten, S., Stuwe, K., Hauzenberger, C (2007) Thermal History: A new software to interpret diffusive zoning profiles in garnet. Journal of Computers and Geosciences, 33: 760–772.
- Sabzehei, M., Navazi, M., Azizan, H., Roshan Ravan, J., Nazemzadeh, M (1997) Geological map of Khabr, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., Emami, M.H (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-sefid area (Sanandaj-Sirjan zone, SW Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 31: 504-521.
- Springer, R.K., Day, H.W (2002) Hydrothermal amphibole in subgreenschist facies mafic rocks, western Sierra Nevada, California. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 82: 341-354.
- Steffen K, Silverstone J.S., Brearley, A (2014) Episodic weakening and strengthening during syn-metamorphic deformation in a deep-crustal shear zone in the Alps. Geological Society of London Special Publication, 186: 141-156.
- Timón, S.M., Moro, M.C., Cembranos, M.L., Fernández, A (2007) Contact metamorphism in the Los Santos W skarn (NW Spain), Mineralogy and Petrology, 90: 109-140.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W (2010) Abbreviation for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95: 185-187.
- Whitney, D.L., Goergen, E.T., Ketchan, R.A., Kunze, K (2008) Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. Journal of Metamorphic Geology, 26(3): 365-383.
- Wilbur, E., and Ague, J (2006) Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies. Journal of Social American, 34: 689-692.
- Winkler, J.D.H (2011) Petrogenesis of Metamorphic rocks, Springer-Verlag New York, 263 p.
- Yang, P., and Pattison, D (2006) Genesis of monazite and Y zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota. Journal of Lithos, 88: 233-253.
- Zeming, Z., Yong, Y., Zhang, J (2000) The compositional zoning of garnet in eclogite from western segment of Aityn Tag. Chinese Science Bulletin, 45: 79-83.

جدول ۱. آنالیزهای شیمیایی میکروپروپ گارنت‌های موجود در مپلیت‌های کمپلکس گل گوهر

Complex Rock Type Sample	GS-233									GS-102							
	GrtI a	GrtI a	GrtI b	GrtI a	GrtI a	GrtI b	GrtI a	GrtI a	GrtI b	Grt II	GrtI I	GrtI I	GrtI I	GrtI I	GrtI I	GrtI I	GrtI I
Point	7-a	7-b	7-c	2-a	2-b	2-c	8-a	8-b	8-c	1-a	1-b	6-a	6-b	6-c	8-a	8-b	
Part	Core	Core	Rim	Core	Core	Rim	Core	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Rim	Core	Rim	
SiO ₂	37.23	38.20	38.52	36.94	37.17	38.28	38.44	38.26	37.75	37.91	38.21	38.77	38.86	38.54	38.64	38.25	
TiO ₂	0.13	0.06	0.08	0.15	0.11	0.09	0.12	0.05	0.11	0.05	0.03	0.02	0.05	0.01	0.02	0.01	
Al ₂ O ₃	21.49	21.73	21.69	21.29	21.50	21.39	21.69	21.56	21.10	20.87	21.45	21.69	21.99	21.48	21.63	21.58	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.06	0.10	0.00	0.04	0.02	0.08	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	
V ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.00	0.06	0.09	
FeO	30.96	31.24	30.16	29.90	30.76	29.14	29.96	30.88	30.81	30.82	27.93	31.05	31.07	28.36	29.17	28.06	
MnO	3.00	2.07	0.31	4.70	3.89	1.18	2.52	2.33	1.83	4.16	2.99	1.53	1.73	2.65	3.38	3.41	
MgO	1.46	1.63	2.36	1.02	1.11	1.87	1.57	1.53	1.68	3.01	4.11	5.78	5.90	4.24	4.98	4.47	
CaO	7.09	6.61	8.37	6.97	6.86	7.55	6.93	7.01	6.10	2.61	5.60	2.41	2.07	5.29	3.01	4.52	
Na ₂ O	0.07	0.09	0.07	0.06	0.06	0.00	0.10	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	
K ₂ O	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
F	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.12	
Cl	0.03	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	
Total	101.52	101.81	101.62	101.19	101.56	99.50	101.51	101.83	99.54	99.46	100.39	101.30	101.84	100.59	101.12	100.53	
Formula																	
Si	3.002	3.018	3.018	3.000	3.003	3.069	3.042	3.021	3.047	3.059	3.010	3.017	3.009	3.029	3.029	3.013	
Ti	0.008	0.004	0.005	0.009	0.007	0.005	0.007	0.003	0.007	0.003	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	
Al	1.989	2.023	2.002	1.984	1.993	2.021	2.023	2.007	2.007	1.919	1.991	1.990	2.007	1.989	1.998	2.003	
Cr	0.000	0.001	0.000	0.004	0.006	0.000	0.002	0.001	0.005	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	
Fe ₃₊	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe ₂₊	2.033	2.064	1.976	1.978	2.024	1.954	1.983	2.039	2.079	2.080	1.840	2.021	2.012	1.864	1.912	1.848	
Mn	0.199	0.138	0.021	0.314	0.259	0.080	0.169	0.156	0.125	0.284	0.200	0.101	0.114	0.177	0.224	0.227	
Mg	0.171	0.192	0.276	0.121	0.130	0.223	0.185	0.180	0.202	0.363	0.482	0.670	0.681	0.497	0.587	0.524	
Ca	0.596	0.559	0.703	0.590	0.578	0.649	0.587	0.593	0.528	0.226	0.473	0.201	0.172	0.445	0.253	0.382	
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
XAlm	0.678	0.699	0.664	0.659	0.677	0.672	0.678	0.687	0.709	0.704	0.614	0.675	0.676	0.625	0.644	0.620	
XPrp	0.057	0.060	0.090	0.040	0.043	0.007	0.063	0.061	0.000	0.101	0.160	0.224	0.220	0.160	0.190	0.170	
XGrs	0.199	0.189	0.233	0.199	0.190	0.223	0.201	0.200	0.101	0.000	0.150	0.067	0.050	0.140	0.080	0.120	
XSpes	0.066	0.047	0.007	0.105	0.087	0.027	0.058	0.053	0.043	0.000	0.067	0.034	0.038	0.059	0.075	0.076	
XFe	0.920	0.910	0.880	0.940	0.940	0.900	0.910	0.920	0.910	0.852	0.792	0.751	0.747	0.790	0.767	0.779	

جدول ۲. آنالیزهای شیمیایی میکروپروب گارنت‌های موجود در متابازیت‌ها و فیلونیت‌های گاربن‌شیفتر کمپلکس گل‌گوهر

Complex Rock Type Sample Mineral Point Part	Gol-e-Gohar																	
	Metabasite														Garbenschiefer phyllite			
	GB93								GB259						GS-234			
	Garnet								A-1	A-2	A-3	B-1	B-2	B-3	A-1	A-2	A-3	A-4
	B-1	B-2	B-3	B-4	C-1	C-2	C-3	C-4	Core	Middle	Rim	Core	Middle	Rim	Core	Core	Rim	Rim
SiO ₂	38.95	39.05	39.23	39.32	38.42	38.29	38.89	39.23	38.37	38.20	37.69	38.18	38.36	38.68	38.23	38.27	38.45	38.24
TiO ₂	0.00	0.07	0.06	0.06	0.01	0.12	0.07	0.07	0.11	0.12	0.08	0.15	0.16	0.06	0.13	0.09	0.02	0.08
Al ₂ O ₃	21.57	21.96	21.88	21.26	21.64	21.50	21.70	21.52	21.48	21.35	21.31	21.60	21.96	21.81	21.30	21.46	21.70	21.21
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.03	0.07
V ₂ O ₃	0.00	0.04	0.05	0.04	0.10	0.00	0.01	0.02	0.06	0.06	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	32.16	30.68	28.94	28.99	30.37	28.84	30.19	30.03	27.66	27.02	28.22	28.29	28.32	28.63	29.93	30.82	31.32	31.43
MnO	2.13	1.97	0.98	0.97	2.89	2.67	0.89	0.86	4.31	4.31	0.94	3.49	2.24	1.74	1.89	1.94	2.20	2.01
MgO	2.79	2.72	3.07	3.08	2.53	2.27	3.13	3.62	2.00	2.02	2.64	1.92	2.21	2.56	1.70	1.35	2.18	2.15
CaO	6.29	6.29	7.36	7.40	6.24	6.79	7.20	7.26	8.16	8.15	8.14	8.10	8.20	8.33	7.58	6.89	6.66	6.68
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
F	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.32	0.30	0.00	0.18	0.12	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.15
Total	103.99	102.91	101.56	101.14	102.26	100.60	102.09	102.62	102.56	101.66	99.18	101.97	101.65	101.87	100.83	100.89	102.59	102.06
Formula	12 O																	
Si	2.996	3.029	3.061	3.084	3.007	3.040	3.024	3.027	3.000	3.011	3.018	2.997	3.008	3.016	3.036	3.047	3.001	3.008
Ti	0.000	0.004	0.003	0.003	0.001	0.007	0.004	0.004	0.007	0.007	0.005	0.009	0.010	0.003	0.008	0.006	0.001	0.005
Al	1.956	2.007	2.012	1.966	1.996	2.012	1.988	1.958	1.979	1.983	2.011	1.998	2.029	2.005	1.993	2.014	1.996	1.966
Cr	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002	0.004
Fe ₃	0.049	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Fe ₂	2.019	1.990	1.888	1.902	1.988	1.915	1.963	1.938	1.804	1.781	1.890	1.857	1.857	1.867	1.988	2.052	2.044	2.063
Mn	0.139	0.130	0.064	0.065	0.191	0.179	0.059	0.056	0.286	0.288	0.064	0.232	0.148	0.115	0.127	0.131	0.145	0.134
Mg	0.320	0.315	0.357	0.360	0.295	0.269	0.363	0.417	0.233	0.238	0.315	0.225	0.259	0.297	0.201	0.160	0.254	0.252
Ca	0.518	0.522	0.615	0.622	0.523	0.578	0.600	0.600	0.683	0.688	0.698	0.681	0.689	0.696	0.645	0.588	0.557	0.563
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
XAlm	0.674	0.673	0.646	0.645	0.663	0.651	0.658	0.644	0.600	0.595	0.637	0.620	0.629	0.628	0.671	0.700	0.681	0.685
XPrp	0.107	0.106	0.122	0.122	0.098	0.092	0.122	0.138	0.078	0.079	0.106	0.075	0.088	0.100	0.068	0.055	0.085	0.084
XGrs	0.173	0.177	0.210	0.211	0.175	0.196	0.201	0.199	0.227	0.230	0.235	0.227	0.233	0.234	0.218	0.201	0.186	0.187
XSpess	0.046	0.044	0.022	0.022	0.064	0.061	0.020	0.019	0.095	0.096	0.021	0.077	0.050	0.039	0.043	0.045	0.048	0.044
XFe	0.866	0.864	0.841	0.841	0.871	0.877	0.844	0.823	0.886	0.882	0.857	0.892	0.878	0.863	0.908	0.928	0.890	0.890

Chemistry and formation mechanism of garnet in the metapelites and metabasites from the Gol-e-Gohar metamorphic complex, Kerman province

H. Fatehi

Dept., of geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman

* hoseinfatehi61@gmail.com

Received: 2018/6/3

Accepted: 2018/9/22

Abstract

The recorded textural evidences of garnets included in the metapelites and metabasites from the Gol-e-Gohar complex in southeastern Sanandaj-Sirjan zone highlight evidences of syn-S₁ growth, post S₁ schistosity, syn-S₂ and after S₂ schistosity. The presence of two generations of garnet (Grt_{1a}, Grt_{1b}) in metapelites suggest dehydration continuous reaction $Grt_{1a} + Bt_1 = Bt_{1l} + Grt_{1b} + Qz + H_2O$. Compositional profiles of garnet crystals in the metapelites and metabasites show decreasing spessartine and X_{Fe} proportions and increase of pyrope and almandine from the center to the rim. All garnets belong to the pyralspite series (Spessartine-Almandine-Pyrope) and are almandine-rich. Increasing Mn in the garnet core is indicative of differentiation and crystalline growth associated with metamorphic processes. On the other hand, the lack of clear zoning of Ca and Al from the center to the rim of garnets and the minor changes of Fe element from the center to the rim could be an indicative of a closed system and Fe²⁺/Fe³⁺ non-oxidation during metamorphism indicating growth of garnets occurred due to crystalline growth and differentiation of elements during metamorphism. Also, increasing Mg and Fe from the center to the garnet rim along with increasing Ca contents in hornblendes and decreasing Ca and An contents in plagioclase from their centers to the margins suggest that the garnets probably formed by reaction between hornblende and plagioclase as the reaction $Hornblende + Anorthite = Garnet + Quartz + H_2O$. The coarsening and rapid growth of garnet and hornblende porphyroblasts removed H₂O from the fluids and resulted in a gradual increase in the CO₂ contents of the fluids. Sporadic calcites in the matrix testifies this issue.

Keywords: Metapelite, Metabasite, Garnet, Gol-e-Gohar complex, Sanandaj-Sirjan zone