



## سنگ‌زایی اتول گارنت‌ها در مجموعه‌ی دگرگونی بلندپرچین در جنوب غرب ماهنشان

شهریار محمودی\*، شایسته آزادبخت

دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۰/۱۸، نسخه نهایی: ۹۳/۳/۷)

**چکیده:** مجموعه‌ی دگرگونی بلندپرچین در شمال غرب شهرستان زنجان قرار دارد و از لحاظ ساختاری در مرز منطقه‌ی ایران مرکزی و سهندج سیرجان واقع شده است. سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی شامل مجموعه‌ای شیبست‌های متنوع، مرم‌های ناخالص و متاسنداستون است که توده‌های گرانیته‌ی و گرانودیوریتی در بخش مرکزی و شمالی آن تزریق شده است. بخش مرکزی مجموعه بلندپرچین با گسل‌های رورانده با روند شمال غربی-جنوب شرقی بریده شده است. بررسی‌های سنگ نگاری و تجزیه‌های شیمیایی از سنگ کل، تجزیه‌های شیمیایی نقطه‌ای و عکس‌های پرتو ایکس از نمونه‌های جمع آوری شده از منطقه‌ی مورد بررسی، نشان می‌دهد در گارنت میکاشیست‌ها، دو گروه گارنت وجود دارد که در شرایط سنی و ترمودینامیکی متفاوت متبلور شده‌اند. هر دو گروه گارنت‌ها دارای ساختار منطقه‌ای متفاوت و یک گروه دارای بافت‌های غیر تعادلی از نوع اتول شکل بوده که تاریخچه‌ی رخدادهای دگرگونی منطقه را در خود ذخیره کرده‌اند. به نظر می‌رسد در آخرین فاز دگرگونی، مجموعه‌ی ماه نشان به دمای ۴۸۶ تا ۵۲۱ درجه‌ی سانتی گراد و فشار ۳/۲ تا ۳/۸ کیلو بار رسیده است. شواهد موجود نشان می‌دهد فاز دگرگونی قبلی در فشار و دمای بالاتری رخ داده و سپس طی یک مرحله سرد شدگی سریع مجموعه دگرگونی به اعماق کمتر پوسته صعود کرده است.

**واژه‌های کلیدی:** اتول گارنت؛ گارنت میکاشیست؛ ساختار زونه؛ ترموبارومتري؛ بلندپرچین.

### مقدمه

[۱-۷]. در اثر این فرآیندهای غیر تعادلی در سنگ‌های دگرگون، ممکن است برخی از گارنت‌های دگرگون بافت‌هایی مانند هاله، سیم‌پلکتیک، ماهی‌گون، اتولی و غربالی به وجود آورند. بافت‌های اتولی انواع خاصی از بافت‌های کرونائی هستند که مورد توجه پژوهشگران مختلف قرار گرفته است و متشکل از یک بخش مرکزی گارنت است که با مخلوطی از چند کانی دیگر که در فازهای دگرگونی بعدی ایجاد شده‌اند احاطه شده است. حلقه‌ی اطراف اتول‌ها معمولاً از بیوتیت، مسکویت، فلدسپات، کوارتز و اکسید آهن [۸] تشکیل شده است. در مواردی جزایر گارنت را می‌توان به صورت یک حلقه که باریک شکاف گارنت نامیده می‌شود [۹] دیده شود. به طور کلی،

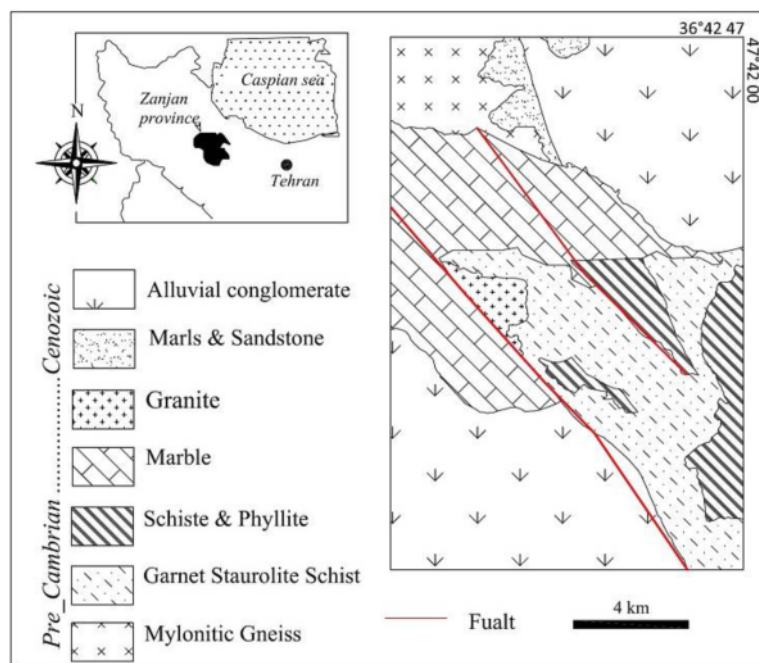
ترکیب شیمیایی بلورها در سنگ‌های دگرگونی تابع دما (T)، فشار (P)، ترکیب سنگ مادر، سیالات (X) و زمان است. نمودار P-T-X که از این طریق به دست می‌آید به درک طیف گسترده‌ای از پدیده‌ها، از جمله فرآیندهای کوهزایی، چرخه‌ی سنگ و چرخه‌ی سیالات در مقیاس زمان‌های زمین‌شناسی می‌انجامد. در این تاریخچه معمولاً فرض می‌شود در مقیاس مقاطع نازک واکنش‌ها به صورت تعادلی است. ولی عملاً واقعیت بسیار متفاوت است و ما می‌توانیم بافت‌های باقی مانده، بلورهای محصور و تعداد زیادی از این گونه شواهد مبنی بر ناتعادلی بودن واکنش‌ها را در نمونه‌های طبیعی مشاهده کنیم

چه مجموعه‌ی تکاب دارای روند عمومی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است و به طور خاصی به زون سندج-سیرجان وابسته است ولی از لحاظ خصوصیات زمین‌شناسی به نظر می‌رسد که بیشترین شباهت را با زون ایران مرکزی دارد. بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران، مجموعه تکاب توسط زمین‌شناسان مختلف در زون‌های زمین‌شناسی متفاوت، واقع شده است [۱۸]. به عنوان مثال این مجموعه توسط [۱۹] سلطانیه-میشو و زون البرز-آذربایجان [۲۰، ۱۸] جزئی از ایران مرکزی، و توسط [۲۱] در زون سندج-سیرجان قرار گرفته است. مجموعه ماهنشان از نظر تقسیم‌بندی زون‌های زمین‌شناسی محل برخورد سه زون ایران مرکزی، البرز-آذربایجان و سندج-سیرجان است [۲۲] (شکل ۱). مجموعه‌ی ماه نشان شامل انواع شیست‌ها، شبه ماسه سنگ، کربنات‌های ناخالص دگرگون شده و گرانیت است. به نظر می‌رسد بخش‌های متاپلیتی‌سنگ‌های دگرگونی تحت تأثیر شرایط ترمودینامیکی متفاوت طی فازهای مختلف دگرگونی از پالئوزوئیک و مزوزوئیک پاراژن‌های مختلف دگرگونی را به وجود آورده است. کانی‌های شاخص در اوج دگرگونی در این سنگ‌ها عبارتند از گارنت و استارولیت که بافت‌های حفظ شده در پورفایروبلست‌های موجود تأثیر چند فاز دگرگون در منطقه-ی مورد بررسی را اثبات می‌کند.

ایجاد چنین بافت‌هایی خصوصاً در گارنت به دلیل عدم تعادل نهائی در واکنش‌های ژئوشیمیائی است، که تحت تأثیر عوامل جنبشی از جمله میزان سیالات، یون‌های محلول و زمان قرار دارد. البته پیدایش اتول گارنت‌ها هنوز به روشنی بررسی و تحلیل نشده است. ادخال‌های ریز گارنت به‌عنوان هسته‌ی تشکیل گارنت جدید در پلی متامورفیسم با چرخه‌های P-T پیچیده‌ی ساعت‌گرد در سنگ‌های پلیتی مجموعه‌های دگرگون نیز از عوامل یاد شده برای ایجاد این پدیده است [۱۱، ۱۰]. این پدیده از مناطق مختلفی از جمله ایرلند، [۱۲] و بوهمین ماسیو [۱۳]، چین [۱۴]، در دگرگونی ناحیه‌ای پربنه [۱۵]، در گنیس‌های کوارتز فلدسپاتی در نیوزیلند [۱۶] و اکلوژیت‌های منطقه آرمور فرانسه [۱۷] مورد بررسی قرار گرفته است. در مجموعه دگرگونی بلند پرچین جنوب غرب ماهنشان نیز چنین پدیده‌ای وجود دارد که در این مقاله مورد بررسی قرار گرفته است.

#### زمین‌شناسی منطقه

مجموعه بلندپرچین در شمال‌غرب ایران و جنوب غرب استان زنجان واقع شده است. منطقه‌ی مورد بررسی در استان زنجان در طول‌های جغرافیایی  $47^{\circ}40'$  تا  $47^{\circ}30'$  شرقی و عرض‌های  $36^{\circ}47'$  تا  $36^{\circ}36'$  شمالی قرار دارد. مجموعه‌ی ماهنشان در راستای مجموعه‌ی دگرگونی تکاب قرار دارد. اگر



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (با تلخیص از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهنشان؛ [۲۳].

## سنگ نگاری

گارنت میکاشیست مورد بررسی حاوی گارنت، بیوتیت، مسکویت، کوارتز و کلسیت است. کلریت به‌عنوان کانی محصول دگرگونی برگشتی و برخی موارد استرولیت نیز به عنوان کانی اتفاقی وجود دارند. بر اساس مشاهدات میکروسکوپی دو دسته گارنت در سنگ‌های نام برده وجود دارند دسته‌ی اول بلورهای گارنت شکل‌دار تا نیمه شکل‌داری است که دارای مرزهای مشخص با کانی‌های مجاور است (شکل-۲الف). این گروه در مناطقی نزدیک به توده‌ی گرانیته بلند پرچین برداشته شده‌اند. دسته‌ی دوم بلورهای گارنت غالباً بی‌شکل و گاهی دارای مرز نامشخص با بلور مجاور هستند، اذخال‌های از کوارتز و کانی‌های کدر، کلسیت و کلریت بافت پویی کیلوبلاست را در برخی بلورها گروه دوم گارنت‌ها به وجود آورده است (شکل ۲ب). بلورهای پوششی کلریت که به صورت جزیره‌ای باقی مانده و بلورهای گارنت در آن‌ها به چشم می‌خورد. کلریت به صورت دروغین در غالب کانی‌های با دمای بالاتر از جمله گارنت تشکیل شده است. همچنین بعضی از بلورهای گارنت به‌طور کامل به وسیله-ی کانی کلسیت جایگزین شده‌اند. گارنت‌ها دارای سایه فشاری متقارنند که این سایه‌ی فشاری‌ها غالباً با کلریت و کوارتز پر شده است. بلورهای استرولیت دارای بافت غربالی به‌صورت خیلی کمیاب در سنگ مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز با روی تکراری نیز در زمینه‌ی سنگ قابل مشاهده است. که احتمالاً به‌صورت اولیه در سنگ وجود داشته است. سنگ دارای نوارهای غنی از میکا (M-domain)، و از کوارتز (Q-domain) است که معمولاً بلورهای درشت گارنت این گروه دوم در مرز نوار غنی از کوارتز و غنی از میکا رشد کرده‌اند. این گروه در مناطق نزدیک به توده‌ی گرانیته بلند پرچین برداشته شده است.

## پورفیروبلاست‌ها

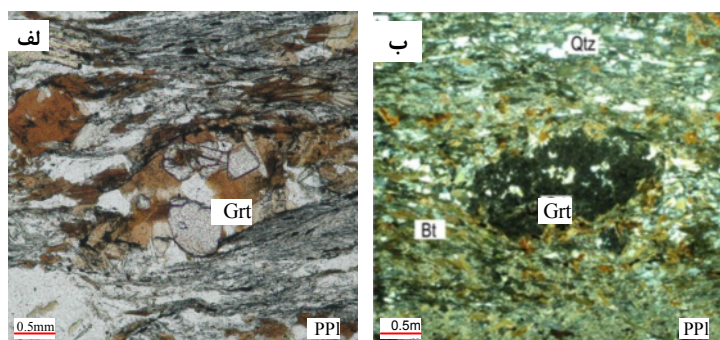
گارنت: بلورهای گارنت گروه دوم توصیف شده در بخش سنگ-نگاری بافت‌های باریر ریف گارنت و اتول گارنت را نشان می‌دهند. باریر ریف گارنت به طور نسبی دانه درشت هستند (بیشتر از ۲ میلی‌متر) و به طرف داخل دارای ساختار منطقه‌ای هستند که بر اساس گسترش نوع اذخال‌ها تقسیم می‌شوند. (شکل الف ۳) منطقه‌ی I از باریر ریف گارنت کاملاً خالص بوده و از نظر خصوصیات میکروسکوپی مشابه گارنت‌های سالم در نوع اول است، زون II دارای اذخال‌های کلسیت و کوارتز است و

زون III با اذخال‌های کدر و کلریت و کوارتز است. در بیشتر بلورها ساختاری ناپیوسته از گارنت مشاهده می‌شود. منطقه‌ی II بیشتر قطعه قطعه (خرد شده) است، بنابراین در برخی قسمت‌ها زون‌های I و III با هم ارتباط دارند. اتول گارنت‌ها دارای یک حفره‌ی حاوی انبوهه‌هایی از بیوتیت+کوارتز  $\pm$  آلپیت  $\pm$  فنزیت در اندازه‌ی ۰/۸ تا ۰/۱ میلی‌متر است. آبسنگ پیرامون حفره به بخش درونی غنی از اسپسارتین و بخش بیرونی غنی از آلماندن تقسیم می‌شود (شکل-۳ب). این بلورها به صورت واضحی بر اساس تعاریف ارائه شده باریر ریف گارنت هستند ولی معمولاً محققین مختلف به طور کلی واژه‌ی اتول گارنت را برای توصیف آنها به کار برند [۲۴].

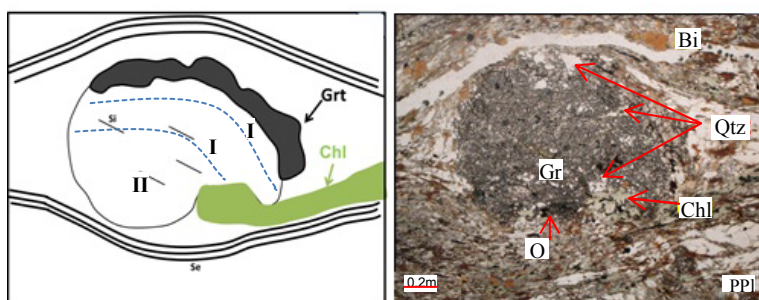
## ژئوشیمی

ترکیب عناصر اصلی سنگ کل به روش (XRF). نشان می‌دهد که گارنت میکاشیست از یک پروتولیت پلیتی غنی از سیلیسم و آهن تشکیل شده است [۲۷،۲۶،۲۵]. از دو گروه گارنت میکاشیست‌های شناسائی شده در بررسی‌های سنگ‌نگاری، چهار نمونه (جدول ۱) انتخاب شده و با استفاده از دستگاه تجزیه نقطه‌ای (EPMA) با شرایط تجزیه به‌وسیله‌ی دستگاه Cameca SX100 و در شرایط شتاب ولتاژ 10KV و طیف جریان 10nA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران روی ۳ کانی گارنت، بیوتیت و پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه در ۳ الی ۱۰ نقطه روی عناصر اصلی صورت گرفت (جدول ۱). گارنت نوع اول در حاشیه دارای حداکثر مقدار آلماندن و در مرکز اسپسارتین است. گارنت‌های نوع دوم دارای حاشیه‌های با ترکیب مشابه با گارنت نوع اول (زون I) غنی از آلماندن و فقیر از گراسولار و اسپسارتین است، این گارنت‌ها در بخش مرکزی دارای ترکیب غنی از گراسولار است (زون III) و در بخش میانی اسپسارتین فاز غنی شده است (زون II).

تجزیه‌های شیمیائی انجام شده روی کانی بیوتیت روی بلورهای مجزا در گارنت میکاشیست‌های گروه اول و دوم در نمونه‌های مورد بررسی انجام شده است که در جدول ۲ به عنوان نمونه دیده می‌شوند. بیوتیت‌های موجود در گارنت‌شیت‌های گروه اول و دوم دارای ترکیب تقریباً مشابهی بوده و از نوع بیوتیت‌های آهن‌دار با XFe متوسط ۰/۵۵ هستند (شکل ۴ الف). گستره‌ی کوچک تغییرات ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر تشکیل آنها در شرایط ترمودینامیکی مشابه است.



شکل ۲ مقطع میکروسکوپی گارنت شیبست‌های منطقه‌ی بلند پرچین. الف) گارنت‌های خود شکل بدون شواهد مبنی بر دگرگونی برگشتی و فاقد منطقه بندی شیمیائی (ب) بلورهای اتول گارنت دارای ادخال‌های فراوان و حواشی بریده.



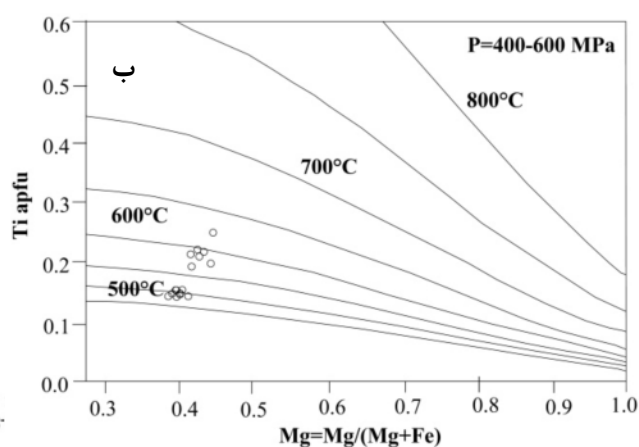
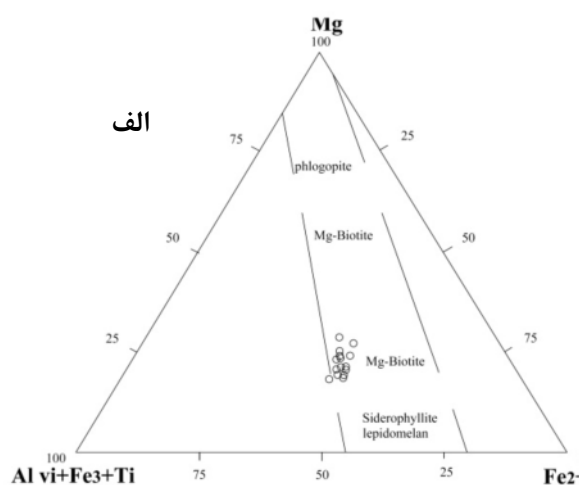
شکل ۳ اتول گارنت‌هایی دارای زون بندی بر اساس فراوانی ادخال‌ها و ترکیب شیمیائی الف) طرح گرافیکی از منطقه بندی گارنت‌ها ب). تصویر میکروسکوپی که طرح منطقه بندی آن نمایش داده شده است.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی گارنت در نمونه‌های BS-112, BS-120 و محاسبه جزء مولی اعضای انتهائی گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است (n.d کمتر از حد تشخیص).

| Sample                         | BS-112 (Grt)   |                |                |                |                |                |                |                |                |                 | SB-120 (Grt)   |                |                |                |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Wt%                            | P <sub>1</sub> | P <sub>2</sub> | P <sub>3</sub> | P <sub>4</sub> | P <sub>5</sub> | P <sub>6</sub> | P <sub>7</sub> | P <sub>8</sub> | P <sub>9</sub> | P <sub>10</sub> | P <sub>1</sub> | P <sub>2</sub> | P <sub>3</sub> | P <sub>4</sub> |
| SiO <sub>2</sub>               | ۳۷٫۶۵          | ۳۷٫۵۵          | ۳۷٫۶۵          | ۳۶٫۸۳          | ۳۲٫۵۲          | ۳۸٫۶۸          | ۳۷٫۹۲          | ۳۶٫۸۳          | ۳۶٫۹۰          | ۳۷٫۶۸           | ۳۷٫۰۷          | ۳۷٫۱۹          | ۳۷٫۱۵          | ۳۷٫۲۵          |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰٫۰۹           | ۰٫۰۹           | ۰٫۱۶           | ۰٫۵۴           | ۰٫۱۹           | ۰٫۱۵           | ۰٫۱۴           | ۰٫۱۳           | ۰٫۱۴           | ۰٫۱۴            | ۰٫۰۳           | ۰٫۱۱           | ۰٫۰۴           | ۰٫۰۳           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۲۰٫۱۸          | ۲۰٫۴۶          | ۲۰٫۱۸          | ۱۹٫۰۲          | ۲۰٫۲۳          | ۱۹٫۵۴          | ۲۰٫۲۲          | ۲۰٫۴۶          | ۲۰٫۷۲          | ۲۰٫۳۳           | ۲۰٫۹۷          | ۲۱٫۱۳          | ۲۰٫۹۶          | ۲۰٫۹۰          |
| FeO                            | ۲۷٫۶۵          | ۲۷٫۱۹          | ۲۶٫۱۶          | ۲۱٫۹۴          | ۲۵٫۰۳          | ۲۳٫۰۵          | ۲۶٫۱۸          | ۲۶٫۰۵          | ۲۶٫۸۳          | ۲۹٫۴۴           | ۲۹٫۶۱          | ۲۶٫۴۶          | ۲۶٫۳۰          | ۲۹٫۱۳          |
| MnO                            | ۲٫۹۴           | ۳٫۳۲           | ۴٫۴۸           | ۵٫۷۳           | ۶٫۵۶           | ۴٫۸۴           | ۴٫۲۹           | ۳٫۱۶           | ۲٫۷۳           | ۲٫۷۹            | ۱۰٫۲۴          | ۱۲٫۷۹          | ۱۳٫۱۷          | ۱۰٫۱۸          |
| MgO                            | ۱٫۱۵           | ۰٫۹۴           | ۰٫۸۷           | ۰٫۷۷           | ۰٫۸۰           | ۰٫۶۵           | ۰٫۷۶           | ۰٫۸۹           | ۱٫۰۲           | ۰٫۸۸            | ۱٫۵۱           | ۱٫۳۷           | ۱٫۲۵           | ۱٫۵۱           |
| CaO                            | ۱۰٫۷۴          | ۱۰٫۷۳          | ۱۰٫۷۹          | ۱۲٫۵۹          | ۹٫۷۷           | ۱۰٫۲۸          | ۱۰٫۷۶          | ۱۰٫۷۰          | ۹٫۹۹           | ۱۰٫۶۳           | ۱٫۲۲           | ۱٫۶۵           | ۱٫۷۸           | ۱٫۲۰           |
| Na <sub>2</sub> O              | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۱           | n.d            | n.d            | n.d            | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱            | ۰٫۰۵           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۱           |
| K <sub>2</sub> O               | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d             | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            |
| Total                          | ۱۰۱٫۴۲         | ۱۰۰٫۳۱         | ۱۰۰٫۳۲         | ۹۹٫۴۶          | ۱۰۰٫۱۲         | ۹۴٫۶۴          | ۱۰۰٫۲۷         | ۹۸٫۵۱          | ۹۸٫۵۵          | ۹۹٫۹۴           | ۱۰۰٫۷۰         | ۱۰۰٫۷۳         | ۱۰۰٫۶۸         | ۱۰۰٫۲۱         |
| mol                            |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                 |                |                |                |                |
| Si                             | ۲٫۹۷           | ۲٫۹۹           | ۳٫۰۰           | ۲٫۹۵           | ۳٫۰۰           | ۳٫۰۲           | ۳٫۰۲           | ۲٫۹۹           | ۲٫۹۹           | ۳٫۰۱            | ۲٫۹۷           | ۲٫۸۵           | ۲٫۷۵           | ۲٫۷۵           |
| Al <sub>iv</sub>               | ۰٫۰۲           | n.d            | n.d            | ۰٫۰۴           | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d            | n.d             | ۰٫۰۲           | ۰٫۱۴           | ۰٫۲۴           | ۰٫۲۴           |
| Al <sub>vi</sub>               | ۱٫۸۵           | ۱٫۹۳           | ۱٫۹۰           | ۱٫۷۶           | ۱٫۹۱           | ۱٫۹۵           | ۱٫۹۰           | ۱٫۹۶           | ۱٫۹۸           | ۱٫۹۲            | ۲٫۰۱           | ۱٫۷۷           | ۱٫۶۲           | ۱٫۶۱           |
| Ti                             | ۰٫۰۶           | n.d            | n.d            | ۰٫۱۵           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱            | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱           | n.d            | n.d            |
| Fe <sup>3+</sup>               | ۰٫۰۶           | ۰٫۰۵           | ۰٫۰۶           | ۰٫۰۷           | ۰٫۰۵           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۵           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۴            | n.d            | ۰٫۱۹           | ۰٫۳۳           | ۰٫۳۴           |
| Fe <sup>2+</sup>               | ۱٫۷۵           | ۱٫۷۶           | ۱٫۶۸           | ۱٫۶۲           | ۱٫۶۲           | ۱٫۶۹           | ۱٫۶۸           | ۱٫۷۵           | ۱٫۸۱           | ۱٫۷۹            | ۱٫۹۹           | ۱٫۵۰           | ۱٫۲۲           | ۱٫۴۰           |
| Mn                             | ۱٫۱۹           | ۰٫۲۲           | ۰٫۳۰           | ۰٫۴۴           | ۰٫۳۴           | ۰٫۲۹           | ۰٫۲۹           | ۰٫۲۱           | ۰٫۱۸           | ۰٫۱۸            | ۰٫۶۹           | ۰٫۸۳           | ۰٫۸۲           | ۰٫۶۳           |
| Mg                             | ۰٫۱۳           | ۰٫۱۱           | ۰٫۱۰           | ۰٫۰۹           | ۰٫۰۸           | ۰٫۰۹           | ۰٫۰۹           | ۰٫۱۰           | ۰٫۱۲           | ۰٫۱۰            | ۰٫۱۸           | ۰٫۱۵           | ۰٫۱۳           | ۰٫۱۶           |
| Ca                             | ۰٫۹۰           | ۰٫۹۱           | ۰٫۹۲           | ۱٫۰۸           | ۰٫۸۳           | ۰٫۹۳           | ۰٫۹۲           | ۰٫۹۳           | ۰٫۸۶           | ۰٫۹۱            | ۰٫۱۴           | ۰٫۶۳           | ۰٫۹۵           | ۰٫۹۵           |
| mol% X                         |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                 |                |                |                |                |
| Almandine                      | ۰٫۵۵           | ۰٫۵۷           | ۰٫۵۴           | ۰٫۴۱           | ۰٫۵۱           | ۰٫۵۲           | ۰٫۵۴           | ۰٫۵۷           | ۰٫۶۰           | ۰٫۵۷            | ۰٫۶۶           | ۰٫۰۴           | ۰٫۲۷           | ۰٫۳۳           |
| Andradite                      | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۲            | n.d            | ۰٫۰۸           | ۰٫۱۶           | ۰٫۱۷           |
| Grossular                      | ۰٫۲۶           | ۰٫۲۷           | ۰٫۲۷           | ۰٫۲۷           | ۰٫۳۲           | ۰٫۲۵           | ۰٫۰۳           | ۰٫۲۹           | ۰٫۲۸           | ۰٫۲۸            | ۰٫۰۳           | ۰٫۱۱           | ۰٫۱۵           | ۰٫۱۴           |
| Pyrope                         | ۰٫۰۴           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۴           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۴           | ۰٫۰۳            | ۰٫۰۶           | ۰٫۵۰           | ۰٫۴۰           | ۰٫۵۰           |
| Spessartine                    | ۰٫۰۶           | ۰٫۰۷           | ۰٫۱۰           | ۰٫۱۳           | ۰٫۱۴           | ۰٫۱۱           | ۰٫۱۰           | ۰٫۰۷           | ۰٫۰۶           | ۰٫۰۶            | ۰٫۲۳           | ۰٫۲۷           | ۰٫۲۷           | ۰٫۲۱           |
| Total                          | ۰٫۹۸           | ۰٫۹۹           | ۰٫۹۳           | ۰٫۹۸           | ۰٫۹۸           | ۰٫۹۷           | ۰٫۹۹           | ۰٫۹۹           | ۰٫۹۹           | ۰٫۹۸            | ۰٫۹۹           | ۰٫۹۵           | ۰٫۹۱           | ۰٫۹۱           |

جدول ۲ تعدادی از تجزیه‌های شیمیائی نقطه‌ای بیوتیت‌های موجود در نمونه‌ی BS-120, BS-112 فرمول ساختاری بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

| Sample                         | BS-120         |                |                |                |                |                | SB-112         |                |                |                 |                |                |                |                |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Wt%                            | P <sub>1</sub> | P <sub>2</sub> | P <sub>3</sub> | P <sub>4</sub> | P <sub>5</sub> | P <sub>6</sub> | P <sub>7</sub> | P <sub>8</sub> | P <sub>9</sub> | P <sub>10</sub> | P <sub>1</sub> | P <sub>2</sub> | P <sub>3</sub> | P <sub>4</sub> |
| SiO <sub>2</sub>               | ۳۵٫۴۲          | ۳۳٫۶۱          | ۳۵٫۱۱          | ۳۴٫۹۸          | ۳۵٫۵۰          | ۳۵٫۴۳          | ۳۶٫۷۶          | ۳۶٫۸۳          | ۳۷٫۳۰          | ۳۷٫۱۰           | ۳۷٫۶۴          | ۳۶٫۹۱          | ۳۷٫۴۸          | ۳۷٫۱۰          |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰٫۷۹           | ۱٫۲۶           | ۱٫۰۹           | ۱٫۲۶           | ۱٫۲۵           | ۱٫۲۲           | ۲٫۶۹           | ۱٫۷۵           | ۲٫۱۱           | ۲٫۱۷            | ۲٫۰۴           | ۲٫۲۰           | ۲٫۱۶           | ۲٫۱۵           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۹٫۱۹          | ۱۹٫۱۵          | ۲۰٫۰۴          | ۱۸٫۹۸          | ۱۹٫۶۱          | ۲۰٫۱           | ۱۸٫۳۶          | ۱۸٫۳۹          | ۱۸٫۳۴          | ۱۸٫۳۳           | ۱۸٫۵۳          | ۱۸٫۱۶          | ۱۷٫۱۱          | ۱۷٫۹۹          |
| FeO                            | ۲۰٫۰۹          | ۲۲٫۰۷          | ۲۱٫۴۹          | ۲۱٫۷۷          | ۲۱٫۱۳          | ۲۱٫۱۱          | ۱۹٫۶۵          | ۱۹٫۶۲          | ۱۹٫۴۴          | ۱۹٫۵۵           | ۱۹٫۵۱          | ۱۹٫۶۶          | ۱۹٫۱۸          | ۱۹٫۵۳          |
| MnO                            | ۰٫۱۹           | ۰٫۱۶           | ۰٫۱۵           | ۰٫۱۶           | ۰٫۱۸           | ۰٫۱۳           | ۰٫۲۹           | ۰٫۲۷           | ۰٫۲۵           | ۰٫۲۸            | ۰٫۲۷           | ۰٫۲۹           | ۰٫۲۶           | ۰٫۲۹           |
| MgO                            | ۸٫۸۰           | ۸٫۳۹           | ۸٫۹۱           | ۸٫۷۹           | ۸٫۵۲           | ۸٫۴۷           | ۱۰٫۱۴          | ۱۰٫۱۵          | ۱۰٫۲۰          | ۱۰٫۱۳           | ۱۰٫۲۸          | ۹٫۶۶           | ۱۰٫۵۹          | ۱۰٫۱۸          |
| CaO                            | ۰٫۴۱           | ۰٫۱۳           | ۰٫۱۵           | ۰٫۱۴           | ۰٫۲۳           | ۰٫۲۶           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۵            | ۰٫۰۵           | ۰٫۳۷           | ۰٫۶۴           | ۰٫۴۱           |
| Na <sub>2</sub> O              | ۰٫۰۷           | ۰٫۱۸           | ۰٫۱۷           | ۰٫۱۸           | ۰٫۲۳           | ۰٫۲۱           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۵           | ۰٫۲۰           | ۰٫۰۱            | n.d            | ۰٫۲۴           | ۰٫۱۶           | ۰٫۱۰           |
| K <sub>2</sub> O               | ۷٫۷۱           | ۹٫۱۱           | ۹٫۳۳           | ۹٫۶۵           | ۹٫۱۲           | ۹٫۲۰           | ۶٫۹۷           | ۶٫۹۷           | ۶٫۹۳           | ۶٫۸۰            | ۶٫۳۷           | ۶٫۳۰           | ۵٫۷۹           | ۶٫۲۹           |
| Total                          | ۹۹٫۲۰          | ۹۸٫۳۶          | ۱۰۰٫۹۷         | ۹۹٫۱۵          | ۱۰۰٫۲۵         | ۱۰۰٫۴۶         | ۹۸٫۳۸          | ۹۹٫۶۱          | ۹۸٫۳۹          | ۹۹٫۲۱           | ۹۸٫۷۹          | ۹۹٫۴۶          | ۹۸٫۱۲          | ۹۷٫۷۲          |
| <b>mol</b>                     |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                 |                |                |                |                |
| Si                             | ۵٫۳۹           | ۵٫۲۶           | ۵٫۲۹           | ۵٫۳۸           | ۵٫۳۶           | ۵٫۳۳           | ۵٫۴۵           | ۵٫۵۰           | ۵٫۵۱           | ۵٫۵۰            | ۵٫۵۲           | ۵٫۵۲           | ۵٫۵۹           | ۵٫۵۲           |
| Al <sup>iv</sup>               | ۲٫۶۰           | ۲٫۷۳           | ۲٫۷۱           | ۲٫۶۱           | ۲٫۶۳           | ۲٫۶۶           | ۲٫۵۴           | ۲٫۴۹           | ۲٫۴۸           | ۲٫۴۹            | ۲٫۴۷           | ۲٫۴۷           | ۲٫۴۰           | ۲٫۴۷           |
| Al <sup>vi</sup>               | ۰٫۸۴           | ۰٫۸۰           | ۰٫۸۵           | ۰٫۸۲           | ۰٫۸۵           | ۰٫۸۸           | ۰٫۶۶           | ۰٫۷۴           | ۰٫۷۰           | ۰٫۷۱            | ۰٫۷۳           | ۰٫۷۲           | ۰٫۶۰           | ۰٫۶۸           |
| Ti                             | ۰٫۰۹           | ۰٫۱۴           | ۰٫۱۲           | ۰٫۱۴           | ۰٫۱۴           | ۰٫۱۳           | ۰٫۳۰           | ۰٫۱۹           | ۰٫۲۳           | ۰٫۲۴            | ۰٫۲۲           | ۰٫۲۴           | ۰٫۲۴           | ۰٫۲۴           |
| Fe                             | ۲٫۸۱           | ۲٫۹۸           | ۲٫۷۰           | ۲٫۸۰           | ۲٫۶۶           | ۲٫۶۵           | ۲٫۴۳           | ۲٫۴۵           | ۲٫۴۰           | ۲٫۴۲            | ۲٫۳۹           | ۲٫۴۶           | ۲٫۳۹           | ۲٫۴۳           |
| Mn                             | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳            | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۳           |
| Mg                             | ۱٫۹۹           | ۱٫۹۶           | ۲٫۰۰           | ۱٫۸۱           | ۱٫۹۱           | ۱٫۹۰           | ۲٫۲۴           | ۲٫۲۶           | ۲٫۲۴           | ۲٫۲۴            | ۲٫۲۵           | ۲٫۱۵           | ۲٫۳۵           | ۲٫۲۶           |
| Ca                             | ۰٫۰۶           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۳           | ۰٫۰۴           | n.d            | n.d            | n.d            | n.d             | n.d            | ۰٫۰۵           | ۰٫۱۰           | ۰٫۰۶           |
| Na                             | ۰٫۰۲           | ۰٫۰۵           | ۰٫۰۵           | ۰٫۰۵           | ۰٫۰۶           | ۰٫۰۶           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۱           | ۰٫۰۵           | n.d             | n.d            | ۰٫۰۷           | ۰٫۰۴           | ۰٫۰۲           |
| K                              | ۱٫۴۹           | ۱٫۸۲           | ۱٫۷۹           | ۱٫۸۸           | ۱٫۷۵           | ۱٫۷۶           | ۱٫۳۱           | ۱٫۳۲           | ۱٫۳۰           | ۱٫۲۸            | ۱٫۲۷           | ۱٫۲۰           | ۱٫۱۰           | ۱٫۱۹           |
| <b>mol% X</b>                  |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                 |                |                |                |                |
| Y total                        | ۶٫۱۵           | ۵٫۸۸           | ۶٫۰۲           | ۵٫۹۰           | ۵٫۹۹           | ۵٫۹۷           | ۶٫۲۷           | ۶٫۳۰           | ۶٫۳۱           | ۶٫۳۱            | ۶٫۳۷           | ۶٫۲۴           | ۶٫۳۴           | ۶٫۳۰           |
| X total                        | ۱٫۵۸           | ۱٫۸۹           | ۱٫۸۶           | ۱٫۹۶           | ۱٫۸۶           | ۱٫۸۷           | ۱٫۳۲           | ۱٫۳۴           | ۱٫۳۶           | ۱٫۲۹            | ۱٫۲۶           | ۱٫۳۳           | ۱٫۲۵           | ۱٫۲۸           |
| Al total                       | ۳٫۴۴           | ۳٫۳۳           | ۳٫۵۵           | ۳٫۴۴           | ۳٫۴۹           | ۳٫۵۵           | ۳٫۲۰           | ۳٫۲۴           | ۳٫۱۹           | ۳٫۲۰            | ۳٫۲۰           | ۳٫۲۹           | ۳٫۰۰           | ۳٫۱۵           |
| X <sub>Fe</sub>                | ۰٫۵۸           | ۰٫۵۸           | ۰٫۵۷           | ۰٫۶۱           | ۰٫۵۸           | ۰٫۵۸           | ۰٫۵۲           | ۰٫۵۲           | ۰٫۵۱           | ۰٫۵۲            | ۰٫۵۱           | ۰٫۵۳           | ۰٫۵۰           | ۰٫۵۱           |



شکل ۴ الف) ترکیب شیمیائی گارنت بر مبنای [۳۲]: ب) منحنی‌های هم‌دما بر اساس دماسنجی تیتان بیوتیت‌های گارنت میکاشیست‌های منطقه-ی مورد بررسی [۳۰].

## بحث

## ژئوترموبارومتري

تبادل یونی Fe-Mg در زوج کانی‌های بیوتیت و گارنت یکی از متداول‌ترین ترموبارومترهای دگرگونی در سری پلیتی است. بیش از ۳۰ روش محاسبه از طرف محققین مختلف ارائه شده است که همگی بر اساس فرض وجود تعادل ترمودینامیکی کامل بین گارنت و بیوتیت استوار است. برای محاسبه دما و فشار گارنت میکاشیست‌های منطقه بلورهای بیوتیت مجاور و بخش حاشیه‌ای گارنت‌های نوع اول سنجش شده‌اند که احتمال وجود تعادل ترمودینامیکی در آنها بیشتر است [۲۸]. محاسبات انجام شده بر مبنای [۲۹] ۴۸۶ تا ۵۲۱ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۲ تا ۳/۸ کیلو بار بدست می‌دهد. شواهد موجود در بخش‌های حاوی گارنت گروه دوم مبنی بر عدم تعادل ژئوشیمیایی کامل وجود دارد که استفاده از این روش را در گارنت میکاشیست‌های گروه دوم ناکارآمد کرده است.

علاوه بر تبالات یونی، ترکیب بیوتیت، دما بر روی میزان Ti نیز موثر است. اما عواملی نظیر فشار، شیمی کانی بیوتیت و مجموعه کانی‌های همراه آنها نیز مهم هستند [۳۰، ۳۱] بر اساس میزان Ti و مقدار  $X_{Mg}=1-X_{Fe}$  موجود در ساختار بیوتیت، با استفاده از معادله  $T=[(\ln(Ti)-a-c(X_{Mg})^3)/b]0.333$  است. این روش برای بررسی شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های متاپلیتی پرآلمین و فشارهای ۴ تا ۵ کیلو بار پیشنهاد شده است. دقت این دماسنج  $\pm 24$  درجه سانتیگراد برای دما پایین و  $\pm 12$  درجه سانتیگراد برای دماهای بالا است [۳۰]. در فرمول ارائه شده مقدار Ti، تعداد اتم‌های محاسبه شده در فرمول ساختاری (apfu) بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. دماسنجی بیوتیت‌های موجود در شیست‌های مورد مطالعه دماهای میانگین ۴۸۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. همچنین نتایج حاصل از این محاسبات نشان می‌دهد بیوتیت‌های گارنت میکاشیست‌های گروه دوم (اتول گارنت‌ها) دماهای پائین‌تری را نشان می‌دهد (شکل-۴ب) [۳۲].

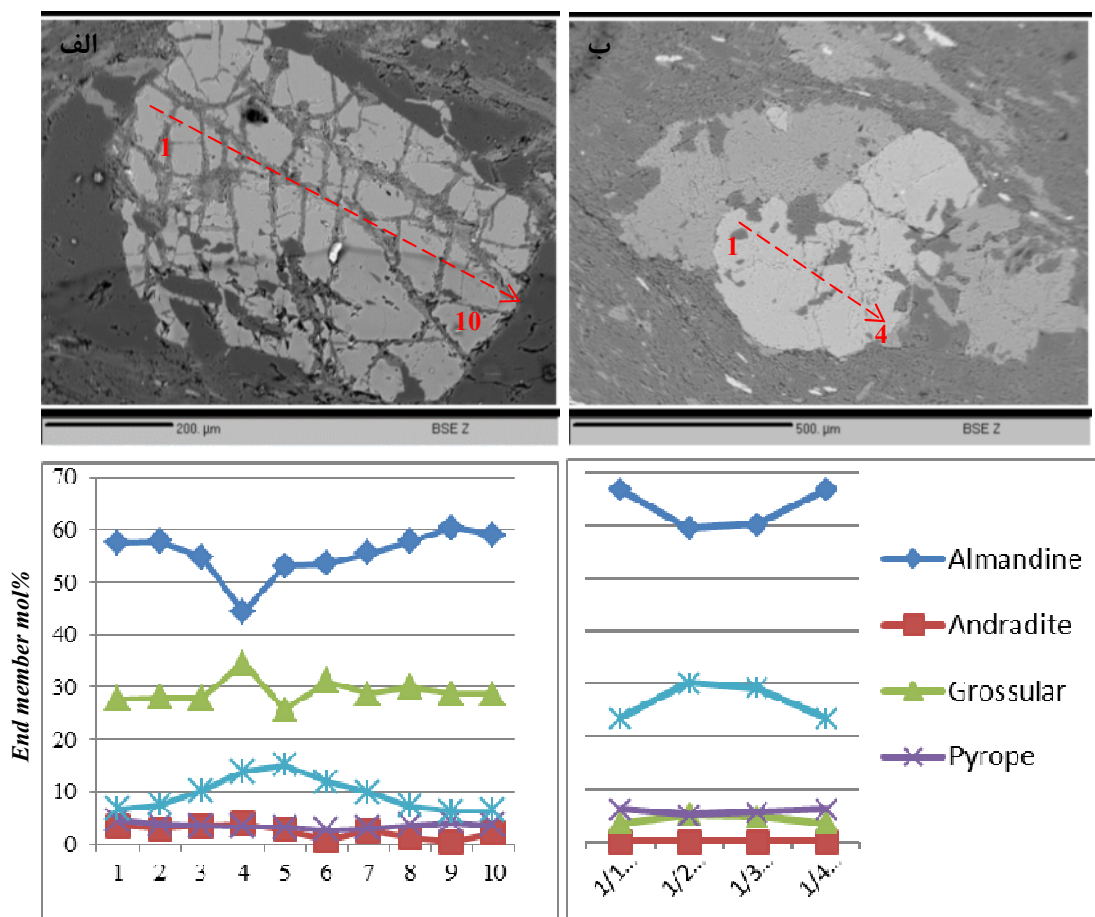
## خاستگاه ساختارهای منطقه‌ای گارنت

دلایل مختلفی برای اشکال اتول گارنت بیان شده‌اند. مهمترین دلایل ذکر شده برای ایجاد ساختارهای زونه و نیز بافت‌های

آتولی در گارنت‌ها تغییرات سرعت انتشار عناصر کلسیم، آهن، منگنز و منیزیم در اثر عوامل جنبشی است [۳۳، ۱۰]. عدم تعادل ژئوشیمیایی در برخی موارد در اثر نرخ بالای کاهش دمای مجموعه‌ی دگرگونی ایجاد می‌شود [۳۴]. ترکیب سیالات نیز از مهمترین عوامل کنترل کننده‌ی منطقه‌بندی در گارنت است [۳۵]. در بررسی همزیستی گارنت+بیوتیت+مسکویت در نمونه‌های مورد بررسی و محاسبات ترموبارمتري که گستره‌ی دمائی ۴۸۰ تا ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را تعیین می‌کند، حاکمیت زون گارنت حین آخرین حادثه‌ی دگرگونی در این سنگ را نشان می‌دهد. ترکیب بیوتیت‌ها در دو گروه گارنت میکاشیست‌ها تفاوت روشنی در عناصر Fe, Mg و Ti را نشان می‌دهد بیوتیت‌های موجود در گارنت میکاشیست‌های گروه اول از منیزیم و تیتان غنی شده که بیانگر دمای بالاتر تشکیل این گروه است. ویژگی‌های بافتی بلورهای بیوتیت، تبلور این کانی را در هر دو گروه در آخرین رخداد دگرگونی تایید می‌کند در گارنت‌های گروه اول بخش مرکزی حاوی اسپسارتین حجم اصلی بلور را تشکیل داده است و حاشیه نسبتاً باریک آلماندن اطرف بخش مرکزی غنی از اسپسارتین را احاطه می‌کند (شکل-۴ الف). با توجه به رشد گارنت‌های گروه دوم که اغلب در مرز بخش‌های غنی از میکا و غنی از قرار دارند و نیز به نظر می‌رسد که شرایط و ترکیب شیمی بیوتیت‌ها، شرایط چندان مناسبی برای انتشار و نقل انتقالات یونی برای تعادل کامل واکنش‌های دگرگونی در اتول گارنت‌های گروه دوم وجود ندارد. ادخال‌های کدر و حواشی کلریتی به به شدت تحت تأثیر کاهش دما و فشار طی یک دوره‌ی زمانی است. با توجه به تغییرات نوسانی آهن و کلسیم در بخش مرکزی اتول گارنت‌ها، کوتاه بودن دوره‌ی تغییرات ترمودینامیکی در سنگ محتمل بنظر می‌رسد با افزایش دمای سنگ، در حاشیه گارنت شبیه مشابه با گارنت‌های گروه اول ولی با مقادیر کمتر آهن مشاهده می‌شود (شکل ۵ ب). ترکیب غنی‌تر از گراسولار اتول گارنت‌ها نیز احتمالاً ناشی از فاصله دورتر نسبت به منبع عناصر فلزی است. زیرا ترکیب شیمیایی سنگ مادر در هر دو گروه مشابه است. نباید از نظر دور داشت که تحرک کمتر یون کلسیم نسبت به آهن و منگنز سرعت انتشار را کاهش داده و رسیدن به تعادل ژئوشیمیایی نیازمند زمان بیشتری خواهد بود. سرعت نسبی انتشار برای عناصر مختلف به صورت

مهمترین عامل ایجاد این پدیده در منطقه‌ی مورد بررسی سرعت بالای زون فرورانس نسبت به مناطق مجاور و نیز کمبود سیالات ماگمایی و دگرگونی در منطقه است.

DMn>DFe>DMg>DCa [۳۶]. زون‌های فرورانس با سرعت بالا عموماً به تولید مجموعه‌های دگرگون حاوی شواهد منطقه‌بندی گارنت‌ها منجر می‌شود با توجه به شرایط یاد شده



شکل ۵ تصاویر پرتو ایکس و نمودار درصد اعضای انتهائی گروه گارنت (الف) گارنت‌های گروه اول که ترکیب ساده اسپسارتین و آلمانین دارند. (ب) اتول گارنت‌های گروه دوم که دارای حاشیه کلریتی و ترکیب منطقه‌ی نوسانی هستند.

#### برداشت

$Ar^{40}/Ar^{39}$  مسکویت در شیب‌های پلیتی منطقه‌ی زرشوران [۴۵]. فراخاست پی‌سنگ‌ها در زون سنندج- سیرجان در حدود ۲۰ میلیون سال پیش (اوایل میوسن) را تایید می‌کنند. با توجه به شواهد ارائه شده در این پژوهش بنظر می‌رسد زنجیره‌ی رسوبی شامل ماسه‌سنگ‌های ناخالص بعلاوه میان لایه‌های آهکی و شیلی از پرکامبرین، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته حد دگرگونی تا رخساره‌ی آمفیبولیت و زون گارنت و استرولیت بالا رفته و طی فراخاست سریع نهائی در شرایط ایجاد بافت‌های غیر تعادلی باعث تشکیل اتول

شواهد ریز ساختاری موجود در منطقه‌ی مورد بررسی [۳۷-۴۰] موبد این موضوع است، که حداقل چهار فاز دگرگون متوالی و تغییر شکلی در مجموعه ماهنشان موثر بوده است. بررسی‌های چینه‌شناسی و سن‌سنجی [۴۲، ۴۱، ۲۳] گستره‌ی زمانی فعالیت‌های دگرگونی و ماگماتیسیم را از پرکامبرین تا عهد حاضر گسترش داده است. اگرچه نتایج سال‌سنجی K-Ar سنگ‌های شیبستی در منطقه زرشوران [۴۳]، داده‌های ایزوتوبی (U-Th/He) آپاتیت در منطقه ماهنشان [۴۴] و سال‌سنجی

- and Petrology, v. 146, p. 546–565, doi: 10.1007/s00410-003-0520-8 (2004).
- [7] Muller T., Baumgartner L.P., Foster C.T., Jr., Vennemann T.W., "*Metastable prograde reactions in contact aureoles*", *Geology*, v. 32, p. 821–824, doi: 10.1130/G20576.1 (2004).
- [8] Semellie J. A. T., "*Formation of atoll garnet from the aureole of the Ardara Plateau Co. Donegal, Ireland*", *Mineralogical magazine* 39, p. 878–888 (1974).
- [9] Enami M., Win Ko Z., Win A., Tsuboi. M., "*Eclogite from the Kumon range, Myanmar: Petrology and tectonic implications*", *Gondwana Research* 21 548–558 (2012).
- [10] Gibson R. L., "*Sequential, syndeformational porphyroblast growth during Hercynian low-pressure/high-temperature metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees*", *Journal of Metamorphic Geology*, 10, p 637–650 (1992).
- [11] Casco A.G., Roldán R. L., "*Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt, Southern Spain*", *Journal of Petrology*, 37, p 1207–1239 (1996).
- [12] Homam. S. M., "*Formation of atoll garnet in the Ardara aureole, NW Ireland*", *Journal of Islamic Republic of Iran* 14 (3), p. 247–258 (2003).
- [13] Spisiak J., Hovorka D., "*Eclogites with atoll-like garnets raw material of an Aeneonlithic axe*" from site Svodin, Slovakia. *Krystalinikum*, 29, p. 139–146 (2003).
- [14] O'Brien P.J., Carswell T., "*Atoll garnet formation in an eclogite from Dabie Mts., China*" <http://www.geo.unipotsdam.de/mitarbeiter/index.html> (2006).
- [15] Artherton M.P., Edmonds W.M., "An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks", *Earth and Planetary Science Letters*. 1, p 185–193 (1966).
- [16] Cooper A.F., "*Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand*", *Ibid.*, 13, p. 457–492 (1972).
- [17] Godard G., "*Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern*

گارتها شده است. در فاز بعدی دگرگونی و تزریق توده‌های گرانیتهی جوانتر احتمالاً همزمان با فاز اصلی ماگماتیسم سندج سیرجان در ژوراسیک میانی مجموعه‌ی ماه نشان در عمق کمتر و دمای تقریباً مشابه دگرگون شده به گونه‌ای که درجه‌ی دگرگونی برای تولید استروولیت کافی نبوده است و مجدداً درجه‌ی دگرگونی تا حد زون گارت بالا رفته است. پراکندگی نمونه‌های برداشت شده حاوی گارت‌های گروه اول در اطراف روستای بلند پرچین و در نزدیکی توده‌ی گرانیتهی و فقدان هاله‌ی دگرگونی نشان دهنده‌ی شاهدهی بر تأثیر تزریق ماگمای جوان در مجموعه‌ی دگرگونی در اعماق متوسط پوسته در عمق ۸ الی ۱۰ کیلومتری است.

#### مراجع

- [1] Ridley J., Thompson A.B., "*The role of mineral kinetics in the development of metamorphic microtextures, in Walther, J.V., and Wood, B.J., eds., Fluid-rock interactions during metamorphism*", New York, Springer, p. 154–193 (1986).
- [2] Rubie D.C., "*Disequilibrium during metamorphism: The role of nucleation kinetics, in Treloar, P.J., and O'Brien, P.J., eds., What drives metamorphism and metamorphic reactions?*" London, Geological Society, Special Publications, no. 138, p. 199–214 (1998).
- [3] Spear F.S., Daniel, C.G., "*Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine*", USA: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 179–195, doi: 10.1046/j.0263-4929.2000.00306.x (2001).
- [4] Baxter E.F., DePaolo D.J., "*Field measurement of high temperature bulk reaction rates II: Interpretation of results from a field site near Simplon Pass, Switzerland*", *American Journal of Science*, v. 302, p. 465–516 (2002).
- [5] Carlson W.D., "*Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism*" *American Mineralogist*, v. 87, p. 185–204 (2002).
- [6] Luttge A., Bolton E.W., Rye D.M., "*A kinetic model of metamorphism: An application to siliceous dolomites*", *Contributions to Mineralogy*

- garnet-biotite geothermometer*". American mineralogy, p 85:881-892 (2000).
- [29] Bhattacharya A., Krishnakumar K.R., Raith, M., Sen, S.K., "An improved set of  $a-X$  parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer", Journal of Petrology 32, p 629-656 (1991).
- [30] Chamberlain C. P., "Metamorphic zonation in south-central New Hampshire, M A", thesis, Dartmouth College, Hanover (1981).
- [31] Henry D.J., Guidotti C.V., "Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications", American Mineralogist, 87 p375-382 (2002).
- [32] Foster M. D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", U.S. Geological Survey Professional, p. 354B 1-49 (1960).
- [33] Florence F.P., Spear F.S., "Intergranular diffusion kinetics of Fe and Mg during retrograde metamorphism of a pelitic gneiss from the Adirondack Mountains", Earth and Planetary Science Letters, 134, p 329-340 (1995).
- [34] Wilbur D.E., Ague J.J., "Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies", Geology, v. 34, No. 8, p. 689-692 (2006).
- [35] Hwang S. L., Shen P., Yui T.F., Chu H.T., "On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet", Journal. metamorphic Geol., 2003, 21, p761-769 (2005).
- [36] Korolyuk V.N., Lepezin G.G., "Analysis of experimental data on the diffusion coefficients of Fe, Mn, Mg, and Ca in garnets", Russian Geology and Geophysics. Valum 49, p 557-569 (2008).
- [۳۷] ساکی ع.، میرزاوند غ.م. "بررسی ترکیب منشاء و محیط تکتونیکی سنگ‌های رسی دگرگون شده‌ی کمپلکس ماهنشان (متاپلیت‌ها)"، فصلنامه‌ی زمین‌شناسی کاربردی (۱۳۸۷).
- American Massif, France*" In: Smith E.D. (Ed.) Eclogites and Eclogite-Facies Rocks. Elsevier, Amsterdam, p 451-519 (1988).
- [۱۸] بربریان م.، "دگرریختی قاره‌ای در فلات ایران زمین"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۵۲ (۱۳۶۰).
- [۱۹] افتخارنژاد ج.، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، (۱۳۵۹) ص ۱۹-۲۸.
- [۲۰] نبوی م. ج.، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور"، (۱۳۵۵) ص ۱۰۹.
- [۲۱] باباخانی ا. ر.، "نقشه زمین‌شناسی تخت سلیمان مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۶۹).
- [۲۲] آقائباتی ع.، "نقشه پهنه‌های رسوبی ساختاری عمده ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳).
- [۲۳] سبزه‌ای م.، "نقشه زمین‌شناسی ماهنشان مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۷۳).
- [24] Cheng H., Nakamura E., Kobayashi K., Zhou, Z., "Origin of atoll garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone", American Mineralogist 92, p 1119-1129 (2007).
- [25] Mchkenzie D.P., "Some remarkson the development of sedimentary basins", Earth Plant. Sci. Lett., 40, p52-32 (1978).
- [26] De la Roche H., "Sur l existence De plusieurs geochimiques Dans les schistes palezoiques des pyrenees Luchonnaises", Geol. Rundsh., 55:p 274-300 (1966).
- [27] WinklerJ.D.H., "Petrogenesis of Metamorphic rocks", Springr-Verlag New York (1976).
- [28] Holdaway M.J., "Application of new experimental and garnet Margules data to the

- [38] ساکی ع.، "مطالعه دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی سنگ‌های جنوب غرب ماهشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد"، دانشگاه تبریز (۱۳۸۱).
- [39] آزادبخت ش.، "ترموبارومتري کالک‌سیلیکات‌ها در کمپلکس دگرگونی ماهشان بر اساس ماکل‌های موجود در بلورهای کلسیت"، شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی (۱۳۹۱).
- [40] آرين م.، "تحليل ساختاري بخش جنوب شرق تکاب"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۶).
- [41] غضنفری ف.، "پتروژنز سنگ‌های دگرگونی شمال شرق تکاب با نگرشی ویژه به کانی‌سازی روی و سرب در معدن انگوران"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران (۱۳۷۰).
- [42] جمشیدی‌بدر م.، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای دگرگونه مجموعه سورات در شاهین دژ (ورقه تکاب"، رساله دکتری دانشگاه خوارزمی (۱۳۸۸).
- [43] Mehrabi B., Yardley B.W.D., Cann J.R., "Sediment-hosted disseminated gold mineralisation at Zarshuran, NW Iran", *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 673–696 (1999).
- [44] Stockli D.F., Hassanzadeh J., Stockli L.D., Axen G.J., Walker J.D., Dewane T.J., "Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intraarc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran", *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 36, no. 5, p. 319 (2004).
- [45] Gilg H.A., Boni M., Balassone G., Allen C.R., Banks D., Moore F., "Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: Interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex", *Mineralium Deposita*, v. 41, p. 1–16 (2006).