

بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد (پهنه سندرچ-سیرجان)

سمیه رحمانی جوانمرد^۱، زهرا طهماسبی^{۲*}، زینگ دینگ^۳ و احمد احمدی خلجی^۴

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳. آزمایشگاه ژئوشیمی گوانجو، آکادمی علوم چین، گوانجو، چین

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۷/۰۱

چکیده

در شرق و جنوب شرق بروجرد واحدهای دگرگونی میکاگازنت‌شایست و هورنفلس بروزند دارند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم‌دار، پلاژیوکلاز، گارنت (آلماندین-اسپسارتین)، کلریت، کلدیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، بیوتیت و مسکوویت و به مقدار کمتری آپاتیت، اکسیدهای آهن (ایلمنیت و مگنتیت) و زیرکن هستند. با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل، سنگ مادر سنگ‌های مورد بررسی، سنگ‌های پلیتی بوده است. بر پایه اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر با قدرت میدانی بالا، محیط رسوبی تشکیل سنگ مولد متاپلیت‌های بروجرد، حاشیه فعال قاره‌ای بوده است. شیمی پورفیروبلاست‌های گارنت‌های موجود در برخی هورنفلس‌ها از مرکز به حاشیه بیانگر همگن بودن نسبی آنها نسبت به عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی است که این مسئله به پدیده انتشار در درجات بالای دگرگونی ($>600^\circ\text{C}$) نسبت داده شده است. بررسی الگوی منطقه‌بندی عناصر اصلی گارنت‌های موجود در شیست‌ها و برخی دیگر از هورنفلس‌ها بیانگر منطقه‌بندی ترکیبی معکوس با افزایش Mn و کاهش Fe و Mg از مرکز به حاشیه است. فرایند بازجذب منگنز در طی رشد گارنت، موجب افزایش Mn در حاشیه این گارنت‌ها شده است. حضور کلریت در حاشیه پورفیروبلاست‌های گارنت موجود در این شیست‌ها به‌وضوح نشان می‌دهد که فرایند بازجذب منگنز ممکن است در افزایش منگنز به‌سوی حاشیه نقش مهمی داشته باشد. روند تغییرات Y و HREE در گارنت درون شیست‌ها از مرکز به‌سوی حاشیه کاهش یافته است. رشد گارنت در یک سیستم بسته (تفریق رایلی عناصر سازگار) به‌عنوان یک فرایند احتمالی می‌تواند موجب افزایش محتوای منگنز و همچنین موجب کاهش فراوانی عناصر Y و HREE از مرکز به حاشیه در گارنت موجود در شیست‌ها شده باشد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در گارنت موجود در برخی از هورنفلس‌ها نسبتاً همگن بوده و روند خاصی را از مرکز به حاشیه نشان نمی‌دهند. عدم مشاهده منطقه‌بندی مشخص این عناصر در گارنت درون این هورنفلس‌ها احتمالاً ناشی از عدم تفکیک این عناصر در اثر رشد سریع گارنت بوده است.

واژه‌های کلیدی: انتشار، بروجرد، پهنه سندرچ-سیرجان، سنگ‌های دگرگونی، شیمی کانی، عناصر کمیاب خاکی، گارنت.

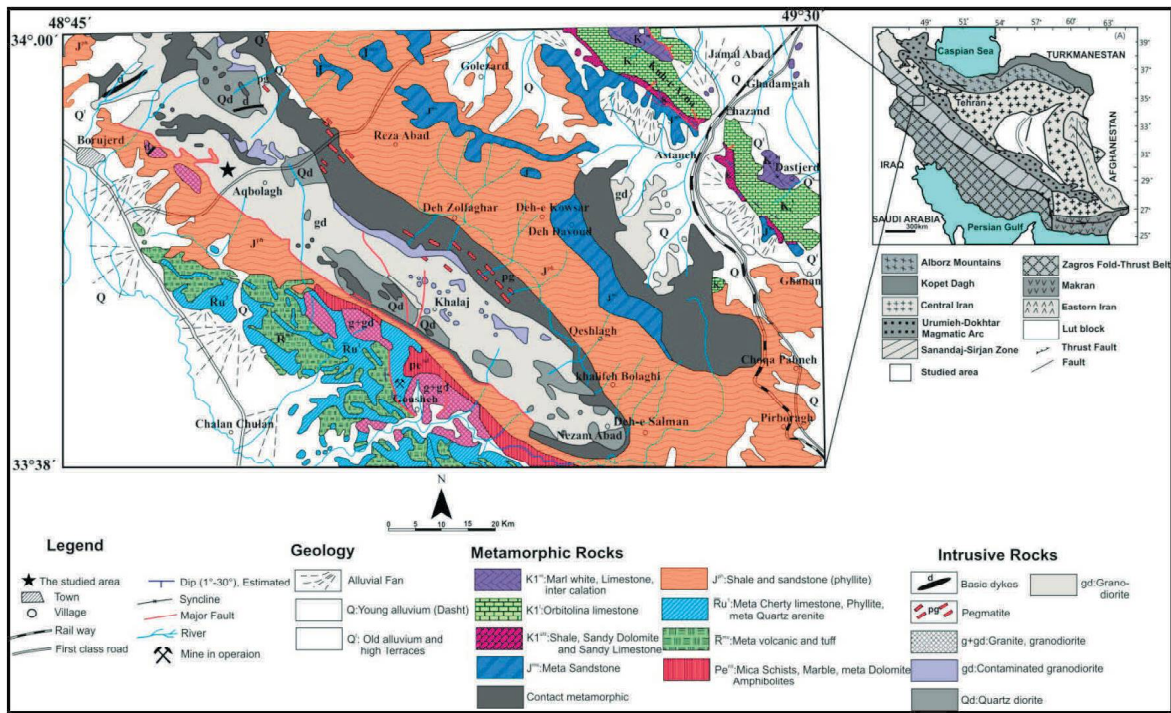
مقدمه

مطالعه گارنت در سنگ‌های دگرگونی به‌عنوان یک کانی مفید در بازسازی دما، فشار و زمان (P-T-t) تکامل پوسته زمین از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است که این امر عمدتاً به دلیل حضور آن در سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط و بالا، کاربرد آن در مطالعات دما-فشارسنجی و مهم‌تر از همه توانایی آن برای حفظ منطقه‌بندی ترکیبی است (e.g. Kohn, 2003; Ague and Carlson, 2013; Baxter and Scherer, 2013; Caddick and Kohn, 2013). منطقه‌بندی عناصر اصلی با ضریب انتشار بالا نظیر Mg و Fe در گارنت، معمولاً در درجه حرارت‌های بالا به‌وسیله فرایند انتشار تغییر پیدا می‌کند (e.g. Chakraborty and Ganguly, 1992; Carlson, 2002, 2006; Ganguly, 2010). در چنین مواردی، اطلاعات زمین‌شیمیایی مربوط به شرایط و عوامل رشد گارنت به‌طور کامل یا جزئی حذف خواهد شد (e.g. Florence and Spear, 1991; Kohn, 2003; Caddick et al., 2010; Ague and Axler, 2016). عناصر کمیاب در گارنت‌ها به دلیل ضریب انتشار پایین نسبت به عناصر اصلی اطلاعات زمین‌شیمیایی بیشتری را ارائه می‌دهند و مطالعه آنها می‌تواند بخش‌هایی از تاریخچه واکنش کانیایی نظیر رشد و انحلال کانی‌های فرعی از جمله زیرکن و مونازیت که عناصر اصلی را حذف می‌کنند ارائه دهد (Lanzirotti, 1995; Pyle and Spear, 1999; Kelsey and Powell, 2011; Carlson, 2012; Moore et al., 2013). در پهنه ساختاری سندج-سیرجان، مجموعه وسیعی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی رخنمون داشته که توسط سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای در برگرفته شده‌اند. در منطقه بروجرد، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عمدتاً از اسلیت، فیلیت و انواع شیست تشکیل شده‌اند و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز شامل شیست لکه‌دار، هورنفلس شیست، هورنفلس و میگماتیت‌های تزریقی هستند (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی ۴۵' ۴۸° تا ۴۹° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۴۵' ۳۳° تا ۳۴° شمالی واقع شده‌اند (شکل ۱). سنگ‌های آذرین اسیدی موجود در منطقه از نوع کوآرتز دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، آپلیت و پگماتیت بوده و دایک‌های دلریتی و گابرو (به‌صورت انکلاوهای بزرگ

درون کوآرتز دیوریت‌ها) سنگ‌های بازیگ موجود در منطقه را تشکیل می‌دهند (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) (شکل ۱). گسل‌ها مهم‌ترین ساختارهای ماکروسکوپی در منطقه مورد مطالعه هستند. از جمله آنها، گسل بزرگی به‌موازات حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی بروجرد می‌باشد (شکل ۱) که با راندن این توده بر روی سنگ‌های دگرگونی، سبب متفاوت شدن رخساره‌های دگرگونی در دو طرف آن شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). تاکنون در مورد عناصر فرعی و کمیاب خاکی گارنت موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد مطالعه‌ای صورت نگرفته است. از این رو، در طی این پژوهش، به توصیف و بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد، الگوی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب خاکی گارنت درون آنها پرداخته خواهد شد.

مواد و روش‌ها

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، به‌منظور تعیین شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد، تعداد شش عدد مقطع نازک صیقلی با ضخامت ۲۵۰ میکرون جهت تجزیه LA-ICP-MS و EPMA تهیه شد. عناصر اصلی در کانی گارنت از حاشیه-مرکز حاشیه در چندین نقطه به‌وسیله ریزپردازنده JEOL (مدل JXA-8100)، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان پرتو ۲۰ nA در کشور چین (آزمایشگاه ژئوشیمی گوانجو، آکادمی علوم چین) اندازه‌گیری شد. به‌منظور مطالعات زمین‌شیمیایی دقیق‌تر، ۳۴ عنصر کمیاب در چندین بلور گارنت و در چندین نقطه از حاشیه-مرکز حاشیه به‌وسیله تجزیه LA-ICP-MS در این آزمایشگاه اندازه‌گیری شد. همچنین به‌منظور مطالعات زمین‌شیمیایی از میان نمونه سنگ‌های دگرگونی برداشت شده، شش نمونه گارنت‌دار انتخاب و پس از خردایش به این آزمایشگاه ارسال شد تا به روش فلورانس اشعه ایکس (XRF) (Rigaku ZSX100e) برای عناصر اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد بررسی قرار گیرند. نتایج تجزیه شیمی مربوط به سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه و تجزیه ریزپردازی و همچنین تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری آن در جدول‌های ۱ تا ۵ ارائه شده است. علایم اختصاری کانی‌ها بر مبنای (Whitney and Evans, 2010) هستند.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد) (حاج ملاعلی و سهندی، ۱۳۷۱)

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی ترکیب کل سنگ‌های دگرگونی گارنت‌دار در منطقه بروجرد

Sample No.	RG1	RS2	RS6	DDS1	DDS2	GV15
Host rock	Hornfels	Schist	Schist	Schist	Schist	Hornfels
SiO ₂ (wt.%)	۶۵٫۴	۵۹٫۹۵	۶۲٫۴۸	۷۱٫۴۲	۵۴٫۷	۶۲٫۶
TiO ₂	۰٫۸۴	۰٫۹۴	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۱٫۶۴	۰٫۸۵
Al ₂ O ₃	۱۷٫۴۴	۱۹٫۴۲	۱۸٫۳۲	۱۲٫۲۶	۱۹٫۳۴	۱۸٫۹
Fe ₂ O ₃ (tot) ⁽¹⁾	۶٫۶۸	۷٫۷۳	۶٫۹۷	۶٫۷۶	۱۰٫۷۶	۷٫۱۳
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۹	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۱۳
MgO	۱٫۹۱	۲٫۴۷	۲٫۲۸	۲	۳٫۰۸	۲٫۲۶
CaO	۰٫۵۱	۱٫۱۴	۰٫۷۸	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۵۸
Na ₂ O	۱٫۶۴	۱٫۶۲	۱٫۲۶	۱٫۲۶	۱٫۳۴	۱٫۶۲
K ₂ O	۳٫۲۴	۳٫۳۵	۳٫۴۹	۱٫۳۸	۳	۳٫۹۸
P ₂ O ₅	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۱۴
LOI	۲٫۳۴	۳٫۳۵	۳٫۷۲	۳٫۰۵	۵٫۰۷	۲٫۲۱
Total	۱۰۰٫۲۸	۱۰۰٫۳۳	۱۰۰٫۴۵	۱۰۰٫۲	۹۹٫۸	۱۰۰٫۴
Be (ppm)	۲٫۰۹	۲٫۶۷	۲٫۴۱	۲٫۳۹	۴٫۵۳	۲٫۰۹
Sc	۱۳٫۸	۱۶٫۷	۱۳٫۷	۱۱٫۴	۱۹٫۸	۱۵٫۶
W	۱	۱	۱	۱	۶	۲
Sn	۲	۲	۳	۱	۱	۳
Ga	۲۳	۲۴٫۲	۲۳٫۹	۱۶	۲۶٫۳	۲۲٫۹
Rb	۱۷۲	۱۰۹	۱۱۰	۳۶	۷۶	۱۷۲
Sr	۱۱۸٫۵	۱۴۲	۱۰۹	۱۱۰	۹۴٫۹	۱۲۰٫۵
Y	۳۱٫۸	۳۱	۲۵٫۹	۲۲٫۴	۳۹٫۸	۲۴٫۹
Zr	۲۲۷	۲۱۸	۲۰۲	۲۳۵	۳۷۵	۲۲۶
Nb	۱۴٫۸	۱۵٫۱	۱۴٫۹	۱۳٫۶	۲۶٫۱	۱۴٫۴
Cs	۸٫۸۸	۲٫۹۱	۲٫۸۵	۲٫۰۸	۴٫۳۶	۱۳٫۳
Ba	۳۵۰	۳۴۰	۳۸۶	۴۰۹	۴۴۷	۴۰۸

ادامه جدول ۱.

Sample No.	RG1	RS2	RS6	DDS1	DDS2	GV15
Host rock	Hornfels	Schist	Schist	Schist	Schist	Hornfels
La	۴۲/۹	۴۲/۶	۳۸/۲	۳۱/۹	۵۹/۸	۴۷/۶
Ce	۸۸	۸۷/۲	۷۷/۲	۶۹/۸	۱۳۳/۳	۹۸/۳
Pr	۹/۴۸	۹/۳۸	۸/۴۵	۷/۰۶	۱۳/۴	۱۰/۶
Nd	۳۵/۶	۳۴/۹	۳۱/۳	۲۶/۳	۴۹	۳۹/۵
Sm	۶/۷	۶/۷۳	۶/۱۸	۴/۹۷	۹/۱۶	۷/۴۴
Eu	۱/۵	۱/۳۹	۱/۲۷	۱	۱/۰۷	۱/۵۳
Gd	۵/۸۹	۵/۷۷	۵/۳۵	۴/۵۵	۷/۷۵	۶/۲۹
Tb	۰/۸۶	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۵۹	۰/۹۹	۰/۸۲
Dy	۵/۳۱	۵/۱۴	۴/۴۷	۳/۷۷	۶/۶	۴/۷۵
Ho	۱/۱۶	۱/۱۱	۰/۹	۰/۷۸	۱/۴۴	۰/۹۳
Er	۳/۲۵	۳/۲	۲/۵۵	۲/۳۵	۴/۵۷	۲/۵۴
Tm	۰/۵	۰/۴۹	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۷۳	۰/۳۸
Yb	۳/۱۲	۳/۰۶	۲/۳۷	۲/۳۸	۴/۸۳	۲/۲۷
Lu	۰/۵	۰/۴۹	۰/۳۸	۰/۴	۰/۷۹	۰/۳۵
Hf	۶	۵/۸	۵/۵	۵/۹	۱۰/۳	۶/۱
Ta	۱/۲	۱/۲	۱/۱	۰/۹	۱/۷	۱/۱
Th	۱۶	۱۶/۲	۱۵/۰۵	۱۱/۳۵	۲۳/۲	۱۸/۷
U	۲/۹۶	۱/۶۹	۱/۶۶	۰/۹۸	۱/۳۹	۳/۵۷
Eu/Eu [*] (2)	۰/۷۱	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۶۳	۰/۳۸	۰/۶۶
LaN/YbN ⁽³⁾	۹/۳۶	۹/۴۷	۱۰/۹۷	۹/۱۲	۸/۴۳	۱۴/۲۷

1. Iron abundance is presented as total ferrous iron

2. $Eu/Eu^* = EuN / ((Sm+Gd)N)/2$

3. Chondrite normalized values were calculated using data from McDonough and Sun (1995)

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازشی حاشیه (R) و مرکز (C) گارنت‌های موجود در هورنفلس‌های منطقه بروجرد (wt. %). محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آنها (برحسب ۱۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u.)

Sample no.	RG1	RG1	RG1	RG1	RG1	GV15	GV15	GV15	GV15	GV15
Host rock	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels
Position	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R
Spot no.	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
SiO ₂	۳۶/۴۶	۳۶/۳۹	۳۶/۶۸	۳۶/۴۵	۳۶/۸۳	۳۶/۹۱	۳۷/۰۰	۳۷/۷۳	۳۷/۰۷	۳۷/۱۸
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۲۰/۵۰	۲۰/۴۸	۲۰/۳۷	۲۰/۱۸	۲۰/۳۹	۲۰/۶۰	۲۰/۷۷	۲۰/۹۸	۲۰/۶۵	۲۰/۷۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
FeO	۳۳/۷۸	۳۴/۶۵	۳۴/۸۶	۳۴/۵۱	۳۴/۶۵	۳۲/۴۹	۳۳/۵۲	۳۳/۶۳	۳۲/۸۲	۳۲/۲۱
MnO	۳/۸۲	۳/۱۷	۲/۹۳	۳/۱۱	۳/۶۲	۵/۳۳	۳/۶۵	۳/۰۴	۴/۲۵	۶/۰۷
MgO	۱/۷۹	۱/۸۳	۱/۹۴	۱/۸۷	۱/۸۷	۲/۱۰	۲/۵۳	۲/۶۰	۲/۳۲	۱/۹۳
CaO	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۵	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۷۹
Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۳۰	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۱۸	۰/۱۱
K ₂ O	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱
Total	۹۶/۹۶	۹۷/۱۷	۹۷/۳۹	۹۶/۷۵	۹۷/۹۴	۹۸/۶۷	۹۸/۶۹	۹۹/۳۶	۹۸/۱۲	۹۹/۰۹
Si	۳/۰۳	۳/۰۲	۳/۰۳	۳/۰۴	۳/۰۴	۳/۰۲	۳/۰۲	۳/۰۴	۳/۰۳	۳/۰۳
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{iv}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{vi}	۲/۰۱	۲/۰۱	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۹	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۲/۴۰	۲/۴۵	۲/۴۵	۲/۴۴	۲/۴۲	۲/۲۶	۲/۳۳	۲/۳۳	۲/۳۰	۲/۲۳

ادامه جدول ۲.

Sample no.	RG1	RG1	RG1	RG1	RG1	GV15	GV15	GV15	GV15	GV15
Host rock	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels
Position	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R
Spot no.	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
Mn	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۹	۰/۴۲
Mg	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۲۳
Ca	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷
Total	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۷	۷/۹۸	۷/۹۸
alm	۸۱/۶۸	۸۲/۹۸	۸۳/۲۲	۸۲/۹۵	۸۲/۰۰	۷۶/۳۷	۷۸/۶۸	۷۹/۸۶	۷۸/۰۹	۷۵/۵۷
adr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
grs	۱/۵۴	۱/۷۲	۱/۵۵	۱/۷۱	۱/۶۵	۲/۳۱	۲/۲۷	۲/۳۰	۲/۲۳	۲/۲۶
prp	۷/۵۵	۷/۶۸	۸/۱۳	۷/۸۸	۷/۷۹	۸/۶۶	۱۰/۴۳	۱۰/۷۰	۹/۶۳	۷/۹۱
sps	۹/۱۳	۷/۵۶	۶/۹۸	۷/۴۵	۸/۵۵	۱۲/۵۰	۸/۵۴	۷/۰۹	۱۰/۰۳	۱۴/۱۸
uv	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۷

جدول ۳. نتایج تجزیه ریزیردازشی حاشیه (R) و مرکز (C) گارنت‌های موجود در شیبست‌های منطقه بروجرد (wt.%). محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آنها (برحسب ۱۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u.)

Sample no.	RS2	RS2	RS2	RS2	RS2	DDS2	DDS2	DDS2	DDS2	DDS2
Host rock	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist
Position	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R
Spot no.	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
SiO ₂	۳۶/۹۶	۳۷/۱۳	۳۷/۲۱	۳۶/۹۳	۳۵/۴۷	۳۵/۳۷	۳۶/۲۰	۳۶/۴۱	۳۶/۲۷	۳۵/۲۳
TiO ₂	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۸
Al ₂ O ₃	۲۰/۶۴	۲۰/۷۲	۲۰/۵۶	۲۰/۵۴	۱۹/۸۳	۱۹/۵۳	۱۹/۹۰	۱۹/۹۷	۲۰/۰۹	۱۹/۱۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۲۴	۰/۰۸	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۰۶
FeO	۳۴/۱۱	۳۳/۴۲	۳۳/۷۴	۳۴/۴۹	۳۱/۸۹	۳۳/۴۲	۳۳/۶۹	۳۴/۳۴	۳۴/۱۴	۳۰/۵۲
MnO	۲/۳۹	۴/۱۲	۲/۴۱	۲/۲۹	۵/۷۱	۱/۴۵	۱/۵۱	۱/۵۵	۱/۶۶	۳/۳۳
MgO	۲/۹۱	۲/۲۰	۲/۹۶	۲/۷۹	۱/۵۰	۲/۵۵	۲/۷۶	۲/۵۸	۲/۵۱	۲/۰۵
CaO	۰/۹۱	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۵	۱/۲۳	۲/۳۲	۱/۹۶	۱/۵۵	۲/۱۴	۳/۱۳
Na ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۲۶
K ₂ O	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۵
Total	۹۸/۰۶	۹۸/۶۳	۹۷/۹۷	۹۸/۰۶	۹۵/۷۳	۹۵/۰۹	۹۶/۳۹	۹۶/۷۳	۹۷/۱۹	۹۳/۸۸
Si	۳/۰۲	۳/۰۳	۳/۰۴	۳/۰۳	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۲	۳/۰۳	۳/۰۱	۳/۰۳
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{iv}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{vi}	۱/۹۹	۲/۰۰	۱/۹۸	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۵
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Fe ²⁺	۲/۳۶	۲/۳۲	۲/۳۴	۲/۳۸	۲/۲۷	۲/۳۶	۲/۳۵	۲/۴۰	۲/۳۷	۲/۱۸
Mn	۰/۱۷	۰/۲۸	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۴۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۲۴
Mg	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۶
Ca	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۹
Total	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۹	۷/۹۹	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۹	۷/۹۷
alm	۷۹/۷۴	۷۸/۴۰	۷۹/۲۳	۸۰/۳۶	۷۶/۱۳	۷۸/۶۱	۷۸/۷۶	۸۰/۸۴	۷۹/۲۵	۷۳/۰۷
adr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۳	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۱۳	۰/۷۳
grs	۲/۴۸	۲/۸۲	۲/۷۹	۲/۷۰	۳/۵۲	۵/۳۲	۵/۶۳	۳/۹۳	۵/۵۱	۸/۸۶
prp	۱۱/۹۸	۹/۰۵	۱۲/۲۱	۱۱/۴۸	۶/۳۷	۱۰/۸۲	۱۱/۶۷	۱۰/۸۱	۱۰/۴۴	۸/۹۱
sps	۵/۵۸	۹/۶۳	۵/۶۵	۵/۳۵	۱۳/۷۶	۳/۵۰	۳/۶۳	۳/۶۸	۳/۹۳	۸/۲۳
uv	۰/۲۲	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۲۲	۰/۸۱	۰/۲۷	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۲۰

جدول ۴. نتایج تجزیه LA-ICP-MS در گارنت درون هورنفلس‌های منطقه بروجرد

Sample no.	RG1	RG1	RG1	RG1	RG1	GV15	GV15	GV15	GV15	GV15
	Grt1-1 Rim	Grt1-2 Middle	Grt1-3 Core	Grt1-4 Middle	Grt1-5 Rim	Grt1-1 Rim	Grt1-2 Middle	Grt1-3 Core	Grt1-4 Middle	Grt1-5 Rim
REE (ppm) by LA-ICP-MS										
La	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	۰/۰۰۱	b.d.	۰/۰۰۱	b.d.	b.d.
Ce	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۱۲
Pr	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴
Nd	۰/۱۳۰	۰/۱۵۳	۰/۱۵۲	۰/۱۵۲	۰/۱۲۵	۰/۲۶۰	۰/۱۸۱	۰/۱۸۶	۰/۱۱۱	۰/۱۱۴
Sm	۰/۵۵۱	۰/۶۳۸	۰/۷۹۷	۰/۸۴۳	۰/۸۴۸	۱/۱۲۳	۱/۰۷۷	۰/۹۱۳	۰/۹۲۵	۰/۸۷۸
Eu	۰/۰۲۳	۰/۰۳۱	۰/۰۲۳	۰/۰۳۰	۰/۰۴۰	۰/۰۶۰	۰/۰۵۶	۰/۰۴۹	۰/۰۶۰	۰/۰۵۱
Gd	۴/۹۴۹	۵/۷۲۹	۵/۷۸۲	۶/۶۹۹	۶/۲۹۵	۱۱/۲۲۸	۹/۷۵۳	۹/۷۳۸	۹/۴۸۱	۹/۲۸۶
Tb	۲/۱۵۷	۲/۲۹۸	۲/۵۳۲	۲/۷۶۳	۲/۷۳۶	۵/۷۶۳	۴/۷۷۳	۴/۸۷۸	۴/۷۵۶	۴/۵۱۱
Dy	۲۳/۲۳۲	۲۵/۵۱۹	۲۶/۳۳۵	۲۹/۰۸۶	۲۹/۵۷۶	۶۴/۷۸۸	۵۴/۸۶۸	۵۶/۴۲۹	۵۳/۳۹۷	۵۱/۵۲۹
Ho	۶/۲۲۲	۶/۴۲۸	۶/۵۸۰	۷/۱۷۶	۸/۱۵۲	۱۳/۴۸۸	۱۱/۶۶۷	۱۲/۰۳۳	۱۱/۴۰۸	۱۱/۲۷۰
Er	۲۱/۳۷۷	۲۲/۱۶۵	۲۲/۰۲۳	۲۳/۷۶۹	۲۹/۳۷۱	۲۸/۲۷۲	۲۵/۱۱۴	۲۵/۰۷۶	۲۴/۱۹۰	۲۴/۲۴۸
Tm	۳/۶۸۱	۳/۸۹۸	۳/۶۹۵	۴/۰۶۹	۵/۶۷۲	۲/۸۷۴	۲/۶۴۵	۲/۷۱۳	۲/۶۰۱	۲/۵۵۶
Yb	۲۷/۱۳۴	۲۹/۱۵۵	۲۷/۱۸۸	۲۹/۷۵۶	۴۷/۱۳۷	۱۳/۵۳۲	۱۳/۹۳۸	۱۳/۸۸۷	۱۳/۷۱۳	۱۳/۳۳۹
Lu	۳/۷۳۳	۴/۲۲۱	۳/۸۱۰	۳/۸۵۱	۷/۶۵۷	۱/۵۴۴	۱/۶۱۹	۱/۵۴۶	۱/۴۳۲	۱/۵۵۹
ΣREE ³⁺	۹۳/۲۰۲	۱۰۰/۲۴۳	۹۸/۹۳۰	۱۰۸/۲۰۳	۱۳۷/۶۱۷	۱۴۲/۹۴۷	۱۲۵/۷۰۲	۱۲۷/۴۶۱	۱۲۲/۰۸۳	۱۱۹/۳۵۷
Eu/Eu [*] (1)	۰/۰۲۹	۰/۰۳۴	۰/۰۲۴	۰/۰۲۷	۰/۰۳۸	۰/۰۳۳	۰/۰۳۵	۰/۰۳۲	۰/۰۴۰	۰/۰۳۴
YbN/SmN ⁽²⁾	۴۵/۲۸۹	۴۱/۹۸۸	۳۱/۳۶۲	۳۲/۴۳۸	۵۱/۱۱۱	۱۱/۰۷۶	۱۱/۹۰۱	۱۳/۹۸۳	۱۳/۶۲۷	۱۳/۹۵۸
Trace element (ppm) by LA-ICP-MS										
Sc	۱۷۶/۲۵۸	۱۱۳/۷۸۵	۱۱۱/۲۸۷	۱۱۰/۹۳۹	۱۱۱/۶۰۰	۱۹۶/۵۶۷	۲۱۰/۳۵۸	۲۱۹/۱۴۵	۲۲۰/۳۱۳	۲۶۰/۶۸۰
Ti	۱۳۶/۱۸۷	۱۵۷/۵۷۷	۱۵۲/۰۴۰	۱۶۴/۳۲۱	۱۷۱/۲۲۵	۱۸۸/۰۷۱	۱۸۴/۷۷۵	۱۹۴/۲۸۳	۱۸۶/۴۰۶	۱۸۶/۵۵۶
V	۱۱۰/۸۱۹	۱۲۰/۳۸۱	۱۰۳/۳۱۰	۱۰۴/۶۰۸	۱۲۹/۶۲۰	۱۶۲/۵۸۲	۱۶۵/۷۵۷	۱۶۱/۵۹۰	۱۴۰/۵۲۹	۱۴۲/۹۳۴
Cr	۷۳/۰۷۳	۸۵/۱۴۷	۶۸/۲۰۶	۶۵/۱۷۹	۱۷۴/۷۹۹	۱۳۴/۵۰۴	۱۲۲/۵۶۴	۱۱۹/۷۵۶	۱۱۱/۱۳۸	۱۱۹/۱۶۹
Co	۱۸/۳۸۱	۲۶/۳۳۵	۲۶/۸۲۳	۲۶/۱۳۷	۲۲/۱۳۶	۱۶/۳۸۳	۲۰/۳۹۳	۱۸/۵۴۲	۱۸/۱۹۹	۱۴/۹۱۳
Ni	۰/۳۳۰	۱/۲۱۹	۱/۰۵۴	۰/۶۹۴	۰/۶۰۷	۰/۶۱۶	۰/۹۳۰	۰/۸۶۲	۰/۶۲۲	۰/۵۰۲
Cu	۰/۰۰۸	۰/۰۳۸	۰/۰۶۳	۰/۲۰۷	۰/۰۶۴	۰/۰۰۲	۰/۱۳۵	۰/۰۲۶	۰/۰۴۹	۲/۲۹۸
Zn	۳۵/۱۶۶	۷۶/۹۳۱	۷۴/۱۷۳	۶۵/۵۹۴	۶۱/۱۴۲	۴۵/۲۴۶	۵۴/۱۱۳	۴۹/۷۷۰	۴۸/۸۸۳	۳۸/۷۴۵
Rb	۰/۰۲۸	۰/۰۲۱	۰/۰۳۶	۰/۰۵۹	۰/۰۴۰	۰/۰۵۲	۰/۰۲۶	۰/۰۰۳	۰/۰۳۲	۰/۰۵۱
Sr	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۰۸	۰/۰۱۴	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۲۸	۰/۰۱۹	۰/۰۲۹	۰/۱۶۲
Y	۱۵۶/۰۸۰	۱۶۸/۳۸۵	۱۷۵/۲۵۹	۱۹۲/۷۷۴	۲۰۱/۳۲۴	۳۹۲/۲۷۶	۳۲۹/۸۴۷	۳۳۰/۶۰۶	۳۲۴/۲۹۵	۳۱۶/۸۲۷
Zr	۲۳/۷۶۷	۲۵/۱۸۵	۳۹/۳۵۶	۲۴/۸۰۱	۲۸/۰۷۷	۲۹/۵۳۲	۲۸/۸۷۱	۳۰/۴۹۹	۲۶/۵۸۵	۲۶/۴۰۱
Nb	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	b.d.	۰/۰۰۳
Cs	۰/۰۱۲	b.d.	b.d.	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۰۳	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ba	b.d.	b.d.	۰/۰۰۸	۰/۰۱۵	b.d.	۰/۰۰۸	b.d.	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۲۵۹
Hf	۰/۴۸۳	۰/۵۱۵	۰/۸۷۲	۰/۴۷۱	۰/۵۴۶	۰/۵۵۷	۰/۴۸۱	۰/۴۱۷	۰/۴۶۷	۰/۴۲۷
Ta	۰/۰۰۲	b.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Pb	۰/۰۳۳	۰/۰۱۱	۰/۰۲۱	۰/۰۸۳	۰/۰۲۶	۰/۰۵۵	۰/۰۸۵	۰/۰۱۴	۰/۰۲۹	۰/۷۹۸
Th	۰/۰۰۱	b.d.	۰/۰۰۹	b.d.	۰/۰۰۳	b.d.	b.d.	۰/۰۰۱	b.d.	b.d.
U	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۳۸۷	۰/۰۲۱	۰/۰۳۰	۰/۰۱۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶

1. Eu/Eu^{*} = EuN/([Sm+Gd]N)/2; 2. Chondrite normalized values calculated using data from McDonough and Sun (1995); b.d. = below detection limit

جدول ۵. نتایج تجزیه LA-ICP-MS در گارنت درون شیبست‌های منطقه بروجرد

Sample no.	RS2 Grt1-1 Rim	RS2 Grt1-2 Middle	RS2 Grt1-3 Core	RS2 Grt1-4 Middle	RS2 Grt1-5 Rim	DDS2 Grt1-1 Rim	DDS2 Grt1-2 Middle	DDS2 Grt1-3 Core	DDS2 Grt1-4 Middle	DDS2 Grt1-5 Rim
REE (ppm) by LA-ICP-MS										
La	۰/۰۰۵	b.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	b.d.	b.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۴۵	۰/۵۲۸	b.d.
Ce	۰/۰۱۷	۰/۰۰۸	۰/۰۱۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۱۷	۰/۰۲۳	۰/۱۲۵	۱/۵۸۸	۰/۰۱۹
Pr	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۱۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۱۳	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	۰/۱۹۶	۰/۰۰۸
Nd	۰/۱۸۵	۰/۲۰۸	۰/۱۹۴	۰/۱۵۶	۰/۲۰۸	۰/۲۲۷	۰/۹۷۷	۰/۵۶۴	۱/۴۹۲	۰/۲۲۵
Sm	۱/۰۰۸	۰/۹۴۱	۱/۱۵۷	۰/۷۳۵	۰/۸۶۴	۱/۲۸۵	۴/۴۶۹	۴/۱۶۲	۴/۱۳۳	۱/۰۴۸
Eu	۰/۰۲۸	۰/۰۲۴	۰/۰۲۸	۰/۰۰۷	۰/۰۲۷	۰/۰۵۱	۰/۱۲۲	۰/۱۳۸	۰/۱۷۹	۰/۰۷۴
Gd	۷/۶۱۴	۷/۴۶۱	۹/۸۵۳	۶/۳۷۴	۷/۳۹۲	۹/۲۴۱	۲۶/۷۸۱	۲۵/۴۸۵	۲۴/۱۱۹	۷/۶۴۵
Tb	۳/۷۸۱	۳/۶۴۳	۴/۹۲۷	۳/۱۸۲	۳/۷۵۳	۴/۷۸۵	۹/۱۲۴	۸/۸۹۳	۸/۴۳۸	۴/۰۵۴
Dy	۴۹/۳۲۱	۴۸/۱۱۳	۶۳/۱۰۰	۴۳/۵۱۲	۴۸/۶۲۹	۷۰/۲۲۵	۸۶/۷۸۱	۸۲/۸۵۸	۷۷/۷۳۸	۵۵/۳۸۵
Ho	۱۴/۵۱۱	۱۵/۳۷۸	۱۹/۴۷۴	۱۴/۶۷۱	۱۴/۷۸۶	۲۷/۸۰۷	۲۱/۸۲۶	۲۱/۶۷۶	۱۹/۲۴۲	۱۸/۲۷۱
Er	۴۴/۹۸۷	۵۵/۳۶۸	۶۹/۷۸۳	۵۵/۴۹۶	۴۶/۴۷۸	۱۲۶/۴۷۱	۶۹/۳۴۹	۶۸/۴۶۵	۵۸/۱۲۵	۶۰/۱۹۶
Tm	۵/۹۹۹	۹/۰۳۷	۱۱/۴۰۸	۹/۱۸۳	۶/۱۳۹	۲۴/۷۳۷	۱۱/۱۰۰	۱۱/۳۴۱	۹/۱۵۹	۹/۰۷۸
Yb	۳۴/۸۵۴	۶۰/۸۷۷	۷۹/۳۷۲	۶۳/۰۴۶	۳۶/۷۳۲	۱۹۸/۲۶۳	۷۴/۶۲۴	۷۷/۰۹۸	۶۳/۱۵۲	۶۲/۱۲۵
Lu	۴/۵۷۸	۸/۶۳۰	۱۱/۰۵۶	۹/۱۷۶	۴/۸۵۶	۳۳/۱۳۷	۱۰/۴۲۰	۱۰/۴۰۷	۷/۸۸۲	۹/۷۱۸
ΣREE ³⁺	۱۶۶/۸۹۳	۲۰۹/۶۹۳	۲۷۰/۳۷۹	۲۰۵/۵۴۶	۱۶۹/۸۷۴	۴۹۶/۲۶۰	۳۱۵/۶۲۱	۳۱۱/۲۸۲	۲۷۵/۹۷۲	۲۲۷/۸۴۶
Eu/Eu [*] (1)	۰/۰۲۲	۰/۰۲۰	۰/۰۱۸	۰/۰۰۷	۰/۰۲۲	۰/۰۳۳	۰/۰۲۶	۰/۰۳۱	۰/۰۴۳	۰/۰۵۸
YbN/SmN ⁽²⁾	۳۱/۷۷۰	۵۹/۴۸۲	۶۳/۰۴۶	۷۸/۸۶۹	۳۹/۰۹۷	۱۴۱/۸۰۶	۱۵/۳۵۱	۱۷/۰۲۹	۱۴/۰۴۷	۵۴/۵۰۵
Trace element (ppm) by LA-ICP-MS										
Sc	۳۳۱/۰۲۰	۲۹۴/۶۰۱	۳۰۳/۴۸۹	۳۲۷/۳۹۰	۳۰۷/۹۰۰	۳۴۹/۱۱۷	۱۶۳/۰۴۷	۱۷۹/۸۰۲	۱۶۵/۲۸۵	۳۰۶/۷۶۳
Ti	۶۹/۰۶۹	۸۴/۹۳۲	۱۰۸/۰۸۰	۷۰/۷۴۳	۷۴/۰۷۸	۱۵۲/۵۱۳	۴۷۲/۵۵۲	۲۴۰/۷۶۳۷	۹۹۸/۲۶۱	۹۵/۸۶۲
V	۲۰۷/۲۰۴	۲۲۴/۸۲۲	۲۱۹/۷۶۶	۲۰۰/۶۶۰	۲۱۲/۹۱۱	۲۷۰/۱۱۰	۱۳۸/۱۲۷	۱۸۰/۷۰۳	۱۶۹/۲۷۸	۴۲۳/۰۴۰
Cr	۳۱۱/۷۵۳	۲۵۶/۹۹۸	۲۵۴/۸۱۴	۳۰۴/۳۵۹	۳۰۹/۷۶۷	۸۹۸/۳۷۰	۲۲۹/۶۴۴	۲۱۵/۴۲۳	۱۴۵/۷۳۳	۹۹۲/۵۵۳
Co	۳۴/۰۸۵	۳۲/۷۰۳	۳۲/۷۰۹	۳۴/۸۳۳	۱۷/۰۶۶	۵۳/۳۳۸	۵۴/۹۲۰	۵۲/۱۵۶	۴۶/۹۳۰	۵۰/۷۹۱
Ni	۱/۵۷۲	۰/۶۳۰	۱/۷۲۶	۰/۶۹۶	۰/۳۱۵	۲/۹۰۴	۶/۷۱۶	۹/۵۱۱	۵/۹۸۴	۲/۰۰۰
Cu	۰/۸۸۱	۰/۲۲۲	۰/۰۵۵	۰/۰۵۸	۰/۰۰۰	۰/۰۵۲	۰/۱۲۸	۰/۰۳۹	۲۵/۳۶۰	۰/۲۰۲
Zn	۸۸/۱۵۴	۹۰/۷۹۲	۱۱۰/۵۱۹	۹۴/۹۷۸	۳۲/۴۴۵	۹۶/۲۹۷	۱۰۳/۴۸۲	۱۲۹/۹۵۴	۹۱/۷۲۳	۷۶/۳۴۹
Rb	۰/۰۳۹	۰/۰۴۳	۰/۰۴۷	۰/۰۵۴	۰/۰۳۹	۰/۱۱۹	۰/۰۸۸	۰/۰۶۸	۰/۰۷۷	۰/۰۵۰
Sr	۰/۰۴۱	۰/۰۲۱	۰/۰۴۸	۰/۰۲۹	۰/۰۱۴	۰/۰۷۴	۰/۰۳۴	۰/۰۲۷	۰/۲۶۷	۰/۰۴۱
Y	۳۶۷/۱۹۱	۳۸۷/۴۰۶	۴۸۶/۱۵۰	۳۷۵/۲۰۸	۳۶۴/۱۳۲	۶۶۳/۷۶۶	۵۷۸/۳۹۳	۵۶۷/۹۸۶	۵۱۵/۰۵۸	۴۵۷/۰۴۵
Zr	۱۲/۲۷۵	۱۳/۰۲۷	۱۷/۴۷۰	۹/۶۴۴	۱۲/۰۵۱	۸/۹۲۸	۷۷/۳۷۵	۷۹/۳۷۹	۹۲/۶۴۴	۷/۲۳۲
Nb	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۸	۴/۵۹۴	۰/۷۲۰	۰/۰۰۵
Cs	b.d.	b.d.	۰/۰۱۲	b.d.	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۱۳	۰/۰۰۲	۰/۰۱۲	۰/۰۰۳
Ba	۰/۰۶۲	b.d.	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	۰/۰۷۵	b.d.
Hf	۰/۱۹۲	۰/۳۰۸	۰/۳۵۵	۰/۲۶۳	۰/۲۱۳	۰/۱۶۵	۱/۴۵۶	۱/۶۱۳	۱/۸۰۵	۰/۱۴۲
Ta	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	b.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	b.d.	۰/۰۱۱	۰/۰۵۳۱	۰/۰۴۹	۰/۰۰۱
Pb	۰/۱۰۹	۰/۰۲۹	۰/۰۱۵	۰/۰۱۶	۰/۰۱۷	۰/۰۲۲	۰/۰۱۷	۰/۰۳۸	۰/۷۸۷	۰/۰۰۹
Th	۰/۰۰۹	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	۰/۰۰۲	۰/۰۱۸	۰/۰۹۷	۰/۰۰۱
U	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۱۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۳۶	۰/۰۴۶	۰/۵۹۴	۰/۰۰۶

1. $Eu/Eu^* = EuN/[(Sm+Gd)N]/2$; 2. Chondrite normalized values calculated using data from McDonough and Sun (1995); b.d. = below detection limit

بحث و نتیجه‌گیری

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی بروجرد

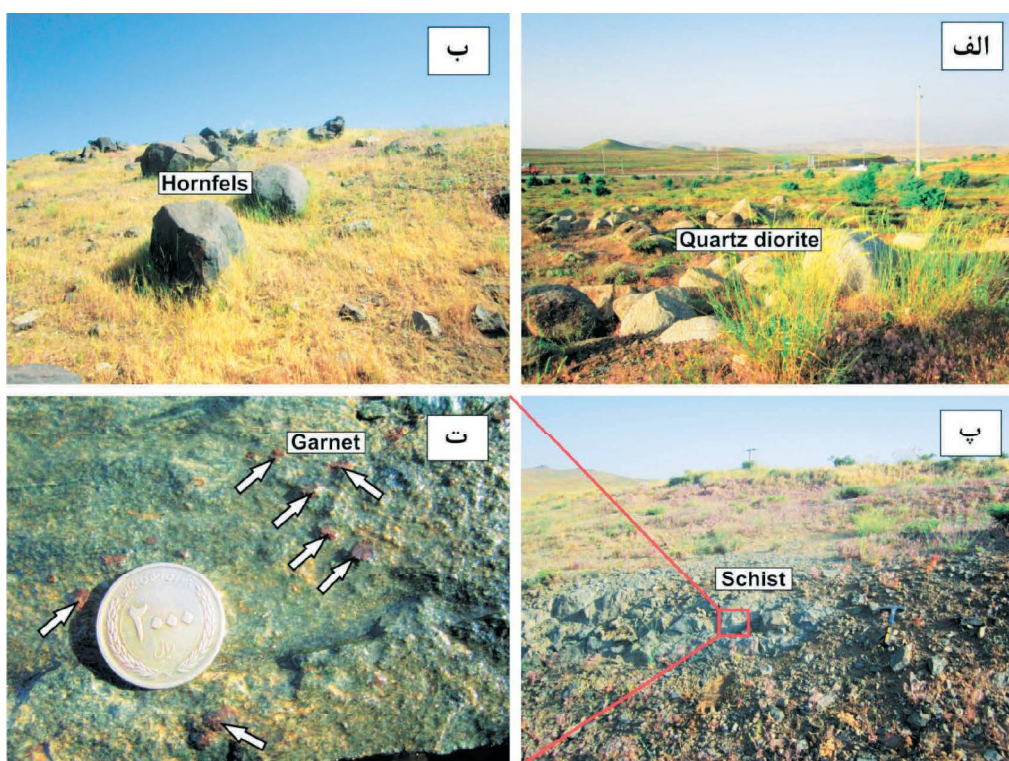
گارنت‌شیست‌ها

براساس مطالعات صحرایی، گارنت شیست‌ها به همراه هورنفلس‌ها در همبری با توده‌های نفوذی کوارتز دیوریتی قرار دارند و به رنگ سبز تیره تا سیاه دیده می‌شوند (شکل ۲-الف و ب). شایان ذکر است که در نمونه‌های دستی مربوط به این سنگ‌ها، بلورهای گارنت به صورت پورفیروبلاست‌های نسبتاً ریزدانه (یک سانتی‌متر) و به رنگ قرمز تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-پ و ت). این سنگ‌ها اساساً شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت، کلریت و مسکوویت بوده و به مقدار کمتری از آپاتیت، آناتاز و ایلمنیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳). گارنت‌ها غالباً بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار هستند و اندازه درشت تا متوسط دارند (شکل ۳-الف). بیشتر بلورهای گارنت در اثر واکنش‌های دگرگونی پس‌رونده به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-ب). غالب بلورهای گارنت پوئی کیلوبلاستیک بوده و دارای میانبارهایی از کوارتز، آپاتیت، ایلمنیت و آناتاز هستند (شکل ۳). کانی‌های کوارتز، آپاتیت و ایلمنیت هم در

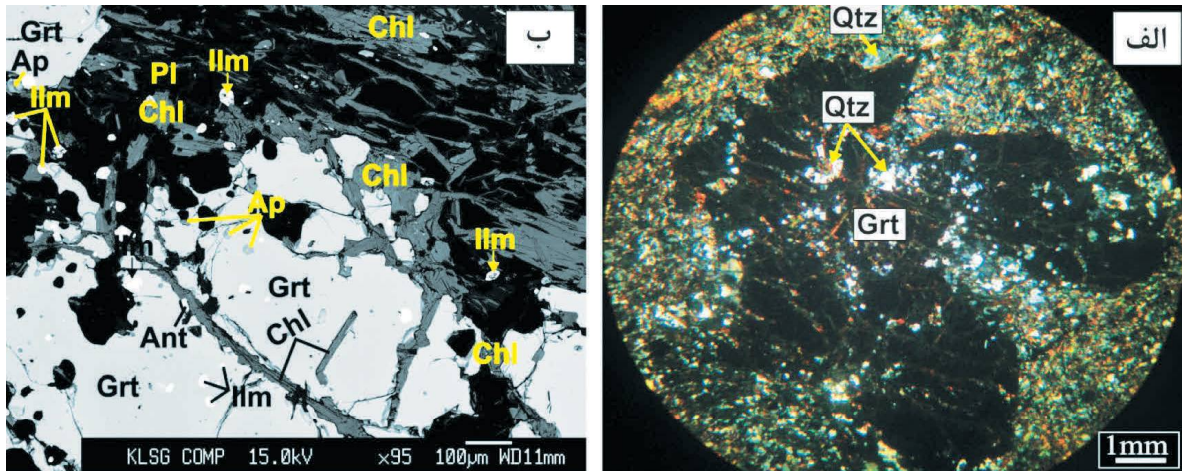
زمینه و هم به صورت میانبار در گارنت تشکیل شده‌اند که بر تشکیل آنها قبل از رشد بلور گارنت و مصرف شدن در طی تولید گارنت اولیه دلالت دارد.

هورنفلس‌ها

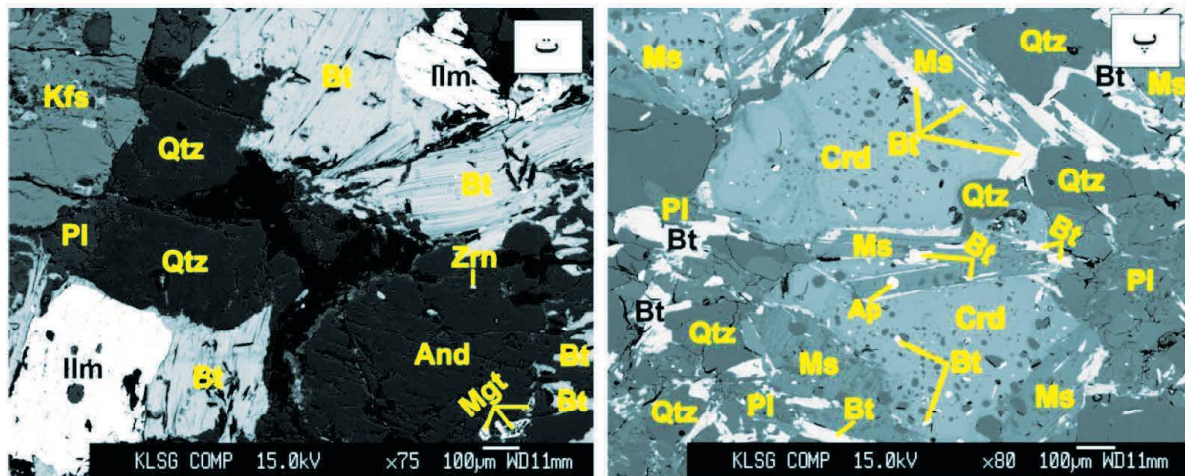
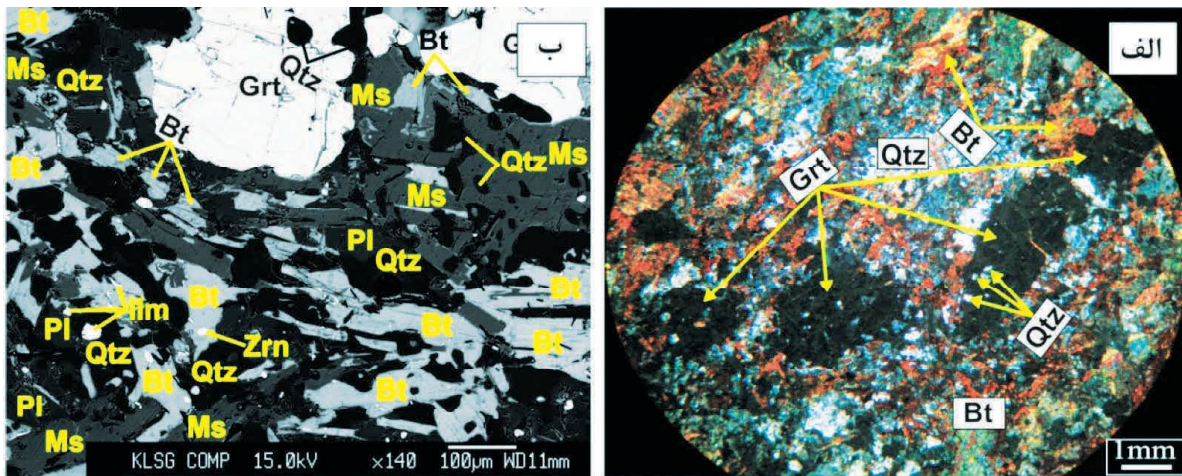
هورنفلس‌ها یکی دیگر از گروه‌های سنگی موجود در منطقه بروجرد هستند که در همبری با واحدهای کوارتز دیوریتی و گارنت شیست‌ها قرار دارند (شکل ۲-ب). از لحاظ کانی‌شناسی، حاوی کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت، کلدیریت پنیتی شده، فیبرولیت، سیلیمانیت، مسکوویت و بیوتیت هستند و به مقدار کمتری از آپاتیت، اکسیدهای آهن و تیتانیم (ایلمنیت) و زیرکن تشکیل شده‌اند (شکل ۴-الف، ب و پ). برخلاف گارنت شیست‌ها، کانی گارنت در نمونه دستی مربوط به این سنگ‌ها قابل مشاهده نیست. این گارنت‌ها در مقاطع میکروسکوپی معمولاً بی‌شکل بوده و دارای میانبارهایی از کوارتز هستند. بافت این سنگ‌ها به دلیل جدایش نوارهای کوارتز و فلدسپار از نوارهای میکا، لپیدوپورفیروبللاستیک است (شکل ۴-ت). کوارتز موجود در این سنگ‌ها به صورت بی‌شکل است و خاموشی موحی دارد.



شکل ۲. الف و ب) رخنمون صحرایی واحد کوارتز دیوریت و هورنفلس‌های گارنت‌دار در منطقه بروجرد، پ و ت) شیست‌های گارنت‌دار منطقه بروجرد که در آن بلورهای گارنت به‌وضوح قابل مشاهده هستند



شکل ۳. الف) نمایی از گارنت‌های بی‌شکل در شیست‌ها با میانبار کوارتز در وضعیت نوری XPL، ب) تصویر BSE از حضور گارنت با میانبار آپاتیت، ایلمنیت و آناتاز در کنار پلاژیوکلاز، آپاتیت، ایلمنیت و کلریت



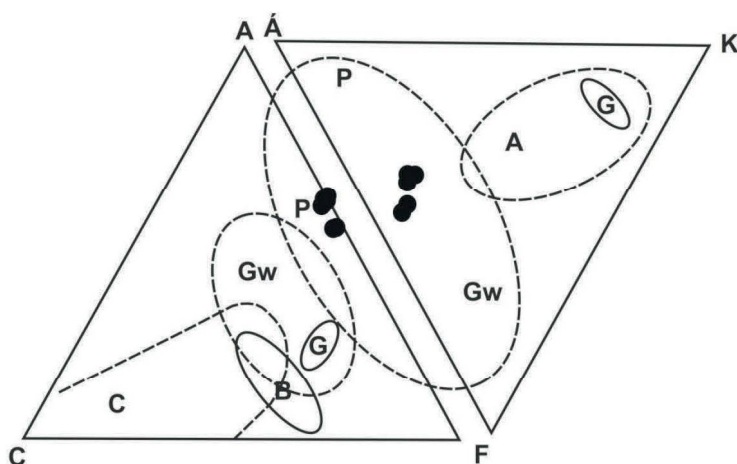
شکل ۴. الف) نمایی از گارنت درون هورنفلس‌ها با میانبار کوارتز در همراهی با کوارتز و بیوتیت در وضعیت نوری XPL، ب) تصویر BSE از مجموعه کانی‌شناسی گارنت با میانبار کوارتز در همراهی با کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، ایلمنیت و زیرکن، پ) تصویر BSE از مجموعه کانی‌شناسی کردیریت پنبیتی شده، کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکوویت در هورنفلس‌های بروجرد، ت) تصویر BSE از حضور کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آندالوزیت، زیرکن و اکسیدهای آهن و تیتانیوم (مگنتیت و ایلمنیت)

شیمی سنگ کل سنگ‌های دگرگونی

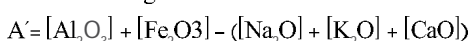
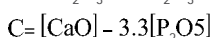
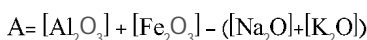
مقدار SiO_2 این سنگ‌ها از ۵۴/۷ تا ۷۱/۴۲ درصد متغیر بوده و درصد Al_2O_3 آنها نیز ۱۲/۲۶ تا ۱۹/۴۲ درصد است (جدول ۱). دامنه تغییرات K_2O در این سنگ‌ها ۱/۳۸ تا ۳/۹۸ درصد وزنی است. مقدار Na_2O نمونه‌ها بسیار کم است که این مسئله می‌تواند به دلیل فراوانی کم آلبیت یا تحرک زیاد این عنصر در طی هوازگی شیمیایی، فرآیندهای دیاژنزی و دگرسانی باشد (McLennan, 2001; Das et al., 2006).

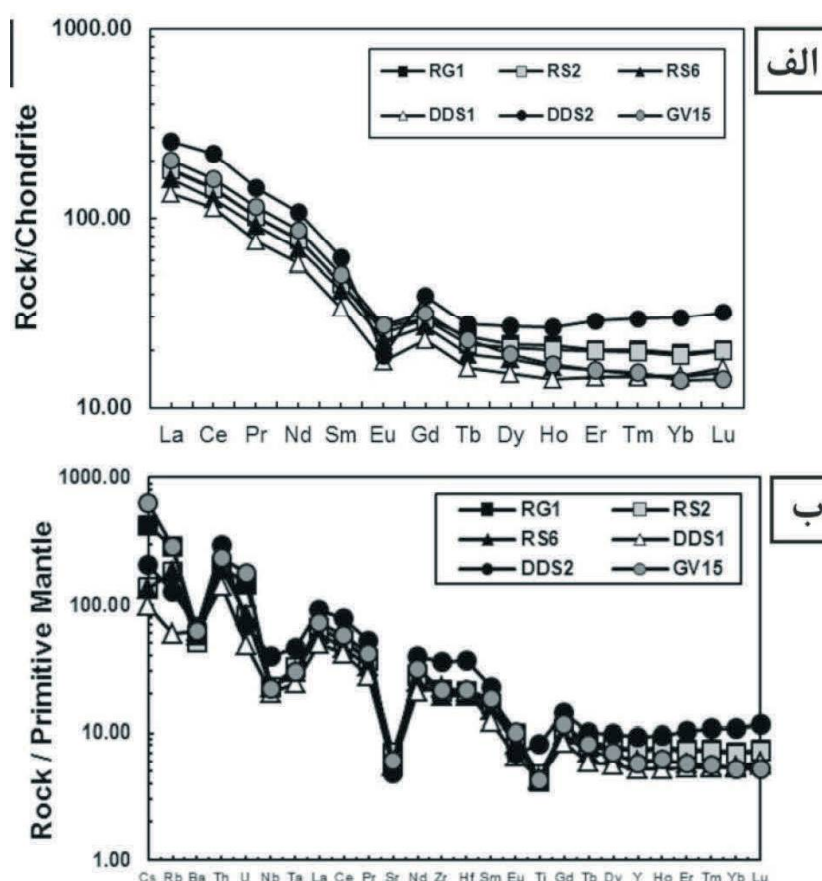
رسم نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار ACF و A'FK (Winkler, 1976) نشان می‌دهد که سنگ‌های پلیتی، سنگ مادر غالب سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد را تشکیل می‌دهند (شکل ۵). در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶) تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب نسبت به کندریت و گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند. نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، حاکی از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی Eu

الگوی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی شبیه به الگوی عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای است. در شکل ۶-ب ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده است. وجود بی‌هنجاری‌های منفی Sr، Ba، Ti، Nb و Eu ناشی از تهی‌شدگی سنگ مادر اولیه از این عناصر است (شکل ۶-ب). در طی هوازگی به سرعت از سیستم خارج می‌شود به همین دلیل، بی‌هنجاری منفی این عنصر در الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه ایجاد شده است.



شکل ۵. نمودار A'FK و ACF جهت تعیین سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد (P: سنگ‌های پلیتی، GW: گریوک‌ها، G: گرانیتوئیدها، C: سنگ‌های آهکی، B: سنگ‌های بازالتی، A: آندزیت)





شکل ۶. الگوی بهنجارشده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در سنگ‌های دگرگونی بروجرد نسبت به: الف) ترکیب کندریت (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)، ب) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)

شیمی کانی

نتایج تجزیه ریزپردازشی و تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت درون هورنفلس‌ها و شیست‌های منطقه بروجرد در جداول ۱ تا ۵ ارائه شده است. در ادامه مبحث سعی می‌شود تا به کمک نتایج حاصل از تجزیه ریزپردازشی و LA-ICP-MS به بررسی، رده‌بندی و مقایسه ترکیب این کانی در دو واحد سنگی شیست‌ها و هورنفلس‌ها پرداخته شود.

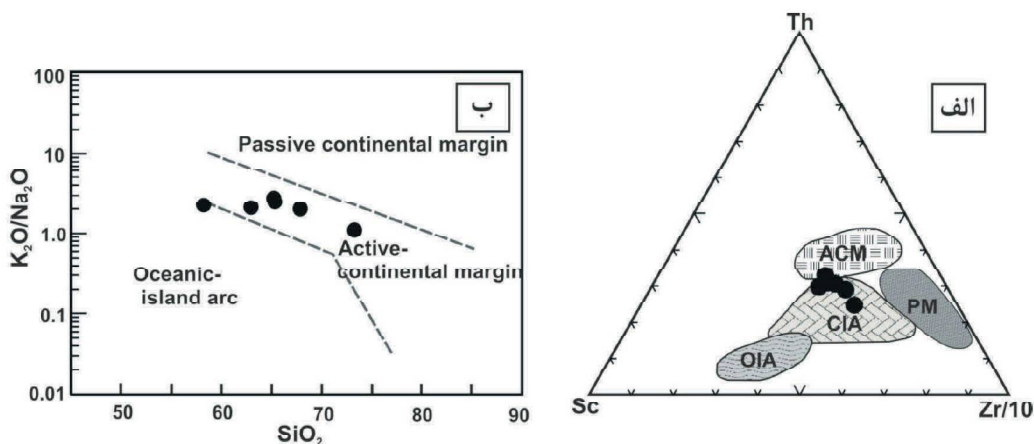
زمین‌شیمی عناصر اصلی گارنت

بر پایه نمودار سه‌تایی Alm+Sps، Grs و Prp، میانگین ترکیب گارنت موجود در گارنت‌شیست‌ها و هورنفلس‌ها عمدتاً به صورت آلماندین-اسپسارتین است و در نمونه هورنفلس $Alm_{75.57-83.22}Sps_{6.98-14.18}Grs_{1.54-2.31}Prp_{7.55-10.7}$ و در نمونه گارنت میکاشیست به صورت $Alm_{73.07-80.84}Sps_{3.5-13.76}Grs_{2.48}Prp_{6.37-12.21}$ می‌باشد (شکل ۸-الف؛ جداول ۲ و ۳).

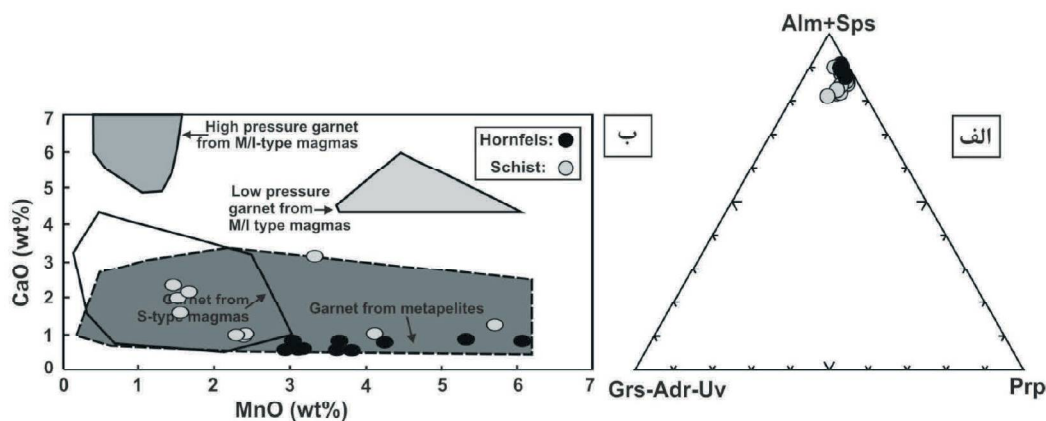
موقعیت زمین‌ساختی

به‌منظور تعیین محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها، از نمودارهای دوعده‌ای ارائه شده توسط Roser and Korsch (1986) و Bhatia and Crook (1986) استفاده شد که عناصر مقاوم در برابر دگرسانی سازنده‌های آن هستند (شکل ۷). چنانچه در شکل ۷ مشاهده می‌شود، سنگ‌های مورد بررسی در محدوده بین حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) و جزایر قوسی قاره‌ای (CIA) قرار می‌گیرند. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y برای تشخیص محیط تکتونیکی نیز می‌توان استفاده کرد (Pearce and Norry, 1979). به این صورت که نسبت $Zr/Y > 3$ به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر این نسبت $Zr/Y < 3$ به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی اشاره دارد. با توجه به اینکه سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه دارای نسبت $Zr/Y > 3$ هستند بنابراین به گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند.

بنابراین، گارنت درون هورنفلس‌ها نسبت به میکاشیست‌ها دارای مقدار آلماندین و اسپسارتین بیشتر، پیروپ و گروسولار کمتری است. همان‌گونه که در نمودار تفکیک گارنت‌ها توسط Harangi et al. (2001) قابل مشاهده است گارنت درون شیست‌ها و هورنفلس‌های مورد مطالعه حاصل دگرگونی سنگ‌های پلیتی هستند (شکل ۸-ب).



شکل ۷. نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی با استفاده از شواهد زمین‌شیمیایی. الف) رسم اکسیدهای کمیاب بر روی نمودار Bhatia and Crook (1986): جزایر قوسی اقیانوسی، CIA؛ جزایر قوسی قاره‌ای، ACM؛ حاشیه قاره‌ای فعال، PM؛ حاشیه قاره‌ای غیرفعال، ب) نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی رسوب‌ها بر پایه اکسیدهای اصلی (Roser and Korsch, 1986). رسم داده‌های عناصر اصلی حاصل از سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه بر روی این نمودار بیانگر جایگاه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) و جزایر قوسی قاره‌ای (CIA) برای آنها است



شکل ۸. الف) ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت در شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد در نمودار مثلثی Alm+Sps-Prp-Grs (Coleman et al., 1965)، ب) مقایسه مقادیر CaO در برابر MnO (برحسب درصد وزنی) گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد با گارنت‌های آذرین درون گرانیتوئیدهای سایر نقاط جهان و گارنت در متاپلیت‌ها (Harangi et al., 2001)

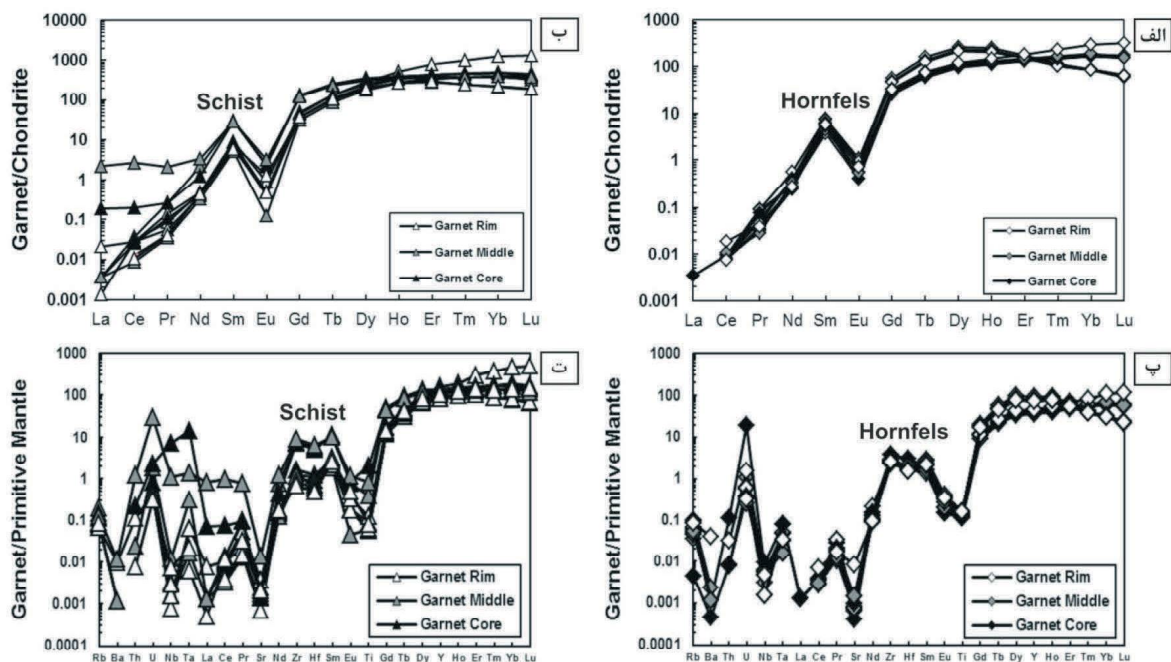
زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی گارنت

Eu (≤ ۰/۱۷۹ ppm)، Sm (۰/۴-۵۵۷/۴۷ ppm) و Nd (۰/۱۱۱-۱/۴۹ ppm) و مقادیر بالاتر Y (۶۶۳-۱۵۶ mpp)، Er (۲۷/۲۶-۳۸ ppm)، Ho (۶/۲۷-۲۲/۸۰ ppm)، Tm (۲/۲۴-۵۶ ppm)، Yb (۱۳/۱۹۸-۳۴ ppm)، Lu (۱/۳۳-۴۳ ppm) و Cr (۶۵/۹۹۲-۱۸ ppm) و V (۱۰۳/۴۲۳-۳۱ ppm) نسبت به سنگ کل هستند. الگوهای تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده

نتایج تجزیه گارنت‌ها به روش LA-ICP-MS (جداول ۴ و ۵) نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های مورد مطالعه شامل مقادیر پایین و بسیار پایین Rb (≥ ۰/۱۱۹ ppm)، Sr (≤ ۰/۲۶۷ ppm)، Th (≤ ۰/۰۹۷ ppm)، Ba (≤ ۰/۲۵۹ ppm)، Hf (۰/۱-۱۴۲/۸۰ ppm)، Ce (≤ ۱/۵۹ ppm)، Pr (≤ ۰/۱۹۶ mpp) و La (≤ ۰/۵۲۸ ppm)

با الگوهای نسبتاً مسطح عناصر HREE و بی‌هنجاری منفی Eu مشخص می‌شوند (شکل ۹-ب). بخش‌های میانی گارنت در شیستهای مورد بررسی دارای بی‌هنجاری منفی‌تر Eu نسبت به مرکز و حاشیه هستند (شکل ۹-ب). این نوع از تغییرات در الگوی REE در گارنت‌های دگرگونی متداول بوده و به افزایش درجه دگرگونی نسبت داده می‌شود (Bea and Montero, 1999). بر اساس نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) از عناصر U، Th و Ta غنی‌شدگی و از عناصر Sr، Nb، Ba و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹-پ و ت). مقادیر بالا و غیرعادی Zr و Hf در این نمودار می‌تواند با وجود فرضی میانبارهای بسیار کوچک زیرکن توضیح داده شود (Volkova et al., 2014).

به کندریت (McDonough and Sun, 1995) و عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای گارنت موجود در شیستهای و هورنفلس‌های مورد مطالعه در شکل ۹ نشان داده شده است. الگوهای REE بهنجارشده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) در مرکز، میانه و حاشیه‌های گارنت موجود در هورنفلس‌های مورد مطالعه بیانگر غنی‌شدگی نسبی عناصر HREE است (شکل ۹-الف). همه گارنت‌های تجزیه شده در هورنفلس‌های بروجد دارای بی‌هنجاری منفی Eu اما با بیشترین بی‌هنجاری منفی Eu در مرکز هستند (شکل ۹-الف). تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) در مرکز، میانه و حاشیه‌های گارنت موجود در شیستهای بروجد



شکل ۹. نمودار بهنجارسازی عناصر در گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجد نسبت به: الف و ب) ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995)، پ و ت) ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)

۱۰ رسم شد. عناصر Ca، Mg، Mn و Fe^{2+} در گارنت‌های درون برخی از هورنفلس‌های مورد مطالعه روند خاصی را از مرکز به حاشیه نشان نمی‌دهند و حالت خطی دارند (نمونه RG1؛ شکل ۱۰-الف). در مقابل، گارنت‌های موجود در برخی دیگر از هورنفلس‌ها (نمونه GV15) و شیستهای

منطقه‌بندی عناصر اصلی گارنت

به‌منظور بررسی دقیق‌تر، ترکیب شیمیایی تعدادی نمونه گارنت در شیستهای و هورنفلس‌ها از حاشیه-مرکز و همچنین حاشیه-مرکز-حاشیه مورد تجزیه ریزپردازشی قرار گرفت (جداول ۲ و ۳) و نیمرخ ترکیبی آن در شکل

منگنز در حاشیه گارنت‌ها ممکن است در ارتباط با فرایند بازجذب^۳ ترکیبات گارنت موجود و یا انتشار معکوس منگنز^۴ به داخل گارنت باقی مانده باشد (Kohn and Spear, 2000). حضور کلریت در حاشیه گارنت‌های موجود در شیست‌ها (شکل ۳) شواهد بافتی را برای فرایند بازجذب حاشیه گارنت ارائه می‌دهد. معمولاً مقدار Mg همراه با افزایش دمای دگرگونی افزایش می‌یابد (Spear, 1989). بنابراین کاهش منیزیم در حاشیه گارنت‌های مورد مطالعه بیانگر یک منطقه‌بندی پس‌رونده یا کاهش دما در طی رشد گارنت است. از سویی دیگر، کاهش غلظت منیزیم در نزدیکی حاشیه گارنت با وقوع پدیده بازجذب پس از رشد گارنت به خرج کلریت سازگار است که مانع از انتشار Mg آزاد شده خواهد شد (Gatewood et al., 2015).

منطقه‌بندی عناصر کمیاب خاکی گارنت

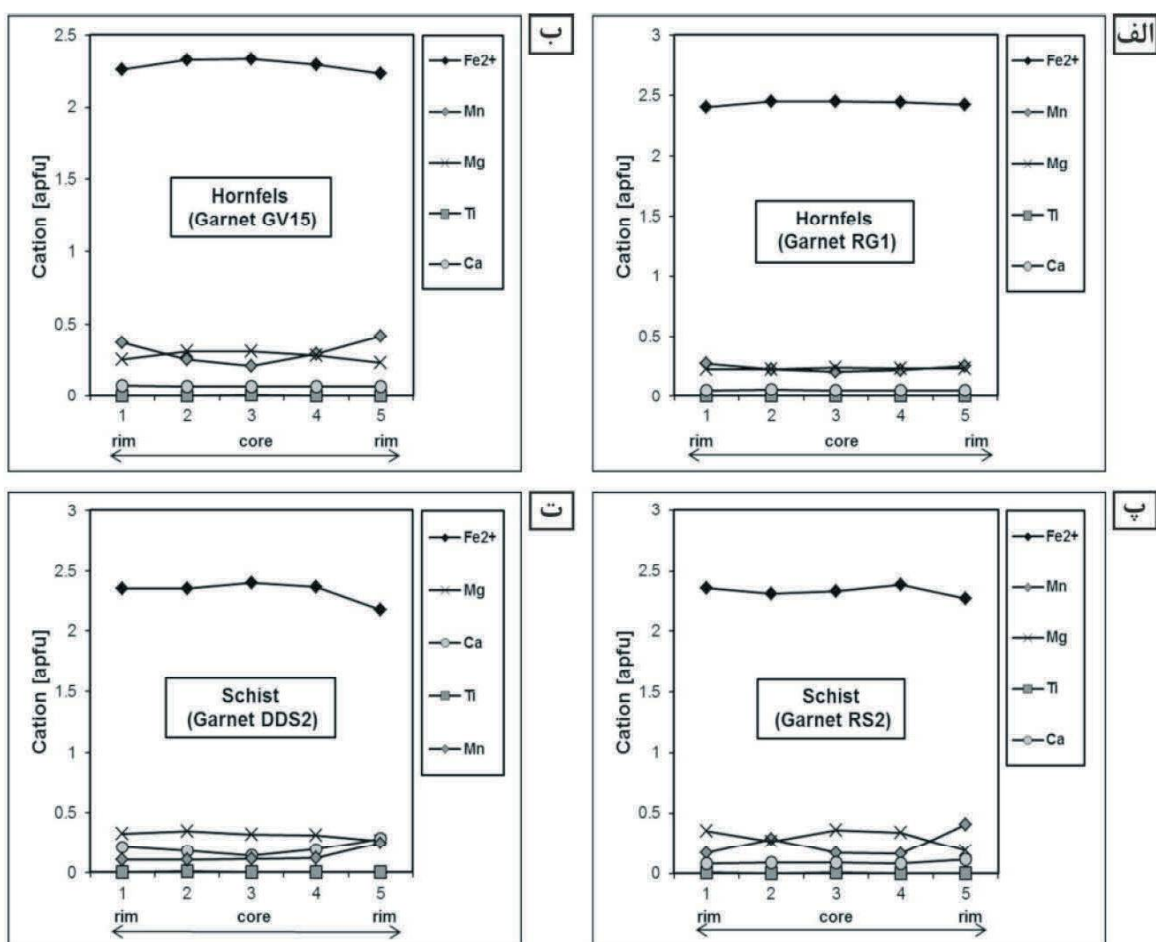
همان‌گونه که در شکل ۱۱ قابل مشاهده است، الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی از مرکز به حاشیه در هورنفلس‌های بروجرد نسبتاً خطی است و روند خاصی را نشان نمی‌دهند (شکل ۱۱-الف، ب، پ و ت). این روند خطی در هورنفلس‌های مورد بررسی بیانگر عدم تفکیک REE‌ها در اثر رشد سریع گارنت است. شایان ذکر است اگر غلظت بالاتری از یک عنصر در سنگ میزبان در یک طرف گارنت وجود داشته باشد، آن بخش از گارنت دارای غلظت بالاتری از آن عنصر خواهد بود (Brady and Cherniak, 2010). بنابراین این مسئله می‌تواند افزایش ناگهانی عناصری نظیر Lu و Yb در حاشیه گارنت موجود در برخی از هورنفلس‌های بروجرد را توجیه کند (نمونه RG1؛ شکل ۱۱-الف و ب). عناصر با قدرت میدانی بالا نظیر Hf، Nb و Ta در برخی از هورنفلس‌های بروجرد دارای منطقه‌بندی بوده و در طی فرایند انتشار همگن نشده‌اند (نمونه RG1؛ شکل ۱۱-الف و ب). در طی فرایندهای دگرگونی، کاتیون‌های دو ظرفیتی با سرعت بیشتری نسبت به کاتیون‌های سه‌ظرفیتی (یا چهار ظرفیتی)، هم در گارنت و هم در سنگ میزبان

منطقه بروجرد دارای الگوی زنگوله‌ای شکل معکوس Mn هستند که با افزایش مقدار Mn و کاهش مقدار Fe²⁺ و Mg از مرکز به حاشیه مشخص می‌شوند (شکل ۱۰-ب، پ و ت). Ca تغییرات منظمی را از مرکز تا حاشیه این گارنت‌ها نشان نمی‌دهد (شکل ۱۰).

در دماهای بالا (>600°C) و در طی دگرگونی پیش‌رونده، پدیده انتشار موجب همگن شدن گارنت‌ها از لحاظ شیمیایی می‌شود (Blackburn, 1969; Grant and Weiblen, 1971; Anderson and Buckley, 1973; de Bethune et al., 1975; Tracy et al., 1976; Woodsworth, 1977; Spear, 1991; Spear, 1993; Carlson and Schwarze, 1997; Carlson, 2002; Nyström and Kriegsman, 2003; Caddick et al., 2010).

بنابراین، به نظر می‌رسد عدم مشاهده منطقه‌بندی مشخص عناصر Ca، Mg، Mn و Fe²⁺ و الگوهای مسطح آنها در گارنت درون برخی از هورنفلس‌های مورد مطالعه بیانگر انتشار سریع در طی دگرگونی پیش‌رونده و در درجه حرارت بالاتر از 600 درجه سانتی‌گراد است. پدیده انتشار در اثر انتقال مواد از محلی به محل دیگر به وجود آمده و عامل اصلی آن، گزادیان پتانسیل شیمیایی ترکیبی و یا گرمایی است. منطقه‌بندی انتشاری با توزیع مجدد اتم‌ها در ساختمان بلوری و تغییر در فراوانی نسبی اتم‌ها همراه است. از سویی دیگر، الگوی تغییرات عناصر اصلی در گارنت موجود در برخی از هورنفلس‌ها (نمونه GV15) و شیست‌های مورد مطالعه بیانگر منطقه‌بندی پس‌رونده با افزایش منگنز و کاهش Fe و Mg از مرکز به حاشیه است. غنی‌شدگی حاشیه‌های گارنت از منگنز در محیط‌هایی با رخساره آمفیبولیت تا گرانولیت متداول است (Hollister, 1969; deBethune et al., 1975; Tracy, 1982). معمولاً منشأ پس‌رونده دارد. به‌طور کلی، مقدار Mn معمولاً در سنگ‌های دگرگونی حاوی گارنت پایین است و منگنز ترجیحاً به داخل ساختمان گارنت نسبت به سایر فازهای اصلی موجود در سنگ میزبان وارد می‌شود که این مسئله منجر به تفکیک پیش‌رونده منگنز از سنگ میزبان در طول رشد گارنت می‌شود (e.g. Caddick and Kohn, 2013; Hollister, 1966).

1. Diffusion process
2. Retrograde genesis
3. Resorption process
4. Back-diffusion of Mn



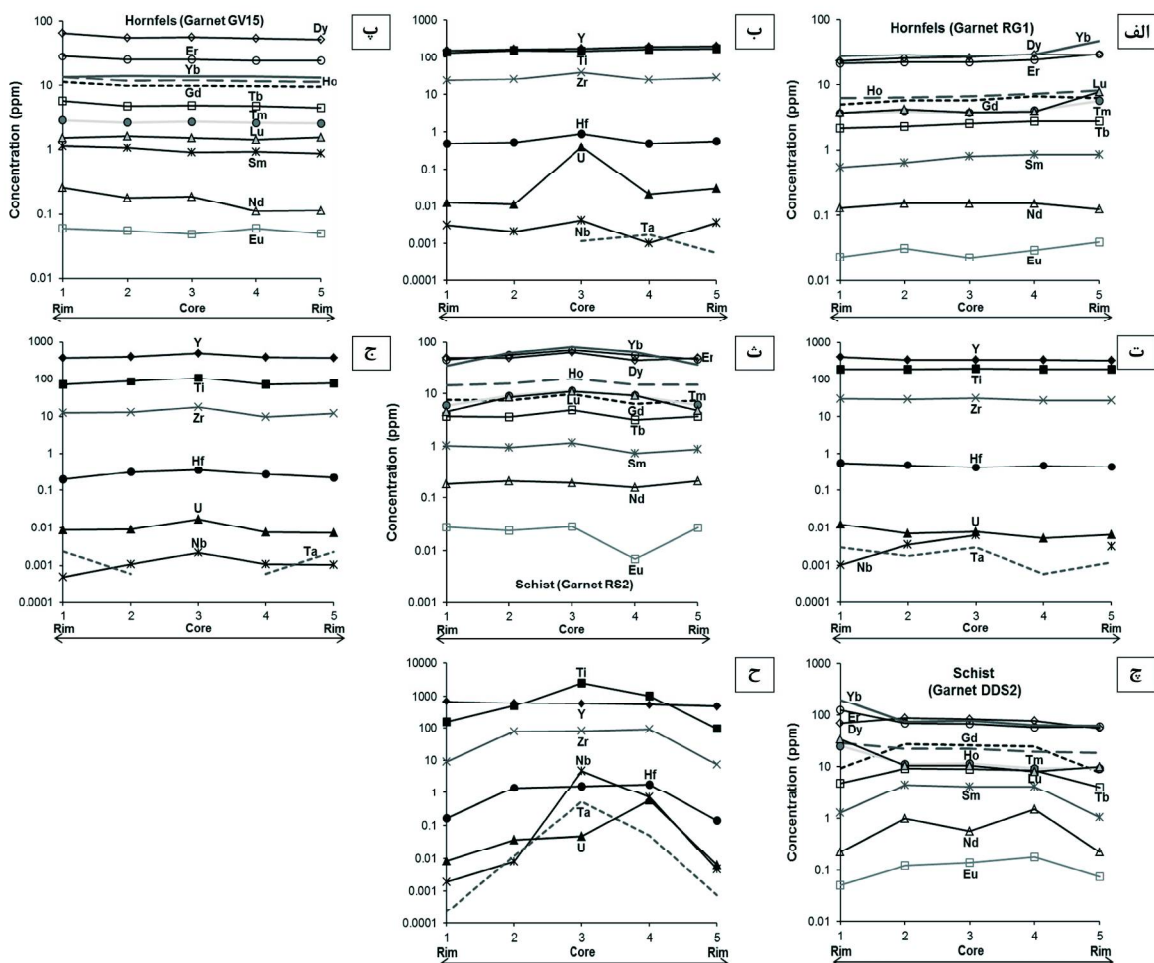
شکل ۱۰. روند تغییرات عناصر اصلی از حاشیه-مرکز-حاشیه در بلورهای گارنت موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه بوجود

از سویی دیگر، شباهت الگوی منطقه‌بندی عناصر Dy و Gd در سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه به الگوی منطقه‌بندی عناصر سازگار HREE نیز بیانگر نقش تفریق رایلی در طی رشد گارنت است. در مدل تفریق رایلی، تعادل سطح حفظ شده و نشر عنصری به سطح کانی در حال رشد محدود شده است. در این مدل فرض بر حفظ تعادل جرم در مخزن (مانند یک سیستم بسته که در این مورد میزبان دگرگونی است)، ثابت بودن مقادیر Kd و حذف یک عنصر در حال تفریق به وسیله رشد بلور گارنت است (Jung et al., 2009). منظور از «سیستم بسته» این هست که گارنت میزبان اصلی عناصر HREE در سنگ محسوب می‌شود. بنابراین در ابتدای رشد گارنت غلظت عناصر HREE بالا بوده، اما با ادامه رشد آن غلظت این عناصر به سمت حاشیه کاهش پیدا می‌کند. به باور (Hickmott and Spear, 1992)، حضور کلریت به عنوان یک کانی واکنش‌دهنده باید منجر به کاهش Sc، Y، Zr و

انتشار پیدا می‌کنند (Brady and Cherniak, 2010). بنابراین این مسئله می‌تواند به دلیل بار بیشتر این عناصر نسبت به عناصر اصلی و REE باشد. مقادیر HREE در گارنت موجود در شیست‌های مورد مطالعه از مرکز به حاشیه کاهش پیدا کرده است (شکل ۱۱-ث، ج، چ و ح). در همه گارنت‌های تجزیه شده رفتار زمین‌شیمیایی مشابه با HREE است (شکل ۱۱-ث، ج، چ و ح). الگوی افزایش منگنز همراه با کاهش HREE در پورفایروبلست‌های گارنت موجود در شیست‌های مورد مطالعه (شکل ۱۱-ث، ج، چ و ح) از مرکز به حاشیه به تهنی شدگی HREE در میزبان به دلیل رشد پیش‌رونده گارنت در یک سیستم بسته (تفریق رایلی) نسبت داده می‌شود (Hollister, 1966; Spear and Kohn, 1996; Bea et al., 1997; Otamendi et al., 2002; Spandler et al., 2003; Whitehouse and Platt, 2003; El Korh et al., 2009).

HREE از مرکز به حاشیه در حال رشد شود. این الگوها پیشنهاد می‌کنند که کلریتی شدن HREE‌ها را از گارنت‌ها حذف کرده و وارد کلریت و متشکله‌های کانی‌های فرعی کرده‌اند (Heimann et al., 2011). شیب‌های مورد بررسی دارای کلریت ثانویه هستند، بنابراین نقش سیالات هیدروترمال (سیستم باز)، در روند کاهش عناصر کمیاب و کمیاب خاکی از مرکز به حاشیه در گارنت درون شیب‌های منطقه بروجرد دور از انتظار نیست. نظر به اینکه در این پژوهش، فقط به بررسی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی گارنت پرداخته شده است، بنابراین نمی‌توان در این مورد اعلام نظر قطعی نمود. در بیشتر گارنت‌های تجزیه شده در شیب‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد، HREE‌ها (Er، Dy و Yb) دارای الگوهای منطقه‌بندی تقریباً مشابه (موازی) هستند؛

LREE‌ها (Eu و Sm، Nd) نیز دارای الگوهای مشابه و موازی بوده اما الگوی منطقه‌بندی آنها با HREE متفاوت است (شکل ۱۱). افزایش نسبتاً ملایم عناصر Nd و Sm از مرکز به حاشیه در برخی از هورنفلس‌ها (نمونه GV15؛ شکل ۱۱-پ و ت) و شیب‌ها (نمونه RS2؛ شکل ۱۱-ث و ج) ممکن است ناشی از واکنش‌های دربرگیرنده کانی‌های فرعی در سنگ میزبان در حال رشد باشد (Dragovic et al., 2016). به‌طور کلی، Sm و Nd در گارنت درون هر دو واحد سنگی شیب‌ها و هورنفلس روندهای مختلفی را نشان می‌دهند (شکل ۱۱). با توجه به اینکه در این پژوهش فقط به مطالعه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در گارنت پرداخته شده است، بنابراین نمی‌توان ثابت کرد که آیا این تغییرات ناشی از برخی واکنش‌های کانیایی



شکل ۱۱. نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب از حاشیه مرکز-حاشیه در بلورهای گارنت موجود در هورنفلس‌ها و شیب‌های منطقه بروجرد

گارنت درون برخی از هورنفلس‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که آن‌ها نسبتاً همگن بوده و فاقد منطقه‌بندی هستند. بررسی‌های صورت گرفته توسط پژوهشگران، پدیده انتشار در درجات بالای دگرگونی ($>600^{\circ}\text{C}$) را به‌عنوان عامل اصلی این پدیده در هورنفلس‌های مورد مطالعه مطرح می‌سازد. گارنت موجود در برخی دیگر از هورنفلس‌ها و شیبست‌های مورد بررسی دارای الگوی زنگوله‌ای شکل معکوس Mn یا افزایش Mn نسبت به Fe از مرکز به حاشیه هستند. پدیده بازجذب و یا انتشار معکوس منگنز به داخل گارنت باقی مانده به‌عنوان عامل اصلی افزایش منگنز در حاشیه‌های گارنت درون سنگ‌های دگرگونی بروجرد در نظر گرفته شده است. حضور کلریت در حاشیه گارنت‌های موجود در شیبست‌های مورد مطالعه تأییدی بر وقوع فرایند بازجذب منگنز است. عناصر کمیاب و کمیاب خاکی از مرکز به حاشیه در گارنت درون هورنفلس‌های بروجرد روند خاصی را نشان نمی‌دهند. در حقیقت، عدم تفکیک REE‌ها در اثر رشد سریع گارنت منجر به ایجاد الگوی نسبتاً خطی این عناصر در هورنفلس‌های مورد مطالعه شده است. در شیبست‌های مورد مطالعه، از مرکز به حاشیه HREE‌ها روندی کاهشی نشان می‌دهند که به رشد گارنت در یک سیستم بسته نسبت داده شده است. هر چند که تأثیر سیالات هیدروترمال (کلریتی شدن) در روند تغییرات HREE‌ها در گارنت درون شیبست‌های منطقه بروجرد دور از انتظار نیست.

منابع

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۹۱.

- حاج ملاعلی، ا. و سهندی، م. ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Ague, J.J. and Axler, J.A., 2016. Interface coupled dissolution-precipitation in garnet from subducted granulites and ultrahigh-pressure rocks revealed by phosphorous, sodium, and titanium

بوده یا ناشی از فرایندهای دیگری هستند. مقدار پایین در گارنت‌های مورد مطالعه به تبلور زیرکن اشاره دارد (Jiao et al., 2013). روند تغییرات Zr از مرکز به حاشیه در بیشتر نمونه‌های مورد بررسی کاهشی است که بیانگر وجود زیرکونیوم به‌عنوان یک عنصر کمیاب و نبود آن به‌صورت کانی زیرکن و میانبار در داخل گارنت است (Sirbu et al., 2010). افزایش ملایم زیرکونیوم در برخی از شیبست‌ها (شکل ۱۱-ح) از مرکز به حاشیه، بیانگر ماهیت ناسازگار این عنصر در گارنت است (Yang and Rivers, 2002).

نتیجه‌گیری

در حاشیه توده گرانیتوئیدی بروجرد بخش‌های گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عمدتاً از اسلیت، فیلیت و انواع شیبست تشکیل شده و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز شامل شیبست لکه‌دار، هورنفلس شیبست، هورنفلس و میگماتیت‌های تزریقی هستند. بررسی‌های صحرایی و نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که گارنت کانی فرعی کمیاب موجود در این سنگ‌ها است و بندرت در شیبست‌ها و هورنفلس‌ها قابل مشاهده است. از نظر کانی‌شناسی، کانی‌های مهم تشکیل دهنده شیبست‌ها شامل کوارتز، فلدسپار، کلریت، مسکوویت و به مقدار کمتری از گارنت، آپاتیت و اکسیدهای آهن و تیتانیوم (ایلمنیت) است و هورنفلس‌ها از کوارتز، فلدسپار، کربدیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، مسکوویت و بیوتیت و به مقدار کمتری از گارنت، آپاتیت، ایلمنیت، مگنتیت و زیرکن تشکیل شده‌اند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که سنگ مادر غالب در سنگ‌های دگرگونی مطالعه شده، سنگ‌های پلیتی بوده است. بر اساس داده‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ کل، سنگ‌های دگرگون مورد مطالعه به محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش و کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند. گارنت موجود در این سنگ‌ها در گستره گارنت‌های پیرالسپیت قرار داشته و از نوع آلماندین-اسپسارتین هستند و تنها درصد کمی پیروپ و آندرادیت دارند. بررسی شیمی عناصر اصلی پورفیروبلاست‌های

- zonation. *American Mineralogist*, 101, 1696-1699.
- Ague, J.J. and Carlson, W.D., 2013. Metamorphism as garnet sees it: the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation. *Elements*, 9, 439-445.
 - Anderson, D.E. and Buckley, G.R., 1973. Zoning in garnets: Diffusion models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 87-104.
 - Awwiller, D.N., 1994. Geochronology and mass transfer in Gulf Coast mudrocks (south-central Texas, USA): Rb-Sr, Sm-Nd and REE systematics. *Chemical Geology*, 116, 61-84.
 - Baxter, E.F. and Scherer, E.E., 2013. Garnet geochronology: timekeeper of tectonometamorphic processes. *Elements*, 9, 433-438.
 - Bea, F. and Montero, P., 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphic and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 63, 1133-1153.
 - Bea, F., Montero, P., Garuti, G. and Zacharini, F., 1997. Pressure dependence of rare earth element distribution in amphibolite and granulite-grade garnets. A LA-ICP-MS study. *Geostandard Newslett*, 21, 253-270.
 - Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193.
 - Blackburn, W.H., 1969. Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Gananorue Ontario. *Canadian Mineralogist*, 9, 691-698.
 - Brady, J.B. and Cherniak, D.J., 2010. Diffusion in Minerals: An Overview of Published Experimental Diffusion Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 72, 899-920.
 - Caddick, M.J. and Kohn, M.J., 2013. Garnet: witness to the evolution of destructive plate boundaries. *Elements*, 9, 427-432.
 - Caddick, M.J., Konopásek, J. and Thompson, A.B., 2010. Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. *Journal of Petrology*, 51, 2327-2347.
 - Carlson, W.D., 2002. Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism. *American Mineralogist*, 87, 185-204.
 - Carlson, W.D., 2006. Rates of Fe, Mg, Mn, and Ca diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 91, 1-11.
 - Carlson, W.D., 2012. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 97, 1598-1618.
 - Carlson, W.D. and Schwarze, E. T., 1997. Petrologic significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Anisotropy Uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 631-644.
 - Chakraborty, S. and Ganguly, J., 1992. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 74-86.
 - Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 483-508.
 - Das, B.K., Al-Mikhlaifi, A.S. and Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sedi-

- ments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Science*, 26, 649-668.
- de Béthune, P., Laduron, D. and Boquet, J., 1975. Diffusion processes in resorbed garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50, 197-204.
 - Dragovic, B., Guevara, V.E., Caddick, M.J., Baxter E.F. and Kylander-Clark, A.R.C., 2016. A pulse of cryptic granulite-facies metamorphism in the Archean Wyoming Craton revealed by Sm-Nd garnet and U-Pb monazite geochronology. *Precambrian Research*, 283, 24-49.
 - El Korh, A., Schmidt, S.T., Ulianov, A. and Potel, S., 2009. Trace element partitioning in HP-LT metamorphic assemblages during subduction related metamorphism, Ile De Groix, France: a detailed LA-ICPMS study. *Journal of Petrology*, 50, 1107-1148.
 - Florence, F.P. and Spear, F.S., 1991. Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 487-500.
 - Ganguly, J., 2010. Cation diffusion kinetics in aluminosilicate garnets and geological applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 72, 559-601.
 - Gatewood, P.M., Dragovic, B., Stowell, H.H., Baxter, E.F., Hirsch, D.M. and Bloomer, R., 2015. Evaluating chemical equilibrium in metamorphic rocks using major element and Sm-Nd isotopic age zoning in garnet, Townshend Dam, Vermont, USA. *Chemical Geology*, 401, 151-168.
 - Grant, J.A. and Weiblen, P.W., 1971. Retrograde zoning in garnet near the end sillimanite isograd. *American Journal of Science*, 2, 270-296.
 - Harangi, S.Z., Downes, H., Ko'sa, L., Szabo', C.S., Thirlwall, M.F. and Mason, P.R.D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42, 1813-1843.
 - Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S., Connor, C.H.H. and Pearson, N.J., 2011. The composition of garnet in garnet-rich rocks in the southern Proterozoic Curnamona Province, Australia: an indicator of the premetamorphic physico-chemical conditions of formation. *Mineralogy and Petrology*, 101, 49-74.
 - Hickmott, D. and Spear, F., 1992. Major and trace element zoning in garnets from calcareous pelites in the NW Shelburne Falls Quadrangle, Massachusetts; garnet growth histories in retrograded rocks. *Journal of Petrology*, 33, 965-1005.
 - Hollister, L.S., 1969. Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: an end, member of the metamorphic process. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 2465-2494.
 - Hollister, L.S., 1966. Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
 - Jiao, S., Guo, J., Harley, S. and Peng, P., 2013. Geochronology and trace element geochemistry of zircon, monazite and garnet from the garnetite and/or associated other high-grade rocks: implications for Palaeoproterozoic tectonothermal evolution of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, 237, 78-100.
 - Jung, C., Jung, S., Nebel d, O., Hellebrand, E., Masberg, P. and Hoffer, E., 2009.

- Fluid-present melting of meta-igneous rocks and the generation of leucogranites—Constraints from garnet major- and trace element data, Lu-Hf whole rock-garnet ages and whole rock Nd-Sr-Hf-O isotope data. *Lithos*, 111, 220–235.
- Kelsey, D.E. and Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{ZrO}_2$ system. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 151–166.
 - Kohn, M.J., 2003. Geochemical zoning in metamorphic minerals. *Treatise on Geochemistry: The Crust*, 3, 229–261.
 - Kohn, M.J. and Spear, F.S., 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, 28, 1127–1130.
 - Lanzirotti, A., 1995. Yttrium zoning in metamorphic garnets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4105–4110.
 - McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
 - McLennan, S.M., 2001. Relationship between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, 1–24.
 - McLennan, S.M. and Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1–21.
 - Moore, S.J., Carlson, W.D. and Hesse, M.A., 2013. Origins of yttrium and rare earth element distributions in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 663–689.
 - Nyström, A.I. and Kriegsman, L.M., 2003. Prograde and retrograde reactions, garnet zoning patterns, and accessory phase behaviour in SW Finland migmatites, with implications for geochronology. *Geological Society, Special Publication*, 220, 213–230.
 - Otamendi, J.E., de la Rosa, J.D., Patino Douce, A.E. and Castro, A., 2002. Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth. *Geology*, 30, 159–162.
 - Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–51.
 - Pyle, J.M. and Spear, F.S., 1999. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research*, 1, 1–49.
 - Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *Journal of Geology*, 94, 635–650.
 - Sîrbu, S., Buzgar, N. and Kasper, H.U., 2010. Geochemistry of selected garnets in pegmatites from Răzoare formation (Preluca Mountains, Romania). *Geology*, 56, 109–121.
 - Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R. and Mavrogenes, J., 2003. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies: implications for deep subduction zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 205–222.
 - Spear, F.S., 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In F.S. Spear and Peacock S.M., Ed., *Metamorphic pressure-temperature-time paths*, Short Course in Geology, 1–55. American Geophysical

Union, Washington, D.C.

- Spear, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 379-388.

- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America Monograph Series 1, Washington D.C., 799.

- Spear, F.S. and Kohn, M.J., 1996. Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting. *Geology*, 24, 1099-1102.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.H., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312.

- Tracy, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry, J. M. (ed.) Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 10, 355-397.

- Tracy, R.J., Robinson, P. and Thompson, A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American*

Mineralogist, 61, 762-775.

- Volkova, N.I., Kovyazin, S.V., Stupakov, S.I., Simonov, V.A. and Sakiev, K.S., 2014. Trace Element Distribution in Mineral Inclusions in Zoned Garnets from Eclogites of the Atbashi Range (South Tianshan). *Geochemistry International*, 52, 939-961.

- Whitehouse, M.J. and Platt, J.P., 2003. Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 61-74.

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

- Winkler, H.G.F., 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4th Edition, Springer-Verlag, New York, 334.

- Woodsworth, G.J., 1977. Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canadian Mineralogist*, 15, 230-242.

- Yang, P. and Rivers, T., 2002. The origin of Mn and Yannuli in garnet and the thermal dependence of P in garnet and Y in apatite in calc-pelite and pelite, Gagnon terrane, western Labrador. *Geological Materials Research*, 4, 1-35.