

پتروولوژی، ترموبارومتری و سنسنجی U-Pb سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)

مریم بلاغی اینالو^۱، محمود صادقیان^{۱*}، حبیب‌اله قاسمی^۱، محمد محجل^۲ و هادی عمرانی^۳
^۱ گروه پتروولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۲ بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

چکیده

مجموعه دگرگونی دلبر (بیارجمند) در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود در حاشیه شمالی ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه از سنگ‌های متاپلیتی، متاماسه‌سنگی، متاکربناتی و متابازیتی تشکیل شده است. شواهد صحرایی نشان می‌دهد پروتولیت این مجموعه، تناوب شیل و ماسه‌سنگ همراه با لایه‌های کربناته در بخش‌های بالایی بوده که توسط تعدادی دایک دیابازی به سن اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین قطع شده‌اند. این توالی رسوبی و دایک‌های دیابازی تزریق شده در آنها، متحمل دگرگونی ناحیه‌ای دما-فشار متوسط (نوع باروین) شده‌اند. محدوده‌های دمایی به دست آمده از کالیبراسیون‌های مختلف زوج گارنت-بیوتیت و فشارهای برآورد شده با روش GBPQ برای این سنگ‌ها بیانگر آن است که میکاشیست‌ها و گنیس‌های گارنت‌دار به ترتیب در شرایط دمایی ۴۶۸ تا ۴۹۸ و ۶۴۰ تا ۷۰۶ درجه سانتیگراد و فشارهای ۶/۴ تا ۷/۲ و ۸/۴ تا ۱۳/۲ کیلوبار (رخساره‌های شیست‌سبز و آمفیبولیت فوقانی) دگرگون شده‌اند. افزایش دما و فشار مبین رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده است که تا رسیدن به دمای ذوب و شروع آناتکسی پیش رفته است. مذاب‌های فلسیک حاصل، ساختارهای میگماتیتی متنوعی را در سنگ‌های متاپلیتی و متاسمیتی ایجاد کرده و به صورت گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های آناتکسی تجلی یافته‌اند. نتایج سن‌سنجی با روش U-Pb بر روی گنیس‌ها و گرانیت‌های این مجموعه، سن‌های $541 \pm 4/7$ تا $9/9 \pm 547$ میلیون سال (معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین) را نشان می‌دهد. با مقایسه داده‌های سنی به دست آمده با محدوده‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای مشابه در سایر نقاط ایران، می‌توان رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در مجموعه دلبر را به کوهزایی پان‌آفریکن نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: پتروولوژی، ترموبارومتری، سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb، دگرگونی ناحیه‌ای، مجموعه دلبر، شاهرود، پهنه ایران مرکزی

مقدمه

جنوب شرق شاهرود (منطقه بیارجمند) در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده

مجموعه دگرگونی دلبر در ۱۳۰ کیلومتری

هستند که متحمل ذوب بخشی شده‌اند. اگر دما در خلال دگرگونی پیشرونده به اندازه کافی بالا رود، سنگ‌ها شروع به ذوب بخشی می‌کند. سنگ‌های با ترکیب مناسب می‌تواند در دماهای حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد بسته به میزان فشار، قبل از سایر سنگ‌ها شروع به ذوب شدن نماید. زمانی که سنگی به طور بخشی ذوب می‌شود، از یک سیستم تک فازی (فاز جامد) به یک سیستم دو فازی (جامد+مذاب) تغییر می‌نماید که در آن یک فاز به طور در خور توجهی ویسکوزیته و چگالی کمتری نسبت به دیگری دارد. بنابراین، تحت نیروی شناوری، کسر مذاب تمایل به جدا شدن از جامد را دارد. به همین دلیل، پوسته‌ای که متحمل ذوب بخشی شده، ناهمگن تر می‌شود (Sawyer and Brown, 2008). ذوب بخشی در سنگ‌های دگرگونی رخساره آمفیبولیت، معمولاً در شرایط بدون بخار، به همراه آب مورد نیاز برای آغاز ذوب در حرارت پایین به وسیله واکنش‌های آب‌زدای میکاها و آمفیبول انجام می‌پذیرد (Jung et al., 1995; Harris et al., 1995; Miller, 1985). تحت حرارت‌های حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد، شکست مسکویت تنها واکنش در غیاب بخار است که بتواند ۵ تا ۱۵ درصد حجمی در سنگ، مذاب ایجاد نماید (Sawyer, 1995; Gardien et al., 1996). اما برای خروج مذاب نیاز به درصدهای ذوب بخشی بالاتر است. این شرایط با آغاز ذوب آب‌زدایی بیوتیت انطباق می‌یابد. در این شرایط، حجم لوکوسوم در میگماتیت می‌تواند به بیش از ۲۵ درصد حجمی برسد و مذاب قابلیت خروج را پیدا کند. اگر این مذاب‌ها به هم بپیوندند، می‌تواند میگماتیت‌های دیاتکستی و در نهایت گرانیت‌های پرآلومین را ایجاد نمایند.

مطالعات کانی‌شناسی و ترموبارومتري در

است. این مجموعه یکی از قدیمی‌ترین مناطق پی‌سنگی ایران مرکزی محسوب می‌شود. سرزمین‌های قدیمی و پی‌سنگی معمولاً به دلیل ثبت حوادث مختلف زمین‌شناسی، یکی از جذاب‌ترین مباحث مورد علاقه پترولوژیست‌ها است. تجزیه، تحلیل و تفسیر درست این حوادث در سرزمین‌های قدیمی به لحاظ پراکنندگی جغرافیایی و رخنمون‌های محدود، گسیختگی و بهم‌ریختگی طی حوادث بعدی از جمله: تکتونیک و فازهای دگرشکلی، دگرگونی و دگرسانی، غالباً از پیچیدگی‌های خاصی برخوردار است. مطالعه این مناطق با ویژگی‌های گندوانایی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک-کامبرین و در ارتباط با کوهزایی بزرگ پان‌آفریکن در خور اهمیت بوده و می‌تواند در درک تحولات بخش گندوانایی ایران مفید باشد. مجموعه دلبر متحمل چندین فاز دگرگونی و دگرشکلی شده، که قدیمی‌ترین آنها رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در بازه زمانی اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین بوده است. به علاوه، رخدادهای تکتونیک نیز همزمان با دگرگونی، مجموعه دلبر را متأثر ساخته‌اند. به گونه‌ای که سنگ‌های دگرگونی و گرانیت‌های آناتکسی مرتبط با آنها را به شدت دگرشکل ساخته است. در این پژوهش، صرفاً به بررسی آثار این رخداد دگرگونی بر روی سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دلبر پرداخته شده و از بحث پیرامون سایر رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی صرفه نظر شده است.

میگماتیت‌های پلیتی-نیمه پلیتی و گرانیتی پرآلومین موارد ایده‌آلی برای بازسازی شرایط دگرگونی، آناتکسی و نحوه تشکیل گرانیت‌ها در خلال فازهای کوهزایی هستند (Fazlnia, 2010). میگماتیت‌ها سنگ‌های دگرگونی درجه بالایی

Azizi, Rahmati Ilkhchi و همکاران (۲۰۱۰)، Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۱۵) و نیز بخش‌هایی از این منطقه یا مناطق مشابه مجاور از جمله: بند هزارچاه، چاه جم، شترکوه و سفیدسنگ را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در این پژوهش، به بررسی تحولات پترولوژی سنگ‌های متاپلیتی و ترموبارومتري آنها بر اساس داده‌های شیمی کانی‌ها پرداخته شده و فرآیندهای دگرگونی، میگماتیت‌زایی و ایجاد گرانیتهای آناتکسی در مجموعه دگرگونی دلبر مورد بررسی قرار گرفته است. مجموعه دگرگونی دلبر در بلوک کویر بزرگ از قطعات بلوک سیمیرین واقع شده (شکل ۱-B) و یک مجموعه دگرگونی-آذرین با روند شمال شرقی-جنوب غربی است. سنگ‌های آذرین و دگرگونی در دو بخش شمال شرقی و جنوب غربی منطقه رخنمون دارد. در بخش شمال شرقی منطقه معروف به کوه کلاته علاءالدین در شمال روستای دلبر، رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی مشاهده می‌شود. همچنین، در بخش جنوب غربی منطقه (منطقه پهنواز) نیز رخنمون‌های وسیعی از این سنگ‌ها یافت می‌شود. ارتفاعات مرکزی منطقه به کوه ملحدو معروف است که از واحدهای رسوبی ژوراسیک و کرتاسه تشکیل شده و مجموعه دلبر را پوشانده است. سنگ‌های دگرگونی مجموعه دلبر به طور غالب دارای رخنمون تپه ماهوری هستند. این سنگ‌ها پنج گروه ترکیبی مختلف از جمله: ترکیبات ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده (متاسمیت و متاگریوک)، متاپلیتی (میکاشیستی و گنیسی)، متاکربناتی (آهک و دولومیت دگرگون شده)، متاکالک سیلیکاتی (متمارن) و متابازیتی (آمفیبول شیسست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) را شامل می‌شود. سنگ‌های متاپلیتی به رنگ‌های سبز روشن تا تیره متمایل به سیاه با سطح براق

تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی یکی از روش‌های مهم و اساسی در مطالعه سنگ‌های دگرگونی و بررسی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر رخدادهای دگرگونی است. در این پژوهش، با شیمی کانی‌های بیوتیت، گارنت و پلاژیوکلاز که توسط دستگاه‌های ریزپردازنده الکترونی (EPMA) تجزیه شده‌اند، به تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی در سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دلبر و بررسی نوع رخداد دگرگونی و تحولات سنگ‌شناسی پرداخته شده است. همچنین، داده‌های سنی به دست آمده از تجزیه‌های ایزوتوپی U-Pb بر روی تک بلورهای زیرکن که با روش یون پروب ثانویه (Secondary ion SIMS mass spectrometry) از گارنت گنیس‌های مجموعه دلبر جدا شده، در بخش‌های بعدی ارایه شده است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه آذرین-دگرگونی دلبر در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرقی بیارجمند، بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}11'$ تا $49^{\circ}45'$ و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}53'$ تا $36^{\circ}5'$ در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه با روند شمال شرقی-جنوب غربی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی تشکیل شده است. این منطقه و مناطق همجوار توسط برخی زمین‌شناسان از جمله: Eftekharnajad و همکاران (۱۹۷۲)، Navai و همکاران (۱۹۸۷)، Khalatbari-Jafari (۱۹۹۸)، Rahmati Ilkhchi (۲۰۰۲)، Ghasemi و Hajihosseini (۲۰۰۴) و Navab motlagh (۲۰۰۴) برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی مورد مطالعه قرار گرفته است. به علاوه، Hosseini (۱۹۹۵)، Karami (۲۰۰۳)، Malekpour (۲۰۰۵)، Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۸)،

دیابازی با ترکیب گابرو تا دیوریت تشکیل شده است. بخش دگرگونی این مجموعه در مقایسه با بخش آذرین آن غالب است. گرانیتوئیدهای با طیف ترکیبی گرانیت، آلکالی‌فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت که در سنگ‌های دگرگونی میزبان رخنمون یافته‌اند، بخش آذرین این مجموعه را تشکیل می‌دهد. بخش‌های دگرگونی و آذرین این مجموعه توسط دایک‌های دیابازی متعددی به سن ژوراسیک میانی قطع شده است (Balaghi *et al.*, 2014). (شکل ۳-۳). تعداد این دایک‌ها در رخنمون‌های کوه کلاته علاءالدین و غرب کوه ملحدو به صدها تا هزاران عدد می‌رسد؛ به گونه‌ای که می‌توان آنها را اجتماعات دایکی (Swarm dikes) نامید. واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه به صورت ناپیوسته، این مجموعه آذرین-دگرگونی قدیمی را پوشانده‌اند. بنابراین، مرز بین سنگ‌های قدیمی دگرگونی و آذرین با واحدهای رسوبی جوان‌تر از نوع ناپیوستگی آذرین‌پی است.

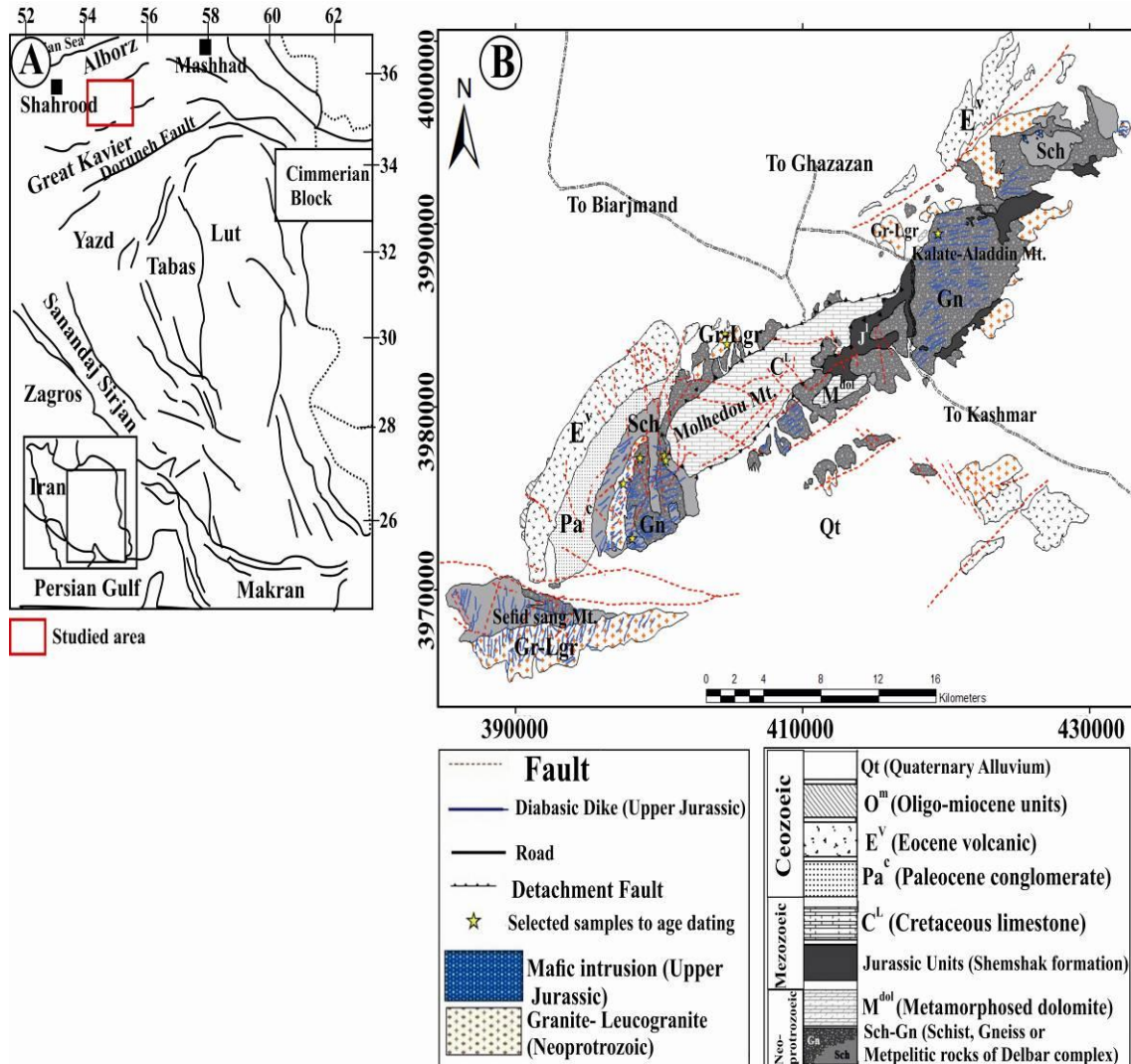
داده‌های سن‌سنجی Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۸) که با روش U-Pb بر روی زیرکن‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی و گرانیت‌های منطقه و مناطق همجوار به دست آمده، بازه زمانی ۵۲۴ تا ۵۴۰ میلیون سال (اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین) را نشان داده‌اند. دایک‌های مافیک با سن ژوراسیک میانی، سنگ‌های دگرگونی و همچنین، لوکوگرانیت‌ها را قطع کرده‌اند. داده‌های سن‌سنجی U-Pb، سن 152 ± 35 میلیون سال (ژوراسیک میانی) را برای دایک‌های دیابازی و توده‌های مافیک نشان می‌دهد که با شواهد صحرایی و روابط چینه‌شناسی کاملاً سازگار است (Balaghi *et al.*, in press). مجموعه دگرگونی و گرانیت‌های حاصل از فرآیند آنتاکسی مرتب با آنها در نقاط مختلف توسط واحدهای سنگی اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک (سازند شمشک)، آهک‌های کرتاسه

رخنمون دارد (شکل ۳-B) و انواع سنگ‌های فیلیتی به شدت متورق، سنگ‌های میکاشیستی تا گنیس‌های حاوی پورفیروبلاست‌های گارنت و آلکالی‌فلدسپار را شامل می‌شود که تحولات تدریجی آنها به وضوح قابل مشاهده است. متاسمیت‌ها و متاگریوک‌ها به همراه با میان‌لایه‌هایی از متامارن نیز در بخش‌هایی از منطقه به همراه متاپلیت‌ها رخنمون دارد و به نظر می‌رسد توالی رسوبی اولیه متشکل از تناوبی از شیل، مارن و ماسه‌سنگ‌های مختلف سمیت و گریوک بوده باشد. در قسمت‌های بالایی این مجموعه، نخست سنگ‌های متاکربناتی به صورت متناوب همراه با میکاشیست‌ها رخنمون دارد و در رأس آنها تنها واحدهای ضخیم متاکربناته رخنمون دارد. این توالی به خوبی منشأ رسوبی این مجموعه دگرگون شده را نشان می‌دهد. در بخش‌های بالای این مجموعه سنگ‌های متاکربناتی رخنمون دارد. متابازیت‌ها گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی مجموعه دلبر هستند که در لابلاهای سنگ‌های متاپلیتی به اشکال دایک‌گونه رخنمون دارد و دارای فولیاسیون بارزی به موازات فولیاسیون غالب سنگ‌های میزبان هستند. پروتولیت اولیه این سنگ‌ها، دایک‌های دیابازی با ترکیبات گابرو تا دیوریت بوده که به آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت تبدیل شده‌اند. همچنین، سنگ‌های دیابازی با ترکیب کوارتز دیوریت دگرشکل شده نیز مشاهده می‌شود. احتمال می‌رود پروتولیت اولیه آمفیبول‌شیست‌ها که به ندرت همراه با میکاشیست‌ها مشاهده می‌شود، ترکیبات کوارتز دیوریتی باشد. این گروه از سنگ‌ها در این پژوهش مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند.

بخش آذرین مجموعه از توده‌های گرانیتوئیدی کوچک مقیاس با طیف ترکیبی گرانیت-لوکوگرانیت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت و دایک‌های

الیگوسن، مارن‌های میوسن و رسوبات آبرفتی-تخریبی کوتاه‌تر پوشیده شده‌اند (شکل ۱-۱-۱).

پایینی، کنگلومرای پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی ائوسن میانی، آهک‌های



شکل ۱-۱ (A) موقعیت منطقه بیارجمند بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران مرکزی (Ramezani and Tucker, 2003)؛ نقشه زمین‌شناسی منطقه بیارجمند که بر اساس مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای ترسیم شده است.

مختلف مورد نمونه‌برداری قرار گرفت و از نمونه‌های برداشته شده، تعداد ۳۰۰ عدد مقطع نازک تهیه شد. پس از مطالعات پتروگرافی بر اساس تنوع کانی‌شناسی و نوع رخساره‌های دگرگونی، تعدادی از مقاطع نازک صیقلی برای تجزیه شیمیایی انتخاب و سپس سطح آنها با لایه‌ای از کربن پوشیده و مورد تجزیه شیمیایی

روش انجام پژوهش

برای دستیابی به اهداف مورد مطالعه، پس از بررسی و ارزیابی اطلاعات و گزارشات موجود و جمع‌آوری اطلاعات از نقشه‌ها، تصاویر ماهواره‌ای و پژوهش‌های مشابه در سایر نقاط ایران و جهان، به بازدید از منطقه و بررسی شواهد صحرایی پرداخته شد. رخنمون‌های سنگی مورد مطالعه در نقاط

سنگ کل خاصی معتبر است. در نرم‌افزار THERIAK-DOMINO به جای این که میادین پایداری از طریق حل معادله‌های پیچیده محاسبه شود، بر اساس حداقل انرژی آزاد گیبس محاسبه می‌شود. این تکنیک مورد استفاده در نرم‌افزار THERIAK-DOMINO نشان می‌دهد که ارتباط پایداری یک مجموعه با محتوای حداقل انرژی از اصول اساسی ترمودینامیک است. مزیت این نرم‌افزار نسبت به THERMOCALC این است که نرم‌افزار THERIAK-DOMINO به هیچ داده پایه‌ای وابسته نیست و کاملاً به طور خودکار عمل می‌کند. کاربرد آن بسیار سریع و آسان است و میادین پایداری به جای محاسبه با معادله‌های پیچیده بر اساس انرژی آزاد گیبس محاسبه می‌شود (Jowhar, 2012).

برای مطالعات سن‌سنجی ایزوتوپی، پس از آماده‌سازی پودر نمونه‌ها (دو نمونه گنیس)، جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیک‌های آب‌شویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و جدایش دستی در زیر میکروسکوپ در آزمایشگاه جدایش کانی دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود انجام شده است. زیرکن‌های جدا شده در چسب مخصوص قرار گرفته و برای آشکار شدن ساختار داخلی زیرکن‌ها تا عمقی معادل با نصف ضخامت آنها صیقل داده شده و در نهایت توسط پوشش نازکی از طلا پوشیده شد. تهیه تصاویر Cl (Catadoluminescence) توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی مدل LE01450VP انجام شد که در مطالعه ساختار داخلی زیرکن‌ها و انتخاب بهترین نقاط برای تجزیه اهمیت زیادی دارد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb برای سن‌سنجی با روش Secondary Ion SIMS (Mass Spectrometry) در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution,

قرار گرفت. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی موجود در کانی‌ها با روش ریزکاو الکترونی در آزمایشگاه State Key Laboratory of Continental Dynamics, northwest University, Xian انجام شده است. دستگاه ریزپردازنده از نوع JXA-8100 و شرایط آزمایش شامل: ولتاژ ۱۵ کیلو ولت، جریان ریزکاو $(A) 1 \times 10^{-8}$ ، دمای ۲۵ درجه سانتیگراد و رطوبت ۳۰ درصد بوده و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین استفاده شده است. قطر نقاط تجزیه شده ۱ تا ۵ میکرون است.

برای مطالعات ترموبارومتري بر اساس داده‌های به دست آمده، از صفحات گسترده موجود برای هر کانی و در نهایت برای محاسبه دما و فشار استفاده شده و نتایج آن مورد تفسیر قرار گرفته است. در ترسیم سودوسکشن‌ها از نرم‌افزار THERIAK-DOMINO (De Capitani and Petrakakis, 2010) استفاده شده است. این نرم‌افزار انواع مختلف نمودارها از جمله: نمودارهای شبیه نمودارهای فازي، سودوسکشن‌ها، نمودارهای دو تایی، سه تایی، ایزوپلت‌ها، مقادیر مودال، ویژگی‌های مولار فازهای منفرد یا ویژگی‌های کلی مانند ΔG کل را کاملاً به صورت خودکار و بدون نیاز به مداخله کاربر محاسبه می‌نماید. از آنجا که ترسیم نمودار توسط کاربر با خطا همراه است، بنابراین، در این روش میزان خطاها نیز کاهش یافته و به حداقل می‌رسد. در هر نمودار، مجموعه تعادلی (سودوسکشن) که توسط نرم‌افزار تهیه می‌شود، هر نقطه معرف یک ترکیب کل، یک P و T خاص است. نمودار مجموعه‌های پیش‌بینی شده بر اساس حداقل انرژی آزاد گیبس ترسیم می‌شود. بر خلاف شبکه‌های پتروژنتیک، یک دیگرام مجموعه تعادلی یا سودوسکشن تنها برای ترکیب

تنها به بحث پتروگرافی این سنگ‌ها و گرانیتهای آناتکسی حاصل از ذوب بخشی آنها پرداخته شده است.

سنگ‌های متاپلیتی: متاپلیت‌ها دارای طیف وسیعی از انواع فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها هستند و غالباً در بخش‌های جنوب غربی منطقه رخنمون دارد. سطوح براق این سنگ‌ها به دلیل فراوانی حضور میکاها در شناسایی آنها در مشاهدات صحرایی مؤثر است. این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز+فلدسپار آلکان±کلریت±موسکوویت+بیوتیت±گارنت+پلاژیوکلاز±کیانیت±استارولیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲-A تا F). همزیستی پایدار کیانیت و استارولیت که به ندرت در برخی میکاشیست‌ها یافت می‌شود مبین رخساره آمفیبولیت میانی در این شیست‌ها است. برخی میکاشیست‌ها حاوی کیانیت هستند و در حاشیه برخی از گارنت آمفیبولیت‌ها و همچنین، در مجاورت برخی گرانیتهای پگماتیت‌های حاصل از آناتکسی سنگ‌های دگرگونی، رگه‌هایی از کوارتز به همراه کیانیت مشاهده می‌شود. تشکیل این رگه‌ها حاصل تبلور سیالات حاوی سیلیس و آلومینیوم در شرایط فشار بالا است. سیالات لازم برای تشکیل رگه‌های کوارتز حاوی آلومینوسیلیکات‌ها از چندین منبع منشأ می‌گیرد: الف) سیالات ماگمایی خارج شده از تبلور گرانیتهای واکنش با منشأ دگرگونی که توسط واکنش‌های آب‌زدا از سنگ‌های میزبان حاصل می‌شود (Burenjargal *et al.*, 2012). به علت این که رگه‌های کوارتز حاوی کیانیت در عمق بیشتر (میدان پایداری کیانیت) تشکیل می‌شود، منبع احتمالی سیالات مورد نیاز برای تشکیل این رگه‌ها واکنش‌های آب‌زدا (به عنوان مثال، واکنش آب‌زدای بیوتیت) در گنیس‌ها است. بنابراین، می‌توان تشکیل رگه‌های کوارتز-کیانیت در مجموعه دلبر را ناشی از واکنش‌های آب‌زدای بیوتیت در این سنگ‌ها و

Chinese Academy of Science, Beijing انجام شده است.

روش SIMS نوعی روش طیف‌سنج جرمی یون پروب ثانویه است که به طور گسترده برای سن‌سنجی در جای (in situ dating) بسیاری از کانی‌های اورانیوم‌دار از جمله: زیرکن، مونازیت، آپاتیت و ... مورد استفاده قرار می‌گیرد. کالیبره کردن با استاندارد خارجی توسط زیرکن‌های طبیعی و استاندارد مرجع از اصول اولیه دقت میکرو آنالیزور در تعیین سن U-Pb زیرکن است. مسأله اصلی در تعیین سن U-Pb زیرکن با تکنیک‌های میکروبیوم آثار تفریقی بین U و Pb است. راه حل اصلی برای رفع این اثر، کالیبراسیون matrix-matched از طریق تجزیه زیرکن‌های استاندارد طبیعی است. بنابراین، صحت و دقت تعیین سن U-Pb زیرکن کاملاً وابسته به ویژگی‌های رادیوژنیک (به ویژه همگنی و سازگاری) و نسبت‌های U/Pb استانداردهای زیرکن است. به طور کلی، با استفاده از تکنیک‌های کالیبراسیون امروزی U/Pb، دقت اندازه‌گیری $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با روش SIMS به حدود یک درصد می‌رسد (Ireland and Williams, 2003). نتایج سن‌سنجی‌های به دست آمده از این روش در ترسیم نمودارهای سازگاری مورد استفاده قرار گرفته است.

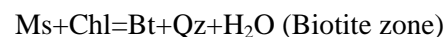
پتروگرافی

سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی در این پژوهش طیف وسیعی از ترکیبات مختلف نظیر: متاسمیت‌ها، متاگریوک‌ها، مارن‌ها، متادولومیت‌ها، متاماسه‌سنگ‌ها، میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها را شامل می‌شود. مطالعات دما-فشارسنجی صرفاً بر روی سنگ‌های متاپلیتی انجام شده است. بنابراین، در این بخش

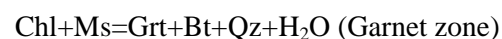
در کوه کلاته علاءالدین رخنمون دارد. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان‌دهنده وقوع تحولات دگرگونی از شرایط رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت فوقانی در متاپلیت‌ها است. در برخی از گنیس‌ها رشد پورفایرولاست‌های درشت آلکالی‌فلدسپار بافت چشمی ایجاد کرده است. در برخی دیگر، نوارهای تیره غنی از بیوتیت و روشن غنی از کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در مقیاس ماکروسکوپی به خوبی مشاهده می‌شود. کاهش مقدار بیوتیت به دلیل مشارکت آن در ذوب بخشی و مصرف شدن آن برای ایجاد پتاسیم‌فلدسپار است که به ایجاد نوارها یا لایه‌های غنی از کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار در لابلاهای گنیس‌های سیاه رنگ حاوی بیوتیت منجر شده است. این ساختار نواربندی گنیسی نامیده می‌شود (شکل ۳-D). علاوه بر تفریق دگرگونی، وقوع ذوب بخشی درجا (In situ partial melting) نیز در ایجاد نواربندی گنیسی در گنیس‌های درجه بالا و میگماتیت‌ها نقش مؤثری دارد (Barker, 2004). سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه شواهدی از رخدادهای دگرشکلی دما بالا را نیز نشان می‌دهد. این شواهد که قبلاً توسط Malekpour (۲۰۰۵) و Rahmati و Ilkhchi و همکاران (۲۰۱۰) مورد مطالعه قرار گرفته بیانگر اعمال تنش‌های برشی بر سنگ‌های منطقه است. در جایی که نواربندی گنیسی تحت تأثیر دگرشکلی شکل‌پذیر درجه بالا قرار گیرد، چین‌های تیگماتیک ایجاد می‌شود (شکل ۳-C). مطالعات پتروگرافی نیز شواهدی مبنی بر دگرشکلی شکل‌پذیر دما بالا در این سنگ‌ها از جمله: حضور نوارهای کشیده کوارتز و گارنت، آلکالی‌فلدسپارهای دارای بافت پرتیتی شعله‌ای، ساب‌گرین شدن کوارتزها، خمش ماکل و ایجاد ماکل‌های دگرشکلی در پلاژیوکلازها را نشان می‌دهد.

تشکیل کمپلکس‌های Al-Si در شرایط P-T منطبق بر شرایط رخساره آمفیبولیت فوقانی در نظر گرفت. کمپلکس‌های Al-Si به عنوان عامل مؤثر در انتقال و تحرک Al در سیالات دگرگونی رخساره آمفیبولیت عمل می‌کند (Manning, 2007). کانی‌شناسی سنگ‌های متاپلیتی ظهور پهنه‌های بیوتیت، گارنت، استارولیت و کیانیت را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. این پهنه‌بندی ناشی از افزایش درجه دگرگونی در منطقه است که مشابه با پهنه‌بندی مشاهده شده در سنگ‌های رسی دگرگون شده در مجاورت گرانیتوئید الوند در منطقه همدان است. این سنگ‌ها به صورت اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت‌شیست، گارنت‌کیانیت‌شیست، گارنت‌استارولیت‌شیست، هورنفلس و میگماتیت (Saki and Baharifar, 2011) گزارش شده‌اند. در منطقه دلبر، هورنفلس‌ها رخنمون بسیار محدودی داشته و در ارتباط با نفوذی‌های مافیک ژوراسیک میانی هستند. رابطه‌های احتمالی زیر تشکیل کانی‌های بیوتیت، گارنت، استارولیت و کیانیت را در متاپلیت‌ها نشان می‌دهد.

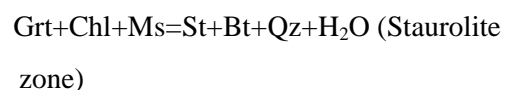
رابطه (۱)



رابطه (۲)



رابطه (۳)



رابطه (۴)

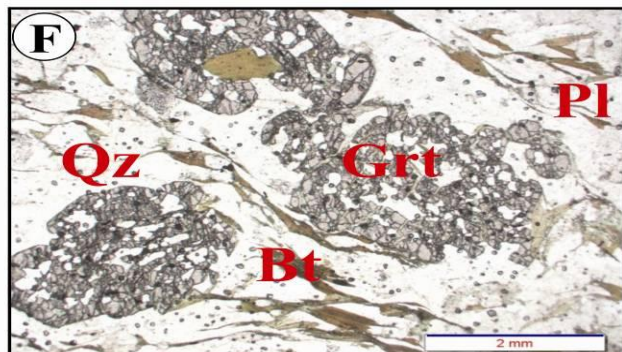
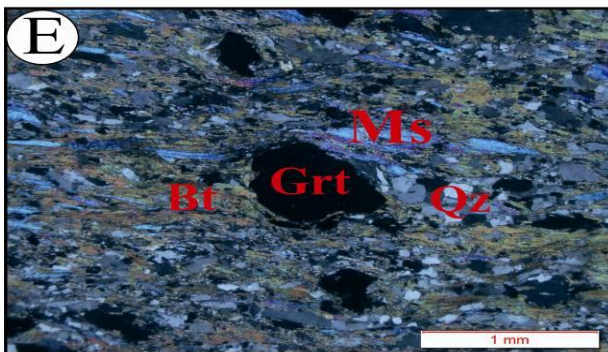
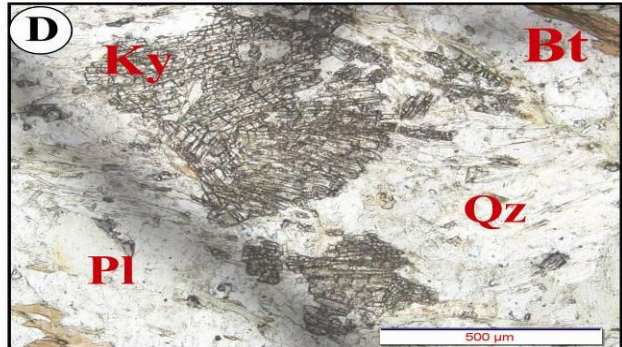
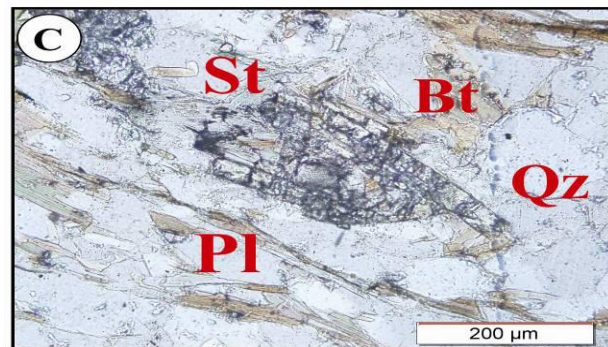
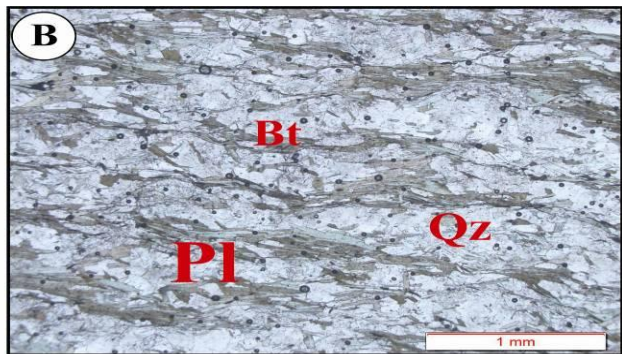
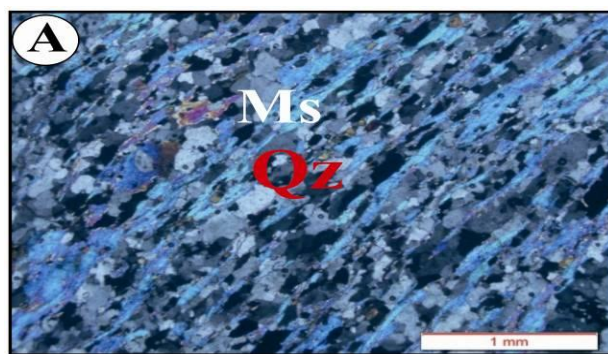


گنیس‌ها و گارنت‌گنیس‌های دانه‌متوسط تا دانه‌درشت متشکل از مجموعه کوارتز+فلدسپار آلکان+پلاژیوکلاز+بیوتیت±گارنت±آمفیبول±مسکوویت و کانی‌های فرعی آلانیت، زیرکن، آپاتیت و اپیدوت در بخش‌های شمال‌شرقی منطقه

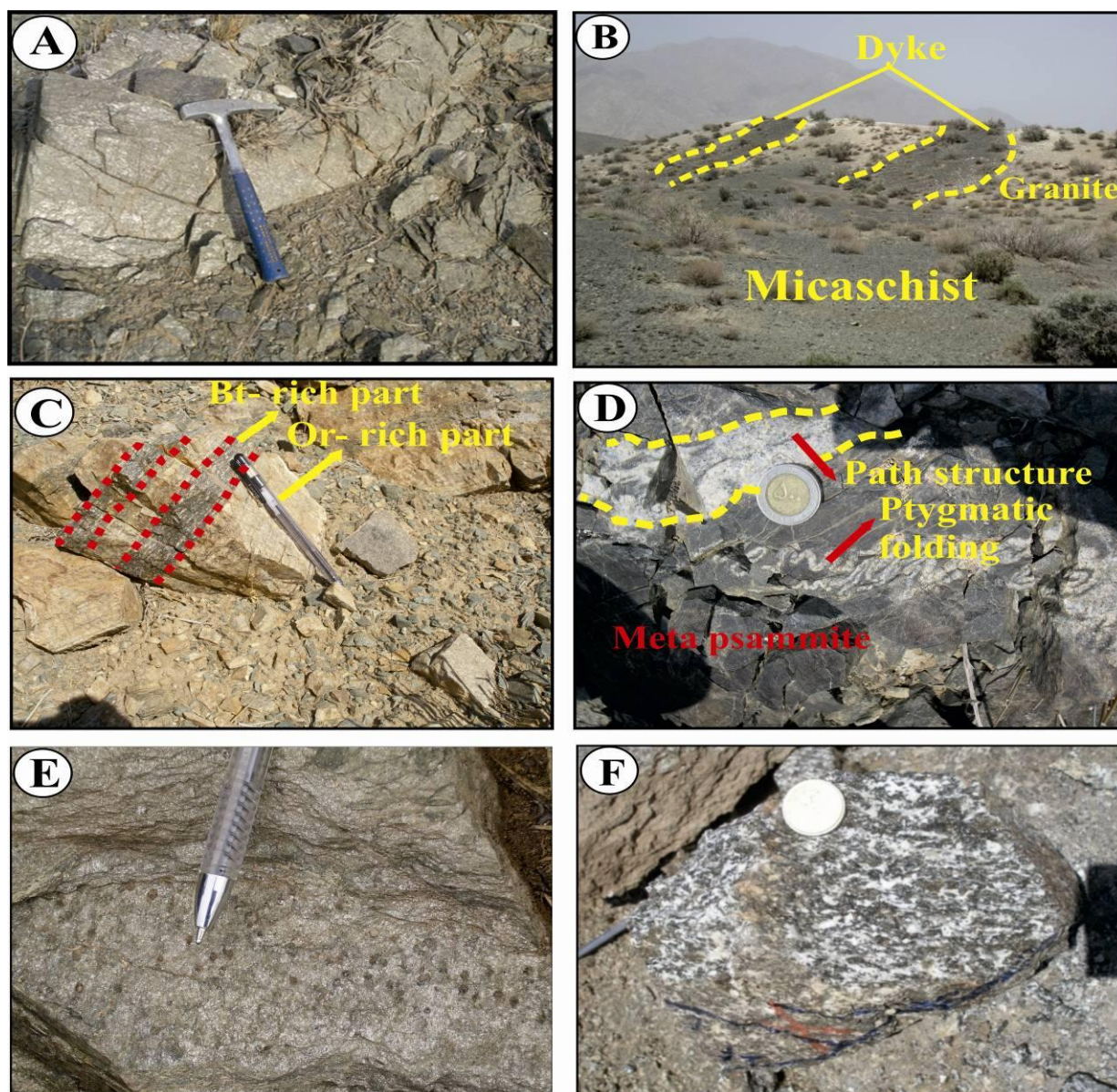
آلائیت از کانی‌های فرعی مهم در این سنگ‌ها هستند. رگه‌های پگماتیتی-آپلیتی متشکل از کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، تورمالین و به ندرت موسکوویت به موازات فولیاسیون سنگ‌های میزبان نفوذ کرده‌اند.

گرانیت‌ها نیز همانند سنگ‌های میزبان آنها به شدت متحمل دگرشکلی شده‌اند، به گونه‌ای که می‌توان آنها را گرانیت میلونیتی نامید.

گرانیت‌های آناتکسی: گرانیت‌های آناتکسی به صورت توده‌های کوچک مقیاس لوکوگرانیتی به رنگ روشن و رگه‌های پگماتیتی-آپلیتی در مجموعه دگرگونی نفوذ کرده‌اند. پلاژیوکلاز، اورتوکلاز، میکروکلین و کوارتز و به ندرت هورنبلند و موسکوویت از کانی‌های اصلی لوکوگرانیت‌ها هستند. بقایایی از بیوتیت و گارنت نیز به ندرت در برخی نمونه‌ها یافت می‌شود. تورمالین، زیرکن و



شکل ۲-۱) تصویر میکروسکوپی از موسکوویت شیبست؛ (B) تصویر میکروسکوپی از بیوتیت شیبست؛ (C) تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلورهای استارولیت در نمونه کیانیت‌استارولیت میکاشیبست؛ (D) تصویر میکروسکوپی از بلورهای کیانیت در نمونه میکاشیبست؛ (E) تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور بلورهای گارنت به همراه بیوتیت و موسکوویت در گارنت‌میکاشیبست‌های منطقه دلبر و (F) تصویر میکروسکوپی از پورفایرولاست‌های گارنت در نمونه گارنت‌گنیس، حضور بیوتیت در اطراف گارنت‌ها فولیاسیون بارزی را ایجاد کرده است. علایم اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.



شکل ۳- A) تصویری از رخنمون سنگ‌های میکاشیستی با سطح براق (جنوب‌غربی کوه ملحدو)؛ B) تصویری از روابط صحرایی سنگ‌های دگرگونی، لوکوگرانیت‌ها و دایک‌های مافیک قطع‌کننده آنها (جنوب‌غرب منطقه مورد مطالعه، منطقه پهناوز)؛ C) تصویری از نواربندی گنیسی با نوارهای غنی از بیوتیت و کوارتز و فلدسپار در گنیس‌های منطقه دلبر؛ D) تصویر نشان‌دهنده ساختارهای مختلف میگماتیت‌زایی در لابلای سنگ‌های میکاشیستی-گنیسی که ناشی از نفوذ مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب بخشی به موازات فولیاسیون بارز سنگ‌های میزبان انجام شده و به تشکیل چین‌های تیگماتیک منجر شده است؛ E) تصویری از میکاشیست‌های گارنت‌دار مجموعه دلبر، تورق میکاشیست‌ها و حضور پورفایروبلست‌های درشت گارنت در آنها در خور ملاحظه است؛ F) تصویری از گارنت‌گنیس‌های منطقه دلبر در مقیاس صحرایی.

شیمی کانی‌ها

استارولیت و یک نمونه گنیس گارنت‌دار تجزیه ریزکاو الکترونی شد. نتایج این تجزیه‌ها و ترموبارومتري‌های انجام شده با داده‌های حاصل، در بخش‌های بعدی ارائه شده است.

برای تعیین شیمی کانی‌ها و استفاده از نتایج آنها در ترموبارومتري، چندین نمونه از سنگ‌های میکاشیستی حاوی گارنت، بیوتیت، کیانیت و

بیوتیت: بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها، تجزیه ریزکاو الکترونی شد. محاسبه فرمول ساختاری بیوتیت و تعیین نوع آنها بر اساس نتایج تجزیه شیمی و تعداد ۲۲ اکسیژن انجام شده است (جدول ۱). تمامی بیوتیت‌ها در نمودار رده‌بندی میکاها از Deer و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرد (شکل ۴). نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ از Deer و همکاران (۱۹۸۶) نشان می‌دهد این بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن هستند. بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها در مقایسه با بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها دارای X_{Mg} پایین‌تر و مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ بالاتری هستند. در گنیس‌ها رشد پورفیروبلاست‌های گارنت از طریق انتشار موضعی عناصر به ویژه Fe و Mg انجام شده است. مطالعه منطقه‌بندی ترکیبی آنها نشان می‌دهد از هسته به حاشیه بلور گارنت، میزان Mg کاهش و Fe افزایش یافته است. به دلیل همزیستی گارنت و بیوتیت، با افزایش میزان Mg و کاهش میزان Fe در حاشیه بلور گارنت، مقدار Mg در بیوتیت‌های همزیست با آنها کاهش و مقدار Fe افزایش یافته است.

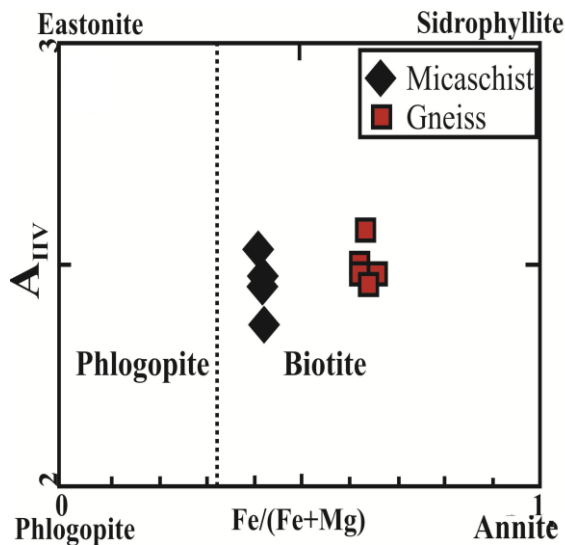
گارنت: نتایج تجزیه پورفیروبلاست‌های گارنت در نمونه‌های متاپلیتی مطالعه شده (جدول ۲) برای محاسبه در صد مولی اعضای نهایی آنها بر حسب نسبت Fe^{+2}/Fe^{+3} با روش Droop (۱۹۸۷) و تعیین نوع گارنت استفاده شده است. این نتایج نشان می‌دهد ترکیب شیمیایی گارنت‌ها در نمونه‌های میکاشیستی بر اساس داده‌های به دست آمده به صورت $Alm_{76.5-76.1}, Sps_{8.1-8.7}, Prp_{12.07-12.01}$ (Alm 3.3-3.1) و در گارنت‌های متعلق به گارنت‌گنیس‌ها از مرکز به سمت حاشیه به صورت $Alm_{52.5-52.6}$

سه تایی طبقه‌بندی گارنت‌ها نشان می‌دهد گارنت‌های تجزیه شده همگی ترکیب غنی از آلماندین دارد (شکل ۵-A). نمودارهای پروفیل ترکیبی پورفیروبلاست درشت گارنت در نمونه گارنت‌گنیس (نقاط B1-4-01 تا B1-4-06 از حاشیه به هسته) برای عناصر Ca, Fe, Mg و Mn نشان می‌دهد مقدار Fe از هسته به حاشیه بلور با تغییراتی همراه بوده و سپس کاهش یافته است (شکل ۵-B و C). اما مقدار Mg از هسته به سمت حاشیه، به صورت نوسانی نخست افزایش، سپس کاهش و در نهایت افزایش یافته است. احتمال می‌رود به علت رشد بلور در چند مرحله، این عنصر توزیع منظمی را نشان نمی‌دهد. تغییرات Mg گویای تشکیل بلورهای گارنت طی رخداد دگرگونی پیشرونده است. توزیع Ca نیز از هسته به حاشیه با بی‌نظمی همراه بوده و Mn تغییرات چندانی را نشان نمی‌دهد. در حالی که، بررسی روند این تغییرات در بلور دیگر از حاشیه به سمت هسته (نقاط B1-3-01 تا B1-3-04) نشان‌دهنده افزایش مقدار Fe و کاهش مقدار Mn است (جدول ۲). این تغییرات مبین منطقه‌بندی ترکیبی رشد پیوسته بلور گارنت است که برای گارنت‌های رخساره آمفیبولیت گزارش شده است (Yardley, 1977)؛ (Tuccillo et al., 1990).

پلاژیوکلاز: نتایج تجزیه پلاژیوکلازهای موجود در متاپلیت‌های مجموعه دلبر نشان می‌دهد که فلدسپارهای موجود در میکاشیست‌ها غنی از آلبیت ($Ab_{89} An_{11}$) و در گارنت‌گنیس‌ها دارای ترکیب ($Ab_{67} An_{23}$) هستند (شکل ۶، جدول ۱). از نتایج تجزیه این کانی‌ها به همراه کانی‌های بیوتیت و گارنت در ترموبارومتري سنگ‌های متاپلیتی استفاده شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت و پلاژیوکلاز در نمونه گارنت گنیس (B01) منطقه دلبر

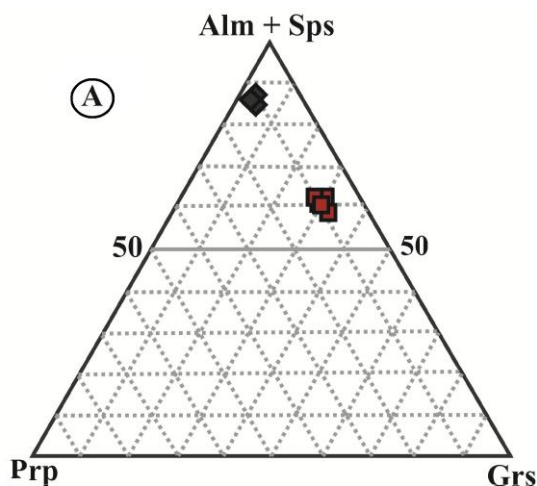
Sample	Gneiss										
Mineral	Biotite						Plagioclase				
	B1-1-01	B1-1-02	B1-2-01	B1-2-02	B1-4-01	B1-4-01	B1-4-01	B1-4-02	B1-4-03	B1-4-04	
Spots											
SiO ₂	36.19	36.31	35.14	35.85	36.34	35.91	SiO ₂	62.65	61.61	62.05	61.8
TiO ₂	2.77	2.71	2.85	2.35	2.9	2.83	TiO ₂	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	17.22	17.18	17.18	17.11	17.09	17.31	Al ₂ O ₃	23.45	23.68	23.5	23.62
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.07	0.02	0	0.01	Cr ₂ O ₃	0	0.03	0.02	0.03
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0	0	Fe ₂ O ₃	0.05	0.17	0.08	0.09
FeO	23.08	23.92	24.13	24.02	23.85	23.13	FeO	0	0	0	0
MnO	0.14	0.06	0.12	0.03	0.09	0.01	MnO	0.01	0	0.01	0.02
MgO	7.79	7.39	7.68	8.19	7.51	7.42	MgO	0	0.02	0.02	0
CaO	0.04	0.02	0	0	0.03	0	CaO	4.98	4.92	4.95	4.93
Na ₂ O	0.21	0.05	0.02	0	0.02	0.01	Na ₂ O	8.53	9.05	8.6	9.03
K ₂ O	9.32	9.55	9.54	9.16	9.23	9.5	K ₂ O	0.16	0.15	0.16	0.14
Totals	96.81	97.2	96.72	96.76	97.07	96.13	Totals	99.84	99.65	99.39	99.66
Oxygens	11	11	11	11	11	11	Oxygens	8	8	8	8
Si	2.759	2.768	2.706	2.744	2.768	2.759	Si	2.776	2.746	2.49	2.48
Ti	0.159	0.155	0.165	0.135	0.166	0.164	Ti	0	0	0	0
Al	1.548	1.543	1.56	1.544	1.535	1.568	Al	1.225	1.244	1.26	1.26
Cr	0.003	0	0.004	0.001	0	0.001	Cr	0	0.001	0	0
Fe ₃	0	0	0	0.002	0	0	Fe ₃	0.002	0.006	0.006	0.007
Fe ₂	1.472	1.525	1.554	1.537	1.519	1.486	Fe ₂	0	0	0	0
Mn	0.009	0.004	0.008	0.002	0.005	0.001	Mn	0.001	0	0.001	0.002
Mg	0.885	0.839	0.882	0.934	0.853	0.849	Mg	0	0.001	0.002	0
Ca	0.003	0.001	0	0	0.003	0	Ca	0.236	0.235	1.39	0.39
Na	0.031	0.008	0.003	0	0.003	0.002	Na	0.733	0.782	1.38	1.45
K	0.907	0.929	0.937	0.894	0.897	0.931	K	0.009	0.009	0.026	0.022
Sum	7.776	7.774	7.818	7.795	7.75	7.76	Sum	4.981	5.024	5.57	5.62
XMg	0.38	0.35	0.36	0.38	0.36	0.36	An	24.13	22.90	22.02	21.18
-	-	-	-	-	-	-	Ab	74.95	76.22	76.54	77.61
-	-	-	-	-	-	-	Or	0.92	0.88	1.42	1.20



شکل ۴- موقعیت ترکیبی بیوتیت‌های تجزیه شده بر روی نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer *et al.*, 1986)

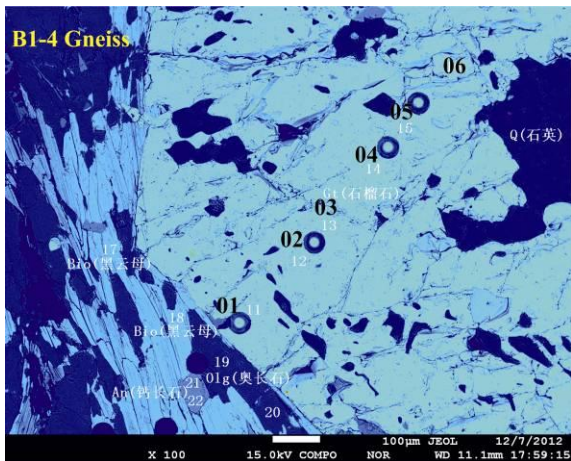
جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت‌های موجود در گارنت گنیس‌های منطقه دلبر

Sample	Gneiss											
Mineral	Garnet											
Rim	Rim					Rim		Core				
Spots	B1-3-01	B1-3-02	B1-3-03	B1-3-04	B1-3-05	B1-3-06	B1-4-01	B1-4-02	B1-4-03	B1-4-04	B1-4-05	B1-4-06
SiO ₂	38.14	37.73	37.85	37.99	37.52	38.02	37.78	37.33	37.66	38.41	38.4	37.82
TiO ₂	0.13	0.07	0.06	0.33	0.16	0.16	0.07	0.07	0.08	0.12	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	21.21	21.52	21.75	21.38	21.44	21.27	21.95	21.85	21.76	21.62	21.7	21.65
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0.01	0.05	0.02	0	0	0.01	0.06	0.02	0	0.04
Fe ₂ O ₃	0	0.21	0.05	0	1.23	0	0.28	0.32	0	0	0	0
FeO	23.32	23.57	23.47	22.59	23.35	23.38	22.73	23.24	22.77	23.88	23.91	23.23
MnO	2.92	3.22	4.04	3.88	3.69	3.9	1.92	1.89	2.51	2.92	2.66	2.67
MgO	0.93	0.84	0.86	0.87	0.86	0.77	0.89	0.82	0.82	0.88	0.91	0.81
CaO	13.32	13.02	12.59	13.06	12.74	12.7	14.82	14.1	13.82	13	13.35	13.88
Na ₂ O	0	0.04	0.01	0	0.01	0.03	0	0	0	0	0.01	0.01
K ₂ O	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Totals	99.98	100.23	100.69	100.16	101.02	100.23	100.44	99.62	99.49	100.84	100.98	100.15
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	3.018	2.988	2.985	3.003	2.958	3.011	2.971	2.964	2.989	3.014	3.009	2.99
Ti	0.008	0.004	0.003	0.02	0.009	0.01	0.004	0.004	0.005	0.007	0.003	0.002
Al	1.979	2.009	2.022	1.992	1.993	1.986	2.034	2.046	2.036	2	2.004	2.018
Cr	0	0.001	0	0.003	0.001	0	0	0	0.004	0.001	0	0.002
Fe ⁺³	0	0.012	0.003	0	0.073	0	0.016	0.019	0	0	0	0
Fe ⁺²	1.54	1.56	1.55	1.49	1.54	1.55	1.49	1.54	1.51	1.57	1.57	1.54
Mn	0.20	0.22	0.27	0.26	0.25	0.26	0.13	0.13	0.17	0.19	0.18	0.18
Mg	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10
Ca	1.13	1.10	1.06	1.11	1.08	1.08	1.25	1.20	1.18	1.09	1.12	1.18
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum	7.985	8	8	7.98	8	7.989	8	8	7.986	7.979	7.987	7.999
Xmg	14.15	15.87	15.43	14.60	15.35	17.10	14.47	16.00	15.67	15.32	14.88	16.26
Alm	71.6	52.6	52.5	52.0	51.4	52.0	50.2	52.0	51.9	54.0	53.4	51.5
Prp	2.5	6.5	7.2	9.0	8.6	8.3	4.3	4.3	5.6	6.4	5.9	6.0
Gro	23.7	3.6	3.3	3.4	3.4	3.4	3.5	3.3	3.2	3.4	3.5	3.2
Sps	2.2	38.2	37.1	35.7	37.7	36.3	41.6	40.0	40.0	37.4	38.0	39.4



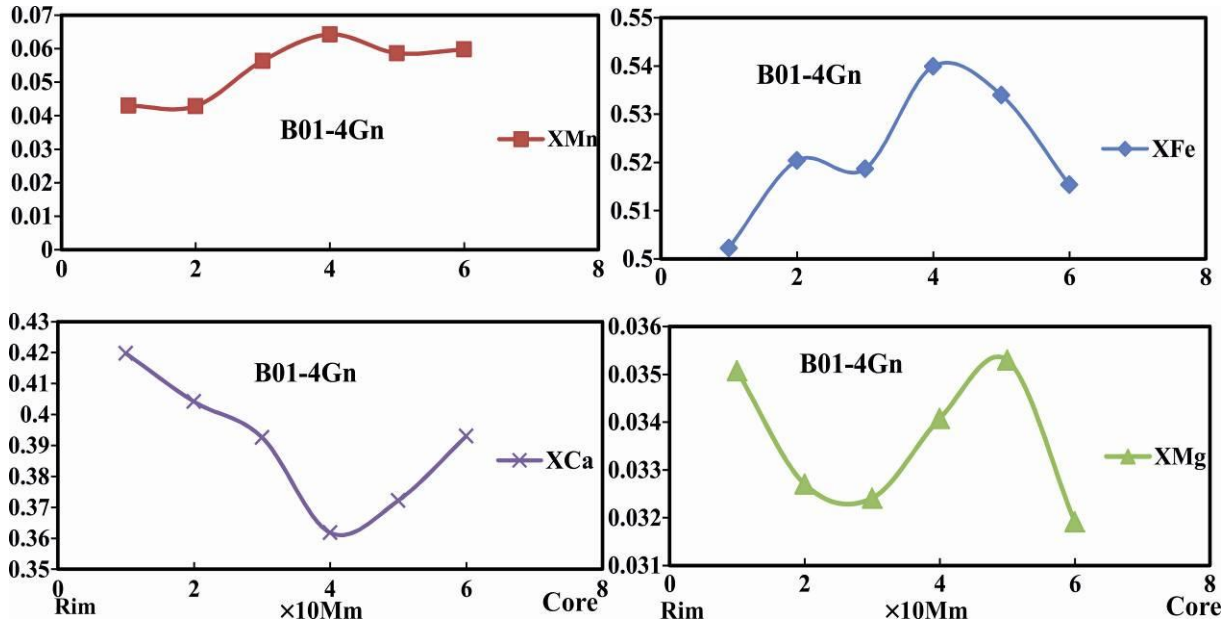
شکل ۵- A) تغییرات اعضای نهایی گارنت‌های تجزیه شده منطقه دلبر بر روی نمودار سه تایی مجموع اعضای نهایی. علایم استفاده شده برای گارنت‌ها، شبیه علایم شکل ۴ است.

B



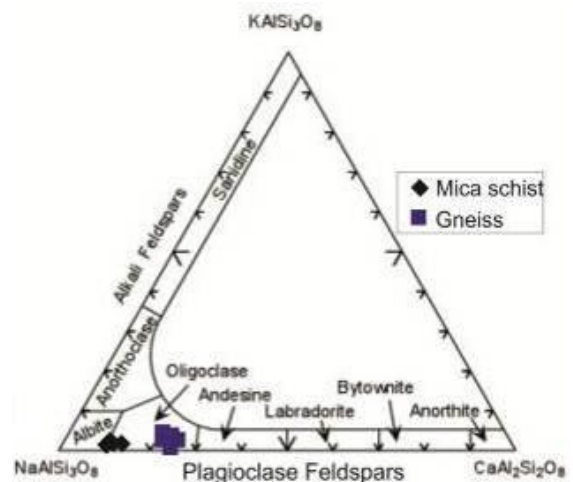
شکل ۵- B) تصویر Backscattered از پورفایروبلاست گارنت تجزیه شده در ۶ نقطه از نمونه گارنت گنیس (B1) منطقه دلبر

C



شکل ۵- C) نمودارهای پروفیل ترکیبی گارنت منطقه دلبر برای عناصر Ca, Fe, Mg و Mn از حاشیه به سمت هسته

شکل ۶- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای تجزیه شده نمونه‌های میکاشیستی و گنیس‌های گارنت‌دار مجموعه دلبر بر روی نمودار سه تایی طبقه‌بندی فلدسپارها

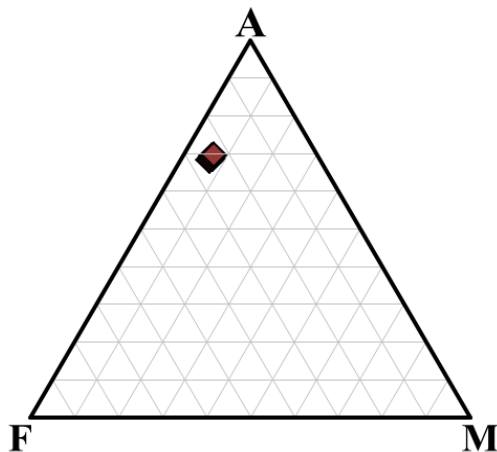


استارولیت: استارولیت در میکاشیست‌های مطالعه شده به همراه مجموعه کانی‌های کوارتز، کیانیت، گارنت، موسکوویت و بیوتیت به صورت بلورهای منشوری شکل ریزدانه‌ای به مقدار بسیار ناچیز یافت می‌شود. ظهور این کانی در ترکیبات غنی از آهن از دمای حدود ۵۰۰ درجه سانتیگراد آغاز می‌شود و نشانه شروع رخساره آمفیبولیت است

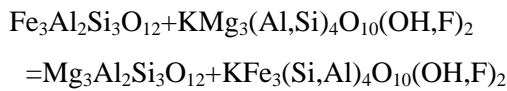
(Masoudi *et al.*, 2006). نتایج تجزیه‌های ریزکاو الکترونی این کانی محدود به ترکیبی $(\text{Fe}_{1.32-1.54}, \text{Mg}_{0.39-0.42})_2 (\text{Al}_{7.50-8.52})_9 (\text{Si}_{3.70-4.0})_4 \text{O}_{23}(\text{OH})$ را بر اساس فرمول محاسبه شده بر حسب ۲۳ اکسیژن را نشان می‌دهد (جدول ۳). موقعیت ترکیبی استارولیت‌های بررسی شده بر روی نمودار سه تایی AFM نیز نشان داده شده است (شکل ۷).

جدول ۳- نتایج تجزیه کانی استارولیت در نمونه میکاشیست (B32-14) منطقه دلبر

Mineral	Staurolite											
	Spots	B32-1-1	B32-1-2	B32-1-3	B32-1-4	B32-1-5	B32-1-6	B32-1-7	B32-1-8	B32-1-9	B32-1-10	B32-1-11
SiO ₂	27.4	28.4	27.01	27.24	26.91	28.81	27.36	27.48	33.59	27.9	26.56	26.11
TiO ₂	0.433	0.46	0.377	0.517	0.44	0.41	0.52	0.54	0.51	0.47	0.5	0.43
Al ₂ O ₃	51.88	51.65	52.65	50.92	51.24	49.62	50.67	50.97	46.83	51.51	49.19	48.78
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.13	0.11	0.04	0.12	0.43	0.58	0.1	0.07	1.48	1.49
FeO	13.42	13.42	13	12.85	13.32	12.86	12.49	12.15	11.66	12.93	12.01	11.46
MnO	0.19	0.244	0.18	0.2	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.16	0.15	0.13
MgO	1.97	1.94	2.04	1.93	2	1.88	1.94	2.047	1.96	2.099	1.88	1.92
CaO	0	0.024	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.011	0.03	0.08	0.09
Na ₂ O	0	0.04	0.05	0.01	0.04	0.03	0	0	0.023	0.031	0.071	0.08
K ₂ O	0.007	0.03	0.011	0	0.013	0.012	0.01	0.012	0.015	0.03	0.027	0.059
ZnO	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44	7.44
Total	102.78	103.71	102.93	101.25	101.62	101.34	101.04	101.40	102.27	102.67	99.39	97.99
Formula	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)
Si	3.773	3.870	3.709	3.803	3.753	4.008	3.823	3.820	4.567	3.836	3.789	3.774
Ti	0.045	0.047	0.039	0.054	0.046	0.043	0.055	0.056	0.052	0.049	0.054	0.047
Al	8.419	8.296	8.522	8.379	8.421	8.136	8.345	8.351	7.504	8.346	8.270	8.309
Cr	0.004	0.006	0.014	0.012	0.004	0.013	0.048	0.064	0.011	0.008	0.167	0.170
Fe ⁺⁺	1.545	1.529	1.493	1.500	1.553	1.496	1.460	1.413	1.326	1.487	1.433	1.385
Mn	0.022	0.028	0.021	0.024	0.018	0.016	0.017	0.016	0.015	0.019	0.018	0.016
Mg	0.404	0.394	0.418	0.402	0.416	0.390	0.404	0.424	0.397	0.430	0.400	0.414
Ca	0.000	0.004	0.006	0.004	0.004	0.003	0.006	0.006	0.002	0.004	0.012	0.014
Na	0.000	0.011	0.013	0.003	0.011	0.008	0.000	0.000	0.006	0.008	0.020	0.022
K	0.001	0.005	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005	0.005	0.011
Zn	0.756	0.749	0.754	0.767	0.766	0.764	0.768	0.764	0.747	0.755	0.784	0.794
Total	14.97	14.94	14.99	14.95	14.99	14.88	14.93	14.92	14.63	14.95	14.95	14.96
Mg/(Mg+Fe)	0.207	0.205	0.219	0.211	0.211	0.207	0.217	0.231	0.231	0.224	0.218	0.230
A	0.683	0.683	0.690	0.688	0.681	0.683	0.691	0.694	0.685	0.685	0.693	0.698
F	0.251	0.252	0.242	0.246	0.251	0.251	0.242	0.235	0.242	0.244	0.240	0.233
M	0.066	0.065	0.068	0.066	0.067	0.065	0.067	0.071	0.073	0.071	0.067	0.069
XFe	0.566	0.566	0.556	0.557	0.564	0.561	0.551	0.540	0.534	0.553	0.544	0.531
XMg	0.148	0.146	0.155	0.149	0.151	0.146	0.153	0.162	0.160	0.160	0.152	0.159



رابطه ۵)



آنیت + پیروپ = فلوگوپیت + آلماندین

بر اساس روش GB، با هشت کالیبراسیون به کار گرفته شده دماهای ۴۶۸ تا ۴۹۸ درجه سانتیگراد برای میکاشیست‌ها و دماهای ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتیگراد برای گارنت‌گنیس‌ها تعیین شده است. محدوده‌های دمایی به دست آمده بیانگر شرایط رخساره شیست سبز تا اوایل رخساره آمفیبولیت برای میکاشیست‌ها و آمفیبولیت فوقانی برای گارنت‌گنیس‌ها است که با شواهد کانی‌شناسی این سنگ‌ها کاملاً سازگار است. همچنین، بر اساس روش GBPQ (Wu et al., 2004) و رابطه ۶، فشار ۶/۵ تا ۷/۲ کیلوبار برای میکاشیست‌ها و ۸/۴ تا ۱۳/۲ کیلوبار برای گنیس‌ها و میانگین دمایی ۵۴۸ و ۵۵۳ درجه سانتیگراد به ترتیب برای میکاشیست‌ها و گنیس‌ها تعیین شده است (جدول ۶). محدوده دماهای به دست آمده برای سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از میانگین هشت کالیبراسیون ارایه شده در جدول ۵ با توجه به شواهد پتروگرافی منطقی‌تر به نظر می‌رسد و روش GBPQ فقط برای تعیین فشار استفاده شده است.

شکل ۷- موقعیت قرارگیری استارولیت‌های منطقه دلبر بر روی نمودار AFM. این نمودار بر اساس داده‌های تجزیه شیمی استارولیت‌های مطالعه شده، ترسیم شده است. پارامترهای A، F و M به شرح زیر محاسبه شده است:

$$A = (\text{Al}/2) / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Al}/2) \\ F = \text{Fe}^{+2} / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Al}/2) \\ M = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Al}/2)$$

ترموبارومتري

ترمومتر گارنت-بیوتیت (GB) و ترموبارومتر

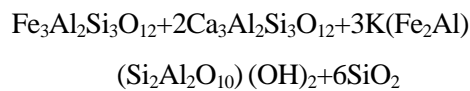
گارنت-بیوتیت-پلاژیوکلاز-کوارتز (GBPQ):

تبادل کاتیونی Fe-Mg بین بیوتیت و گارنت به طور گسترده به عنوان یک دماسنج در تخمین دمای دگرگونی برای سنگ‌های متاپلیتی دما متوسط به کار می‌رود. توزیع Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت تابعی از دما است (جدول ۴). ترمومتر گارنت-بیوتیت (GB) کالیبره شده توسط Bhattacharya و همکاران (۱۹۹۲) و سایر کالیبراسیون‌های نامبرده با استفاده از داده‌های شیمی بیوتیت‌ها و گارنت‌های همزیست در نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه و بر اساس رابطه ۵ به کار گرفته شده است. برای تخمین دمای حاکم بر دگرگونی از صفحات گسترده موجود استفاده شده و با جایگزین کردن مقادیر اکسیدهای به دست آمده از تجزیه‌های ریزکاو الکترونی در آن، محدوده‌های دمایی بر اساس هشت کالیبراسیون رایج با روش GB تعیین شده است. به علاوه، برای تعیین دما و فشار از ترموبارومتر گارنت-بیوتیت-پلاژیوکلاز-کوارتز (GBPQ) کالیبره شده توسط Wu و همکاران (۲۰۰۴) استفاده شده که نتایج آن در جدول ۵ ارایه شده است.



(رابطه ۶)

کوارتز+سیدروفیلیت+گروسولار+آلماندین
= آنیت+آنورتیت



جدول ۴- نتایج تجزیه کانی‌های بیوتیت، گارنت و پلاژیوکلاز در نمونه میکاشیست (B32-14) منطقه دلبر

Mica-schist																
Sample	Biotite								Garnet				Plagioclase			
Mineral	B32-1-1	B32-1-1	B32-1-3	B32-1-4	B32-1-1	B32-1-1	B32-1-3	B32-1-4	B32-1-1	B32-1-1	B32-1-3	B32-1-4	B32-1-1	B32-1-1	B32-1-3	B32-1-4
Spots																
SiO ₂	39.02	38	37.26	37.17	37.59	37.48	38.31	37.36	SiO ₂	65.83	64.6	64.3	65.6			
TiO ₂	1.41	1.11	1.44	1.50	0	0	0	0	TiO ₂	0.01	0	0	0.01			
Al ₂ O ₃	19.64	19.80	20.01	19.42	21.47	21.5	21.32	21.48	Al ₂ O ₃	22	21.87	22.3	21.8			
Cr ₂ O ₃	0.042	0.061	0.015	0.101	0	0.02	0.02	0	Cr ₂ O ₃	0	0	0	0			
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0.23	Fe ₂ O ₃	0.07	0.01	0.05	0.04			
FeO	16.32	16.39	15.95	16.26	34.11	34.05	33.56	33.6	FeO	0	0	0	0			
MnO	0.005	0.008	0.033	0.055	3.59	3.59	3.69	3.85	MnO	0	0	0	0			
MgO	12.40	12.91	12.80	13.03	3.05	3.07	3.08	3.01	MgO	0	0	0	0			
CaO	0.013	0	0	0	1.16	1.09	1.06	1.1	CaO	2.42	2.34	2.3	2.41			
Na ₂ O	0.197	0.192	0.316	0.212	0.02	0.03	0.05	0.07	Na ₂ O	10.82	10.7	10.65	10.5			
K ₂ O	8.267	8.416	8.908	8.645	0	0	0	0.03	K ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.01			
Totals	97.314	96.887	96.732	96.393	100.9	100.81	101.07	100.74	Totals	101.16	99.53	99.62	100.37			
Oxygens	11	11	11	11	12	12	12	12	Oxygens	8	8	8	8			
Si	5.508	5.429	5.364	5.376	2.997	2.993	3.039	2.987	Si	2.866	2.859	2.58	2.61			
Ti	0.149	0.119	0.156	0.164	0	0	0	0	Ti	0	0	0	0			
Al	3.267	3.334	3.396	3.311	2.018	2.024	1.993	2.025	Al	1.129	1.141	1.190	1.150			
Cr	0.005	0.007	0.002	0.012	0	0.001	0.001	0	Cr	0	0	0	0			
Fe ³	0	0	0	0	0	0	0	0.014	Fe ³	0.002	0	0	0			
Fe ²	1.927	1.959	1.920	1.968	2.275	2.274	2.226	2.247	Fe ²	0	0	0	0			
Mn	0.001	0.001	0.004	0.007	0.242	0.243	0.248	0.261	Mn	0	0	0	0			
Mg	2.609	2.750	2.747	2.810	0.363	0.366	0.364	0.359	Mg	0	0	0	0			
Ca	0.002	0	0	0	0.099	0.093	0.09	0.094	Ca	0.113	0.111	0.185	0.192			
Na	0.054	0.053	0.088	0.059	0.003	0.004	0.007	0.011	Na	0.914	0.918	1.711	1.674			
K	1.489	1.534	1.595	1.636	0	0	0	0.003	K	0.001	0.001	0.003	0.002			
Sum	15.011	15.186	15.272	15.343	7.996	7.997	7.968	8	Sum	5.025	5.03	5.677	5.643			
XMg	2.927	2.959	2.92	2.968	6.630	6.579	6.479	6.618	An	10.99	10.77	0.169	0.085			
Alm	-	-	-	-	76.368	76.411	76.025	75.887	Ab	88.91	89.12	90.10	89.629			
Prp	-	-	-	-	108.138	108.922	106.579	106.300	Or	0.097	0.097	9.729	10.286			
Gro	-	-	-	-	3.323	3.125	3.074	3.175	-	-	-	-	-			
Sps	-	-	-	-	8.124	8.165	8.470	8.815	-	-	-	-	-			

جدول ۵- نتایج ترمومتری تبادل کاتیونی زوج بیوتیت و گارنت در سنگ‌های متاپلیتی منطقه دلبر. KD: ضریب توزیع Mg بین بیوتیت و گارنت است که با رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$KD = \frac{(1 - Mg / (Mg + Fe)_{Grt}) / Mg(Mg + Fe)_{Grt} \times Mg(Mg + Fe)_{Bt} / (1 - Mg(Mg + Fe)_{Bt})}{Mg(Mg + Fe)_{Grt}}$$

Alm = آلماندن، Sps = اسپسارتین، Prp = پیروپ و Grs = گروسولار اعضای نهایی گارنت‌ها هستند.

Samples	Gneiss						Micaschist			
	Spots	B01-1-1	B01-1-2	B01-1-3	B01-1-4	B01-4-1	B01-4-2	B32-1-01	B32-1-02	B32-2-01
Mg/(Mg+Fe)Grt	0.067	0.054	0.061	0.063	0.064	0.059	0.137	0.139	0.141	0.135
Mg/(Mg+Fe)Bt	0.225	0.209	0.215	0.227	0.214	0.215	0.588	0.609	0.575	0.601
KD	4.066	4.611	4.236	4.371	3.956	4.415	9.018	9.661	8.259	9.696
Alm	0.519	0.528	0.520	0.505	0.500	0.523	0.764	0.764	0.760	0.761
Sps	0.066	0.073	0.091	0.088	0.042	0.043	0.081	0.082	0.085	0.088
Prp	0.037	0.030	0.034	0.034	0.034	0.033	0.121	0.123	0.125	0.118
Grs	0.378	0.370	0.356	0.373	0.424	0.402	0.033	0.031	0.031	0.032
T(C°)B92-HW	657.4	618.0	633.3	630.4	675.4	644.4	506.1	496.7	517.9	494.5
T(C°)B92-GS	580.2	530.8	546.4	545.5	598.2	565.9	520.7	513.7	530.4	509.9
T(C°)Dasg91	726.7	669.2	706.9	710.9	759.5	692.9	458.1	447.5	471.9	442.4
T(C°)FS78	705.2	651.9	687.2	673.8	717.7	669.7	443.8	427.6	465.6	426.8
T(C°)HS82	846.2	789.3	820.7	812.8	873.8	818.2	456.2	439.1	477.3	438.5
T(C°)PL83	648.4	622.0	639.6	633.0	654.4	631.0	503.6	493.1	517.3	492.6
T(C°)T76	691.3	652.1	678.2	668.3	700.4	665.3	487.0	473.3	505.2	472.6
T(C°)HL77	660.8	627.3	649.7	641.3	668.5	638.6	482.8	470.5	499.0	469.9
T(C°) average	689.5	645.1	670.2	664.5	706.0	665.7	482.3	470.2	498.1	468.4

جدول ۶- نتایج ترموبارومتری با روش GBPQ (Wu *et al.*, 2004) برای نمونه‌های میکاشیست (B32-14) و گارنت‌گنیس (B1) منطقه دلبر. Xalm: مقدارفعالیت ایده‌آل آلماندن در گارنت؛ Xpyr: مقدارفعالیت ایده‌آل پیروپ در گارنت؛ Xgrs: مقدارفعالیت ایده‌آل گروسولار در گارنت؛ Xsps: مقدارفعالیت ایده‌آل اسپسارتین در گارنت؛ Xan: مقدارفعالیت آنورتیت در پلاژیوکلاز؛ Xab: مقدارفعالیت آلبیت در پلاژیوکلاز؛ Xor: مقدارفعالیت اورتوکلاز در پلاژیوکلاز؛ LnKd_(Mg): ضریب توزیع Mg بین بیوتیت و گارنت؛ LnKd_(Fe): ضریب توزیع Fe بین بیوتیت و گارنت؛ Pcalc_(Mg): فشار محاسبه شده بر اساس مقدار Mg؛ T(GB, °C): دمای محاسبه شده بر اساس زوج گارنت-بیوتیت؛ P(GBPQ, Model 1): فشار محاسبه شده بر اساس روش یک بارومتر GBPQ؛ P(GBPQ, Model 2): فشار محاسبه شده بر اساس روش دو بارومتر GBPQ؛ P(GBPQ, ave): میانگین فشار محاسبه شده بر اساس دو روش بارومتر GBPQ.

Sample	Micaschist				Gneiss				
	Spots No.	B32-2-01	B32-2-02	B32-2-03	B32-2-04	B1-4-1	B1-4-2	B1-4-3	B1-4-4
Fe ³⁺ %in biotite		0.116	0.116	0.116	0.116	0.116	0.116	0.116	0.116
Xalm		0.76	0.76	0.75	0.75	0.50	0.52	0.50	0.52
Xpyr		0.12	0.13	0.13	0.12	0.04	0.03	0.03	0.04
Xgrs		0.03	0.03	0.03	0.03	0.42	0.41	0.40	0.38
Xsps		0.08	0.08	0.09	0.09	0.04	0.04	0.06	0.07
Xan		0.11	0.11	0.11	0.10	1.00	1.00	0.24	0.23
Xab		0.89	0.89	0.89	0.90	0.00	0.00	0.75	0.76
Xor		0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
LnKd _(Mg)		3.52	3.96	4.08	3.77	12.47	12.78	-1.62	-0.93
LnKd _(Fe)		-3.18	-2.82	-2.71	-3.08	5.94	5.80	-9.15	-7.68
Pcalc _(Mg)		6.5	6.6	6.3	7	7.7	7.5	12.1	11.4
T(GB, °C)		551	546	543	549	570	549	532	563
P(GBPQ, ave)		6.5	6.8	6.4	7.2	8.4	8.4	13.2	12.1
P(GBPQ, Model 1)		6.5	6.6	6.3	7	7.7	7.5	12.1	11.4
P(GBPQ, Model 2)		6.4	6.9	6.4	7.4	9.2	9.3	14.3	12.9

بحث

شرایط دما-فشار دگرگونی: بر اساس شواهد کانی‌شناسی در سنگ‌های متاپلیتی، می‌توان تغییر و تحولات از دگرگونی درجه پایین در حد رخساره شیبست سبز تا دگرگونی درجه متوسط در حد رخساره آمفیبولیت فوقانی را مشاهده کرد. بررسی شواهدی از جمله: افزایش اندازه دانه‌ها، ظهور گارنت، استارولیت و کیانیت و کاهش مقدار موسکوویت از فیلیت-میکاشیست‌ها تا گارنت-میکاشیست‌های کیانیت‌دار و گارنت-گنیس‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها متحمل دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت فوقانی شده‌اند. مطالعه شیمی کانی‌ها به ویژه گارنت و روند تغییرات Mg و Mn موجود در آنها از هسته به حاشیه بیانگر رشد پیوسته پورفیروبلاست‌های گارنت است که شاخص رخساره آمفیبولیت در دگرگونی پیشرونده است. به علاوه، محدوده‌های دمایی به دست آمده از کالبراسیون‌های مختلف زوج گارنت-بیوتیت و فشارهای برآورد شده با روش GBPQ (Wu et al., 2004) برای این سنگ‌ها بیانگر آن است که میکاشیست‌ها و گنیس‌های گارنت‌دار به ترتیب در شرایط دمایی ۴۶۸ تا ۴۹۸ و ۶۴۰ تا ۷۰۶ درجه سانتیگراد و فشارهای ۶/۴ تا ۷/۲ و ۸/۴ تا ۱۳/۲ کیلو بار معرف رخساره‌های شیبست سبز و آمفیبولیت فوقانی متحمل دگرگونی شده‌اند.

تعدلات فازی در سنگ‌های متاپلیتی: به منظور بررسی تعدلات فازی و محاسبه دما و فشار در سنگ‌های متاپلیتی با نرم‌افزار THERIAK-DOMINO (De Capitani and Petrakakis, 2010) از سیستم KNCFMASH استفاده شده است. با داده‌های ژئوشیمی سنگ کل نمونه

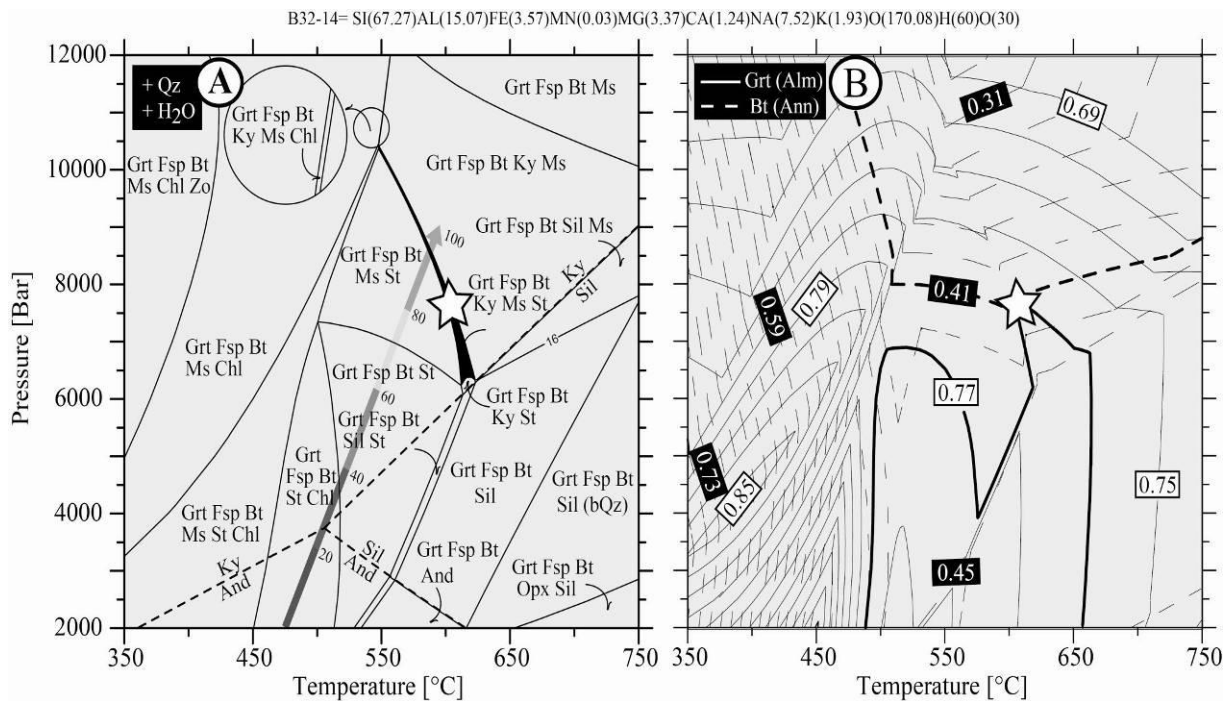
کیانیت-استارولیت-گارنت-میکاشیست (B32-14) و همچنین، شیمی کانی‌های بیوتیت، گارنت، استارولیت و کیانیت در این سنگ‌ها به محاسبه دما و فشار حاکم بر دگرگونی و ترسیم نمودار تعادل فازی آنها پرداخته شده است. کلیه محاسبات و ترسیم نمودارها در این روش به طور خودکار توسط نرم‌افزار انجام شده و میادین پایداری بر اساس انرژی آزاد گیبس محاسبه شده است. همان طور که در شکل B-۸ مشاهده می‌شود، خط سیاه‌رنگ ضخیم، میدان پایداری مجموعه کانی‌های گارنت، استارولیت، کیانیت، بیوتیت، مسکوویت و فلدسپار را در محدوده فشارهای ۶ تا ۱۰ کیلوبار و دماهای ۵۵۰ تا ۶۲۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. همزیستی کیانیت و استارولیت از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های معمول در شرایط رخساره آمفیبولیت فوقانی است (Barker, 2004). علامت ستاره بر روی شکل B-۸ ترکیب کانی‌شناسی نمونه مورد مطالعه را مشخص کرده و فشار ۶ کیلوبار و دمای ۶۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که مبین شرایط رخساره آمفیبولیت میانی در این سنگ‌ها است. شواهد پتروگرافی نیز این یافته را تأیید می‌کند. علامت ستاره بر روی شکل A-۸، محل تقاطع ترکیب بیوتیت و گارنت موجود در این نمونه میکاشیستی را نشان می‌دهد که به ترتیب بر اساس محتوای آنیت (X_{Ann}) موجود در بیوتیت و آلماندین موجود در گارنت (X_{Alm}) تعیین شده است. در واقع محل برخورد ایزوپلت‌ها (X_{Ann}) و (X_{Alm})، اوج شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد که منطبق بر شرایط رخساره آمفیبولیت میانی است.

تحولات دگرگونی تا گرانیت‌زایی: بررسی

رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی، در سرزمین‌های نوع باروین توزیع می‌شود. محدوده‌های دما و فشارهای به دست آمده برای سنگ‌های متاپلیتی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها متحمل ذوب بخشی شده‌اند. با توجه به حضور گسترده بیوتیت در سنگ‌های گنیسی و عدم حضور آن در گرانیته‌ها و لوکوگرانیته‌ها، سنگ‌های متاپلیتی متحمل ذوب بخشی همراه با تخریب و آب‌زدایی بیوتیت شده‌اند. حضور گسترده فلدسپارهای پتاسیک نظیر: میکروکلین و اورتوکلاز پرتیتی در گرانیته‌ها و لوکوگرانیته‌ها از نتایج ذوب بیوتیت و مشارکت اجزای سازنده آن در مذاب‌های حاصل است. در جایی که حجم مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب بخشی افزایش یافته، سنگ‌های گرانیته‌ی و لوکوگرانیته‌ی به صورت بسته‌ها، رگه‌های پگماتیته‌ی و توده‌های کوچک مقیاس شکل گرفته‌اند.

تحولات دگرگونی بر اساس شواهد کانی‌شناسی مانند: وجود بیوتیت، گارنت، استارولیت و کیانیت، نبود آندالوزیت و کردیریت و مسیر P-T به دست آمده از دما- فشارسنجی سنگ‌های متاپلیتی نشان می‌دهد، مهم‌ترین فاز دگرگونی مؤثر بر منطقه، دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده دما-فشار متوسط از نوع باروین بوده که پروتولیت رسوبی تخریبی قدیمی را در شرایط رخساره‌های شیب‌سبز تا آمفیبولیت فوقانی متحول ساخته و با رسیدن به آستانه ذوب بخشی به تشکیل سنگ‌های حدواسط دگرگونی-آذرین (میگماتیت) منجر شده است.

به اعتقاد Fazlania (۲۰۱۰) میگماتیت‌های پلیتی-نیمه پلیتی و گرانیته‌های پرآلومینوس موارد ایده‌آلی برای بازسازی شرایط دگرگونی، آناکسی و نحوه تشکیل گرانیته‌ها در طول فازهای کوهزایی هستند. میگماتیت‌ها به طور گسترده در سنگ‌های



شکل ۸- شبکه پتروژنتیک دما و فشار و ایزوگراد کانی‌های نمونه کیانیت‌استارولیت میکاشیست (B32-14) منطقه دلبر. (A) ایزوپلت‌های اعضای نهایی گارنت و بیوتیت در این نمونه؛ (B) تحولات کانیایی پیش‌بینی شده برای نمونه گارنت کیانیت‌استارولیت‌شیب‌سبز

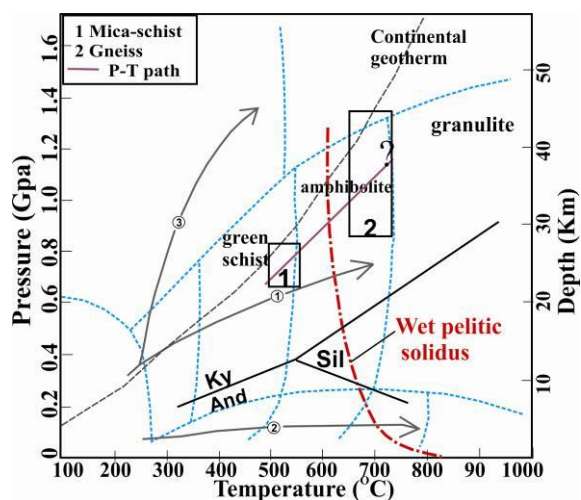
رخداد دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروون:

محدوده‌های دما و فشار به دست آمده از ترموبارومتري‌ها و مسیر P-T ترسیم شده بر اساس آنها بیانگر وقوع رخداد دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروون درجه متوسط است که در شرایط رخساره‌های شیبست سبز تا آمفیبولیت فوقانی، سنگ‌های دگرگونی منطقه دلبر را تحت تأثیر قرار داده است. همان طور که در شکل ۹ مشاهده می‌شود، مسیر رخداد دگرگونی، محدوده دما و فشار سنگ‌های متاپلیتی در میدان پایداری کیانیت را نشان می‌دهد و منطبق بر گرادیان متوسط (۳۰ کیلومتر بر درجه سانتیگراد) دگرگونی‌های مرتبط با کوهزایی است. این مسیر با افزایش دما و فشار، سالیدوس مرطوب سنگ‌های پلیتی (Chen and Grapes, 2007) را نیز قطع کرده است. بنابراین، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در این مجموعه تا رسیدن به درجه ذوب بخشی سنگ‌ها پیش رفته است. شروع ذوب بخشی و ایجاد مذاب‌های آناتکیتیک به شکل‌گیری سنگ‌های حدواسط (میگماتیت) طی میگماتیت‌زایی و در نهایت گرانیت‌زایی منجر شده است. نتایج سن‌سنجی‌های انجام شده با روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از گنیس‌ها و گرانیت‌های مورد مطالعه دامنه سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال را نشان می‌دهد که معادل با اواخر نئوپروتروزویک-اوایل کامبرین است. بنابراین، می‌توان استنباط کرد فرآیند آناتکسی پوسته‌ای در اوج رخداد دگرگونی ناحیه‌ای یا بلافاصله پس از آن انجام شده و به شکل‌گیری میگماتیت‌ها و گرانیت‌های لوکوکرات در منطقه منجر شده است.

میگماتیت‌زایی و گرانیت‌زایی: مشاهدات صحرائی شواهدی از قبیل: نواربندی گنیسی، بسته‌ها (Patches) و رگه‌های غنی از کوارتز و فلدسپار و گاهی چین‌خورده (چین‌های تیگماتیک) و میگماتیت‌های استروماتیتی را در سنگ‌های متاپلیتی و کوارتز-فلدسپاری نشان می‌دهد که

مبین وقوع ذوب بخشی در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده میزبان است. شواهد صحرائی نامبرده به علاوه یافته‌های حاصل از مطالعات پتروگرافی، همگی وقوع ذوب بخشی، شکل‌گیری مذاب‌های فلسیک و میگماتیت‌زایی را مورد تأیید قرار می‌دهد. در واقع متاپلیت‌ها و متاسمیت‌ها متحمل ذوب بخشی شده و مذاب‌های فلسیک ایجاد شده در آغاز ذوب بخشی، در لابلای این سنگ‌ها تزریق شده است (Balaghi et al., 2011). این سنگ‌ها را می‌توان متاتکسیت (Metatexite) نامید. متاتکسیت‌ها به عنوان میگماتیت‌های ناهمگن معرفی شده‌اند که بسته به حجم مذاب، ساختارهایی از جمله: بسته‌ها، رگه‌ها، میگماتیت‌های لایه‌ای (استروماتیتی) و چین‌خورده را ایجاد می‌کند (Sawyer and Brown, 2008) (شکل ۲). نخستین مذاب‌های ایجاد شده (لوکوسوم) از اجتماع کوارتز+آلکالی فلدسپار تشکیل شده‌اند. از آنجا که پروتولیت غالب مجموعه دگرگونی دلبر، سنگ‌های متاپلیتی و متاسمیتی-متاگریوکی با فولیاسیون بارز است؛ بنابراین، نفوذ و جایگیری مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی به موازات سطوح لایه‌بندی و فولیاسیون، به شکل‌گیری میگماتیت‌های استروماتیتی منجر شده است.

در نهایت با افزایش حجم مذاب، جدایش و تزریق آنها به درون سنگ‌های متاپلیتی و متاسمیتی میزبان، لوکوگرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک مقیاس یارگه‌های پگماتیتی حاوی کوارتز، اورتوکلاز، تورمالین و موسکوویت جایگزین شده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتی، منشأ گرفتن آنها از پروتولیت رسوبی دگرگون شده (متاپلیتی، متاسمیتی و متاگریوکی) را تأیید می‌کند و مشابه با گرانیت‌های نوع S با منشأ آناتکسی پوسته‌ای هستند و با گرانیت‌های آناتکسی با محدوده سنی مشابه در سایر نقاط ایران مرکزی مطابقت دارد (Balaghi et al., 2013a).



شکل ۹- نمودار P-T دگرگونی و موقعیت دما و فشارهای تعیین شده برای نمونه‌های میکاشیستی و گارنت‌گنیسی منطقه دلبر (کادرهای ۱ و ۲ به ترتیب در میدان پایداری کیانیت و مسیر دگرگونی پیشرونده که منطبق بر مسیر شماره ۱ است (گرادیان متوسط برای دگرگونی‌های مرتبط با کوهزایی) قرار دارد). علامت ؟ در انتهای مسیر P-T به این معنی است که شواهدی از فرآیندهای بعدی مانند دگرگونی قهقرایی مشاهده نمی‌شود.

(B01, B77-1) نشان می‌دهد (جدول ۷). این سن‌ها با سن‌های تعیین شده بر اساس نمودارهای میانگین سنی کاملاً مطابقت دارد.

به طور کلی، مجموعه‌های دگرگونی قدیمی در ایران در پهنه‌های ایران مرکزی و سهند-سیرجان گزارش شده‌اند. از جمله: مجموعه دگرگونی درجه بالای چاپدون در ناحیه ساغند در بلوک‌های طبس و یزد (Ramezani and Toker, 2003)، ناحیه تکاب-زنجان (Hassanzadeh *et al.*, 2008)، خوی (Azizi *et al.*, 2011) و سورسات (Jamshidi Badr *et al.*, 2013) در شمال غرب ایران مرکزی و مجموعه چاه‌چم-بیارجمند (Shafaii Moghadam *et al.*, 2015)، مجموعه شترکوه (Rahmati Ilkhchi *et al.*, 2010)، مجموعه‌های دلبر (مجموعه مورد مطالعه) و بند هزارچاه که در شمال شرق ایران مرکزی رخمنون دارد.

نتایج به دست آمده از سن‌سنجی انجام شده با روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از گنیس‌ها محدود به زمانی ۵۴۳±۱۳ تا ۵۴۷±۹/۹ میلیون سال را نشان می‌دهد (شکل ۹). این نتایج برای گرانیتهای آناتکسی مرتبط با آنها سن‌های ۵۴۱±۴/۷ تا ۵۴۷±۱۱ میلیون سال را نشان

سن‌سنجی با روش U-Pb زیرکن: برای انجام

تجزیه‌های ایزوتوپی به منظور سن‌سنجی سنگ‌های متاپلیتی، پس از جداسازی دانه‌های زیرکن از دو نمونه گنیس به روش شرح داده شده، تصاویر CI آنها مطالعه شد. این تصاویر نشان می‌دهند تمامی زیرکن‌های مورد مطالعه، بی‌رنگ، شفاف و شکل‌دار (منشوری طویل تا کوتاه) با طول بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ میکرون هستند. این زیرکن‌ها دارای منطقه‌بندی نوسانی بوده و فاقد هسته‌های به ارث رسیده یا حاشیه‌های برهم‌رشدی هستند. پس از انتخاب بهترین دانه‌های زیرکن، تجزیه آنها در ۲۵ نقطه برای هر نمونه با روش یون پروب انجام شده است. داده‌های حاصل از تجزیه زیرکن‌ها در جدول ۷ ارائه شده و در ترسیم نمودارهای سازگاری (Concordia) و میانگین سنی (Waighted average) استفاده شده است (شکل ۱۰). نمودارهای سازگاری ترسیم شده، سن‌های $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ را به ترتیب $547 \pm 6/8$ میلیون سال قبل با خطای $1\sigma \text{ error } [\pm 7.5]$ و $546/4 \pm 3/7$ میلیون سال قبل با خطای $1\sigma \text{ error } [\pm 4.4]$ مقدار $\text{MSWD}=1/19$ و $\text{MSWD}=1/2$ برای نمونه‌های گنیسی مطالعه شده

جنوب غرب منطقه دلبر، ۵۶۰ میلیون سال برای گنیس‌های مجموعه دگرگونی تکاب (Saki, 2010) و همچنین، با بازه‌های زمانی ۵۳۴/۹ تا ۵۴۳/۳ و ۵۴۸/۷ تا ۵۳۵/۱ میلیون سال (Ramezani and Tucker, 2003) به ترتیب برای گرانیتهای گنیس‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه بنه‌شورو در ناحیه ساغند مطابقت دارد. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت دگرگونی در مجموعه دلبر در بازه زمانی ۵۴۰ تا ۵۵۰ میلیون سال (اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین) انجام شده است.

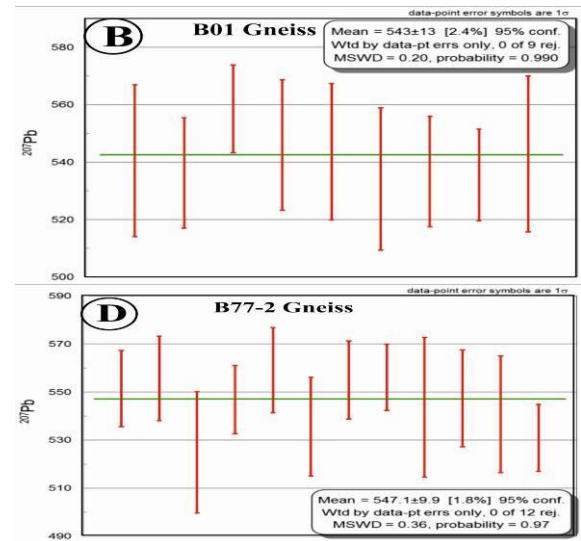
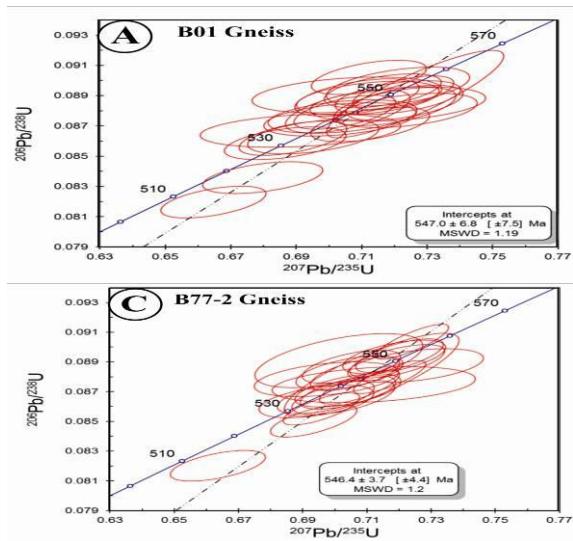
می‌دهد (Balaghi *et al.*, 2013a) که با نتایج سن سنجی‌های انجام شده در مناطق مشابه همجوار از جمله: سن‌های ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال برای مجموعه چاه‌چم-بیارجمند (Shafaii Moghadam *et al.*, 2015) ۵۴۷±۷ میلیون سال (Rahmati *et al.*, 2010) برای مجموعه دگرگونی شترکوه، ۵۶۶±۳۱ میلیون سال (Hassanzadeh *et al.*, 2008) برای گنیس‌های شترکوه، ۵۷۲ میلیون سال برای گرانیتهای بند هزارچاه، ۵۵۴ میلیون سال برای گرانیتهای سفیدسنگ در غرب و

جدول ۷- نتایج تجزیه ایزوتوپی U-Pb زیرکن‌های نمونه‌های گنیس (B77) و گارنت گنیس (B01) منطقه دلبر

Sample spots	[U] ppm	[Th]ppm	[Pb]ppm	Th/U mean	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	±σ%	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	±σ%	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	±σ%	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	±σ%	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	±σ%	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	±σ%
B-1@1	192.3 4	30.86	18.46	0.16	0.69 1	1.81 1	0.08 7	0.51 6	0.05 8	1.7 3	523.4 7	37.6 3	533.5 7	7.54	535.9 3	2.65 2
B-1@2	472.3 0	166.41	49.05	0.35	0.72 3	1.01 3	0.08 9	0.53 3	0.05 9	0.8 6	575.7 3	18.6 0	552.4 8	4.32	546.8 6	2.79 7
B-1@3	570.1 3	200.13	57.29	0.35	0.68 9	0.97 6	0.08 6	0.53 5	0.05 8	0.8 1	529.0 6	17.7 9	532.2 0	4.05	532.9 3	2.73 6
B-1@4	237.4 8	35.66	23.02	0.15	0.70 4	1.32 1	0.08 8	0.51 5	0.05 8	1.2 1	540.5 0	26.3 8	541.2 7	5.55	541.4 5	2.67 4
B-1@5	447.4 1	128.42	45.87	0.29	0.71 6	1.02 0	0.08 9	0.51 3	0.05 8	0.8 8	536.2 3	19.1 7	548.5 5	4.33	551.5 3	2.71 4
B-1@6	784.3 6	182.41	79.26	0.23	0.72 3	0.87 1	0.08 9	0.51 3	0.05 9	0.7 0	558.5 7	15.2 6	552.2 6	3.71	550.7 3	2.71 1
B-1@7	406.1 1	122.32	41.49	0.30	0.70 9	1.09 4	0.08 9	0.56 7	0.05 8	0.9 3	522.9 2	20.3 8	543.8 8	4.61	548.9 0	2.98 6
B-1@8	485.1 9	225.06	51.38	0.46	0.72 0	1.05 8	0.08 8	0.58 4	0.05 9	0.8 8	573.1 9	19.0 7	550.7 5	4.50	545.3 4	3.05 5
B-1@9	1088. 8	326.39	106.8	0.30	0.68 7	1.10 6	0.08 6	0.51 5	0.05 8	0.9 7	529.9 0	21.2 9	530.7 8	4.58	530.9 8	2.62 7
B-1@10	412.7 8	111.73	40.67	0.27	0.69 5	1.17 9	0.08 6	0.53 8	0.05 8	1.0 4	545.9 7	22.7 5	535.9 1	4.92	533.5 5	2.75 8
B-1@11	453.3 1	127.97	43.53	0.28	0.68 0	1.10 4	0.08 4	0.51 3	0.05 9	0.9 7	566.5 3	21.1 4	526.6 2	4.54	517.4 6	2.55 3
B-1@12	327.1 1	163.30	35.10	0.50	0.72 4	1.20 5	0.08 8	0.52 7	0.06 0	1.0 8	590.7 9	23.3 1	552.9 7	5.14	543.8 3	2.74 9
B-1@13	170.1 6	58.35	17.67	0.34	0.70 5	1.68 0	0.08 9	0.54 2	0.05 7	1.5 9	509.1 7	34.5 8	542.0 6	7.08	549.9 1	2.85 6
B-1@18	570.9 7	322.37	63.23	0.56	0.71 2	1.00 9	0.09 0	0.51 3	0.05 7	0.8 6	501.5 1	19.0 2	546.0 5	4.27	556.7 8	2.73 6
B-1@19	500.8 5	226.27	53.25	0.45	0.72 1	1.08 6	0.08 9	0.51 3	0.05 5	0.9 5	561.2 3	20.7 3	551.2 8	4.63	548.8 8	2.70 0
B-1@20	786.4 8	187.77	72.88	0.24	0.66 5	0.98 7	0.08 2	0.52 3	0.05 9	0.8 3	560.1 7	18.1 4	517.4 7	4.01	507.8 5	2.55 5
B-1@21	301.0 8	44.30	29.82	0.15	0.72 1	1.24 0	0.09 0	0.58 7	0.05 8	1.0 9	543.6 4	23.6 9	551.3 1	5.29	553.1 7	3.11 4
B-1@22	268.1 5	77.57	27.38	0.29	0.71 2	1.25 0	0.08 9	0.51 3	0.05 8	1.1 4	534.1 4	24.7 6	545.8 5	5.29	548.6 6	2.70 1
B-1@23	3209. 4	134.26	326.0	0.04	0.75 8	0.60 6	0.09 5	0.51 3	0.05 8	0.3 2	526.5 5	7.06 7	573.0 6	2.65	584.8 5	2.86 9
B-1@24	500.6 1	255.31	53.68	0.51	0.70 6	1.10 4	0.08 8	0.66 1	0.05 8	0.8 8	536.7 4	19.2 1	542.2 1	4.64	543.5 1	3.44 8
B-1@25	701.9 5	381.51	75.58	0.54	0.70 5	0.90 1	0.08 8	0.52 1	0.05 8	0.7 3	535.5 4	16.0 0	541.6 8	3.78	543.1 4	2.71 4
B-1@20	224.0 7	35.83	21.75	0.16	0.70 3	1.35 2	0.08 7	0.51 5	0.05 8	1.2 5	542.8 8	27.0 9	540.8 1	5.68	540.3 2	2.66 9
B77@1	3124. 5	1311.5	334.0	0.42	0.72 4	0.64 3	0.09 0	0.52 9	0.05 8	0.3 6	534.0 8	7.99 6	553.0 5	2.74	557.6 9	2.82 6
B77@2	1249. 0	361.35	125.5	0.28	0.70 8	0.72 1	0.08 7	0.53 5	0.05 9	0.4 8	559.3 8	10.5 0	543.3 8	3.03	539.6 0	2.76 8
B77@3	473.3 1	159.57	48.93	0.33	0.70 1	1.52 4	0.08 9	0.83 3	0.05 7	1.2 7	495.0 7	27.8 8	539.5 5	6.39	550.1 6	4.39 7

Sample spots	[U] ppm	[Th]ppm	[Pb]ppm	Th/U mean	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma\%$
B77@4	2098.0	947.82	222.4	0.45	0.717	0.642	0.088	0.514	0.059	0.38	571.2	8.364	548.94	2.728	543.58	2.680
B77@5	628.43	296.72	68.35	0.47	0.746	9.398	0.093	6.894	0.058	6.38	537.6	133.9	566.0	41.61	573.10	37.91
B77@6	693.38	341.25	73.24	0.49	0.704	0.959	0.087	0.524	0.059	0.80	553.6	17.42	541.24	4.031	538.31	2.706
B77@7	704.59	254.66	71.67	0.36	0.697	0.885	0.087	0.523	0.058	0.71	543.7	15.54	537.11	3.695	535.57	2.687
B77@8	620.35	286.10	64.59	0.46	0.694	1.052	0.086	0.518	0.058	0.91	541.6	19.90	535.36	4.389	533.89	2.657
B77@9	1401.8	512.83	141.8	0.36	0.696	0.700	0.088	0.519	0.054	0.47	559.5	10.34	536.30	2.926	530.86	2.618
B77@10	979.39	422.97	101.2	0.43	0.712	1.817	0.087	0.567	0.059	1.72	568.7	37.13	546.01	7.709	540.59	2.943
B77@11	692.15	421.70	75.08	0.60	0.703	0.932	0.087	0.544	0.059	0.75	560.8	16.40	540.37	3.913	535.53	2.798
B77@12	727.77	345.47	77.79	0.47	0.705	0.886	0.088	0.513	0.058	0.72	517.3	15.77	541.87	3.724	547.74	2.697
B77@13	3414.0	3054.7	273.2	0.89	0.716	64.42	0.062	6.517	0.083	64.05	1271.5	909.9	548.29	317.9	390.74	24.75
B77@14	843.56	374.84	82.06	0.44	0.664	0.912	0.088	0.514	0.059	0.75	555.3	16.36	516.80	3.704	508.14	2.511
B77@15	1311.7	445.12	134.6	0.33	0.706	0.804	0.088	0.517	0.058	0.61	533.0	13.44	542.55	3.383	544.83	2.700
B77@16	802.12	359.97	84.74	0.44	0.705	0.967	0.088	0.538	0.058	0.80	525.6	17.64	541.51	4.061	545.31	2.773
B77@17	1060.7	378.15	111.2	0.35	0.720	0.773	0.088	0.517	0.058	0.57	545.1	12.51	550.77	3.294	552.14	2.735
B77@18	427.38	100.34	42.99	0.23	0.725	1.191	0.088	0.529	0.059	1.07	576.5	23.12	553.71	5.098	548.18	2.739
B77@19	2215.4	1521.4	261.2	0.68	0.743	0.655	0.093	0.521	0.058	0.39	525.2	8.674	564.04	2.832	573.72	2.862
B77@20	799.78	341.93	83.03	0.42	0.704	0.863	0.088	0.528	0.058	0.68	556.9	14.83	541.22	3.620	537.50	2.721
B77@21	615.35	228.09	63.31	0.37	0.697	1.316	0.088	0.542	0.058	1.20	513.9	26.14	537.21	5.501	542.71	2.820
B77@22	1168.3	368.74	120.5	0.31	0.719	0.839	0.088	0.513	0.058	0.66	552.1	14.41	550.34	3.570	549.90	2.706
B77@23	991.69	360.67	99.22	0.36	0.693	0.793	0.088	0.521	0.058	0.59	572.5	12.96	534.85	3.308	526.08	2.632
B77@24	613.86	276.13	65.86	0.45	0.718	0.912	0.088	0.517	0.058	0.75	542.2	16.34	549.78	3.881	551.61	2.736
B77@25	1577.4	672.49	165.9	0.42	0.711	1.563	0.088	1.299	0.058	0.87	550.2	18.97	545.61	6.611	544.51	6.769

ادامه جدول ۷-...



شکل ۱۰- نمودارهای Weighted average و Concordia ترسیم شده بر اساس نسبت‌های ایزوتوپی به دست آمده از تجزیه U-Pb زیرین. (A و B) در نمونه‌های گارنت گنیس (B01) و گنیس (B77-2) (C و D) از مجموعه دگرگونی دلبر. MSWD = مخفف عبارت Mean Square of Weighted Deviates به معنی میانگین مربع انحراف وزنی.

نتیجه گیری

با آنها (محدوده زمانی ۵۴۷ تا ۵۴۱ میلیون سال) و تشابه سنی با دیگر مجموعه‌های دگرگونی و گرانیتوئیدها در سایر مناطق ایران مرکزی می‌توان نتیجه گرفت رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در ناحیه دلبر در بازه زمانی ۵۵۰ تا ۵۴۰ میلیون سال (اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین) در ارتباط با فاز کوهزایی پان آفریکن انجام شده است.

سپاسگزاری

پژوهش حاضر، بخشی از طرح پژوهشی شماره ۹۰۰۰۴۸۹۳ صندوق حمایت از پژوهشگران معاونت علمی و فناوری ریاست محترم جمهوری است. نگارندگان از حمایت‌های مادی و معنوی مسؤولان محترم آن صندوق و همچنین، از پشتیبانی ارزنده حوزه معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه صنعتی شاهرود سپاسگزاری می‌نمایند. همچنین، از پروفسور مینگو جای، آکادمیسین و عضو هیأت علمی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین (Geology and Institute of Geophysics, Chinese Academy of Science) به خاطر فراهم نمودن امکانات لازم برای انجام تجزیه‌های ریزکاو الکترونی و ایزوتوپی سپاسگزاری می‌شود.

بر اساس داده‌های به دست آمده از نتایج دما- فشارسنجی، محدوده دماهای ۴۶۸ تا ۴۹۸ درجه سانتیگراد و فشارهای ۶/۴ تا ۷/۲ کیلوبار برای سنگ‌های میکاشیستی و محدوده دماهای ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتیگراد و فشارهای ۸/۴ تا ۱۳/۲ کیلوبار برای سنگ‌های گنیسی گارنت‌دار به ترتیب مبین طیفی از رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت فوقانی است. شرایط ترمودینامیکی به دست آمده برای این سنگ‌ها نشان‌دهنده رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده از نوع باروون در شرایط رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت فوقانی است. مسیر P-T به دست آمده برای سنگ‌های متاپلیتی اثبات می‌کند این سنگ‌ها مسیر دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده را تا رسیدن به رخساره آمفیبولیت فوقانی طی و سالدوس مرطوب پلیت‌ها را قطع کرده است. بنابراین، رخداد دگرگونی در نهایت با شروع ذوب بخشی به ایجاد مذاب‌های آناتکتیک منجر شده است. مذاب‌های منشأ گرفته از ذوب بخشی این سنگ‌ها در تشکیل گرانیت‌های آناتکتیک رخمون یافته در منطقه مشارکت کرده است. بر اساس سن سنجی U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیت‌های آناتکتیک مرتبط

منابع

- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. and Asahara, Y. (2011) Isotopic dating of the Khoi metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research* 185: 87-94.
- Azizi, M. (2013) Petrology and geochemistry of Sefid Sang granitoidic pluton and its metamorphic host rocks (south of Biarjomand). MSc thesis, Shahrood University, Shahrood, Iran (in Persian).
- Balaghi, Z., Sadeghian, M. and Shojaat, S. (2011) The migmatization evidences in Delbar metamorphic complex, Biarjomand (southeast of Shahrood), Central Iran. In: *Proceeding of the 15th Geology Society of Iran Conference*, Tarbiat Moalem Unieversity, Tehran, Iran (in Persian).
- Balaghi, Z., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Mohajjel, M. and Zhai, M. G. (2013a) Geochemistry and U-Pb age dating of granitic rocks of Delbar metamorphic-igneus complex (Biarjmand) southeast of Shahrood. In: *Proceeding of the 16th Geology Society of Iran Conference*, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).

- Balaghi, Z., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M. G., Mohajjel, M. (2014) Mineralogy, geochemistry and radiometric age of mafic dikes in Delbar metamorphic complex (southeast of shahrood). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 22 (3): 471-484 (in Persian).
- Barker, A. J. (2004) *An introduction to metamorphic textures and microstructures*. 2th edition, Routledge, London.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, A. K. and Raith, M. (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 87-93.
- Burenjargal, U., Okamoto, A., Meguro, Y. and Tsuchiya, N. (2012) An exhumation pressure-temperature path and fluid activities during metamorphism in the tsel terrane, SW Mongolia: constraints from aluminosilicate-bearing quartz veins and garnet zonings in metapelites. *Journal of Asian Earth Sciences* 54(55): 214-229.
- Chen, G. N. and Grapes, R. (2007) *Granite genesis: in-situ melting and crustal evolution*. Springer, Verlag, Berlin.
- De Capitani, C. and Petrakakis, K. (2010) The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist* 95(7): 1006-1016.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1986) *An introduction to rock-forming minerals*. 17th edition, Longman, London
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock forming minerals*, 2nd edition, Longman, London.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Eftekharnjad, J., Aghanabati, A., Nazer, N. H., Hamed, A., Vaezipour, M. J., Nabavi, H. and Azimi, M. A. (1972) Geological map of the Jajarm 1:250000, No 7263, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Fazlnia, A. (2010) Geochemical modeling of partial melting on the Tall-e-Pahlevani migmatitic xenoliths, Shahr-e-Babak. *Petrology* 1: 11-26.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D. and Ulmer, P. (1996) Experimental melting of biotite+plagioclase+quartz+orthose+muscovite assemblage and implication for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100(B8) 15: 581-591.
- Genier, F., Bussy, F., Epard, J. L. and Baumgartner, L. (2008) Water-assisted migmatization of metagraywackes in a Variscan shear zone, Aiguilles-Rouges massif, western Alps. *Lithos* 102: 575-597.
- Ghasemi, A. and Haji Hosseini, A. (2004) Geological map of the Dareh-Daii 1:100000, No. 7161, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Harris, N., Ayres, M. and Massey, J. (1995) Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research* 100: 15767-15777.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A. and Walker, D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography magmatism and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.
- Hosseini, H. (1995) *Petrology and geochemistry of Bande Hezar Chuh granite of Biarjmand*. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Ireland, T. R. and Williams, I. S. (2003) Considerations in zircon geochronology by SIMS, In: *Zircon* (Eds. Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) 53: 215-241. Mineralogical Society of America, Washington, D. C.

- Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M. (2013) The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat complex, northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22: 1-13.
- Jowhar, T. N. (2012) Computer programs for P-T history of metamorphic rocks using pseudosection approach. *International Journal of Computer Applications* 41: 18-25.
- Jung, S., Mezger, K., Masberg, P., Hoffer, E. and Hoernes, S. (1998) Petrology of an intrusion related high-grade migmatite-implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 425-445.
- Karami, M. (2003) Petrogenesis of Delbar metamorphic complex (southeast of Biarjmand). MSc thesis, Shahrood industrial University, Shahrood, Iran (in Persian).
- Khalatbari-Jafari, M. (1998) Geological map of the Abbas Abad 1:100000, No. 7262, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Malekpour, A. (2005) Petrofabrics and geochronology of the regional metamorphic rocks in the Aladdin and Molhedou mountains, SE of Shahrood, NE Central Iran. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Manning, C. E. (2007) Solubility of corundum plus kyanite in H₂O at 700 degrees °C and 10 Kbar: evidence for Al-Si complexing at high pressure and temperature. *Geofluids* 7: 258-269.
- Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mahmoudi, Sh. (2006) Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm complex, NE Iran. *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*. 17(3): 235-244.
- Miller, C. F. (1985) Are strongly per-aluminous magmas derived from mature sedimentary (pelitic) sources? *Journal of Geology* 93: 667-689.
- Navab Motlagh, A. (2004) Geological map of the Abrisham Rud 1:100000, No. 7261, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Navai, I., Salehi Rad, M. R. and Majidi, B. (1987) Geological map of the Khartouran 1:250000, No. 40-2, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Rahmati Ilkhchi, M. (2002) Geological map of the Rezveh 1:100000, No. 7061, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Rahmati Ilkhchi, M., Jerebek, P., Faryad, Sh. and Koyi, Hemin, A. (2010) Mid-Cimmerian, early Alpine and late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran. *Tectonophysics* 494: 101-117.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Saki, A. (2010) Proto-tethyan remanants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Godwana Research* 17: 704-714.
- Saki, A. and Baharifar, A. A. (2011) Common melting reactions and their characteristics in the Alvand aureole metapelites, Hamadan. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 82: 165-172.
- Sawyer, E. W. (1995) Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 87: 85-94.
- Sawyer, E. W. and Brown, M. (2008) Working with migmatites. *Mineralogical Association of Canada, Quebec City, Quebec*.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y. (2013) Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism

- along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27: 439-452.
- Tuccillo, M. E., Essene, E. J. and Van Der Pluijm, B. A. (1990) Growth and retrograde zoning in garnets from high grade metapelites: implication for pressure-temperature paths. *Geology*, 18: 839-842.
- Whitney, D. and Evans. B. (2010) Abbreviations for names of rock forming minerals. *American mineralogist* 95: 185-187.
- Wu, C., Zhang, J. and Ren, L. (2004) Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites. *Journal of Petrology* 45: 1907-1921.
- Yardley, B. W. D. (1977) An empirical study of diffusion in garnet. *American mineralogist* 62: 793-800.

Petrology, thermobarometry and U-Pb dating on the rocks of Delbar complex, Biarjmand area (southeast of Shahrood)

**Maryam Balaghi Einaluo¹, Mahmood Sadeghian^{1*}, Habibollah Ghasemi¹,
Mohammad Mohajjel² and Hadi Omrani³**

¹Department of Petrology, School of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

²Department of Geology, School of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

Abstract

The Delbar metamorphic complex is located 130 km southeast of Shahrood (Biarjmand area) in the northern margin of the Central Iran. This complex consists of four groups include metapelitic, metapsammitic, metacarbonatic and metabasitic compositions. Field evidences indicate the protolith of the complex were shale and sandstone (psammite and graywacke) alternation with carbonate layers in the upper parts. The complex crosscut by numerous diabasic dikes with late Neoproterozoic- early Cambrian age which evolved to the foliated metabasites such as amphibole schist, amphibolite and garnet amphibolite. The sedimentary sequence in which diabasic dikes intruded subjected by intermediate P-T regional metamorphism (Barrovian type). The results of thermometry based on the varied calibrations of garnet-biotite pair and barometry through GBPQ method demonstrate 468-498 °C and 6.4-7.2 Kbar for micaschists and 645-706 °C and 8.4-13.2 Kbar for gneisses indicating greenschist for micashists and upper amphibolite facies for gneisses respectively. The increase of temperature and pressure confirms the prograde regional metamorphism event up to achieve the melting point and the partial melting initiation. The diverse migmatite structures generated in the metapelitic and metapsammitic rocks from felsic meltsexposed as the anatectic granites and leucogranites. The results of U-Pb age dating indicate 541±4.7 Ma to 547±9.9 Ma (late Neoproterozoic- early Cambrian) age range. The regional metamorphism event in the Delbar complex is related to the Pan-African orogeny according to the obtained age data and with comparison to the other similar metamorphic complexes and granitoids in the Central Iran.

Key words: Petrology, Thermobarometry, Isotopic U-Pb dating, Regional metamorphism, Delbar complex, Shahrood, Central Iran zone

* m.sadeghian@shahroodut.ac.ir