

شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های کششی درون قاره‌ای نوپروتروزویک پایانی

سکینه شکاری^۱، محمود صادقیان^۲، جای مینگو^۳، حبیب اله قاسمی^۴ و زوی بی^۵

دانشجوی دکترا، گروه پتروژئولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
دانشیار، گروه پتروژئولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
استاد، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین؛ دانشگاه نورث‌وست، پکن، چین
استاد، گروه پتروژئولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
دانشجوی دکترا، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، پکن، چین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۸/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۱۵

چکیده

مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب خاور شاهرود و در لبه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه طیف گسترده‌ای از ترکیبات سنگی مانند متاپلیت‌ها، متاسامیت‌ها، متابازیت‌ها (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهنکی و دلمیتی) و متاریولیت‌ها را در برمی‌گیرد. سنگ مادر متابازیت‌ها شامل گدازه‌های بازالتی، دسته‌دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرویدیوریتی کوچک‌مقیاس بوده است. نظر به فراوانی و اهمیت میان‌لایه‌های بازالتی و دسته دایک‌های دیابازی دگرگون شده نسبت به دیگر اجزا، این مقاله به‌طور خاص به بررسی تغییر و تحولات آنها اختصاص یافته است. بر پایه شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری، افزایش درجه دگرگونی متابازیت‌های حاصل از دگرگونی میان‌لایه‌های بازالتی و دسته دایک‌های دیابازی، به تشکیل طیفی گوناگونی از انواع سنگ‌ها مانند آمفیبول شیسست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و در پایان آمفیبولیت‌های میگماتیتهی انجامیده است. دما- فشارسنجی مبتنی بر تجزیه شیمیایی نقطه‌ای گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلازهای سازنده این متابازیت‌ها، محدوده دمایی ۶۰۲ تا ۷۱۱ درجه سانتی‌گراد و فشار ۹ تا ۱۱ کیلو بار را برای تشکیل، توقف تبادل و تعادل پایانی آنها مشخص ساخته که بیانگر شرایط دما و فشار رخساره‌های آمفیبولیت و آمفیبولیت بالایی است. از دید ژئوشیمیایی، ماگماهای سازنده این گروه از متابازیت‌ها دارای ماهیت توله‌ای تا کلسیمی - قلیایی بوده‌اند. این ماگماها از ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. روانه‌های بازالتی زیر آبی و دسته‌دایک‌های دیابازی در خلال رژیم‌های زمین‌ساختی کششی حاکم بر سرزمین‌های گندوانایی اواخر نوپروتروزویک ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. این رژیم‌های زمین‌ساختی کششی با تشکیل حوضه‌های دریایی - اقیانوسی درون قاره‌ای (کافتی یا پشت کمائی) همراه بوده‌اند. حوضه‌های مورد نظر، در یک بازه زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع‌شدگی سریع، بسته و به‌صورت آمیزه‌های زمین‌ساختی یا منشورهای به‌هم افزوده روی پوسته قاره‌ای رانده شده‌اند. بر پایه سن‌سنجی‌های صورت گرفته به روش اورانیم - سرب روی زیرکن‌های استخراج شده از این متابازیت‌ها، این رویداد دگرگونی در فاصله زمانی ۵۲۶ تا ۵۷۷ میلیون سال پیش (برابر اواخر نوپروتروزویک و رخداد کوهزایی کادومین در سرزمین‌های گندوانایی) صورت گرفته است.

کلیدواژه‌ها: دسته‌دایک‌های دیابازی، متابازیت، آمفیبولیت، کادومین، ایران مرکزی، شترکوه، شاهرود.

E-mail: s.shekari@shahroodut.ac.ir

*نویسنده مسئول: سکینه شکاری

۱- پیش‌نوشتار

سرزمین‌های پی‌سنگی و گندوانایی به سن نوپروتروزویک پایانی، در پهنه‌های ساختاری مختلف ایران به‌ویژه پهنه ایران مرکزی به‌صورت پراکنده رخنمون دارند. امروزه مطالعه این سرزمین‌ها اهمیت بسزایی دارد. زیرا طیف گسترده‌ای از فرایندهای رسوبی، آذرین، دگرگونی و تشکیل کانسارهای فلزی با ارزش را شامل می‌شوند و برای مطالعات سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین و دگرگونی جذابیت خاصی دارند. مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه یکی از این سرزمین‌های پی‌سنگی است که با روند خاوری - باختری در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی (جنوب خاور شاهرود) رخنمون دارد.

پژوهش‌های صورت گرفته در مورد سنگ‌های آذرین و دگرگونی نوپروتروزویک پایانی جنوب و جنوب خاور شاهرود (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴، صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶) و برداشت‌های صحرایی در مجموعه‌های دگرگونی - آذرین نی‌باز، چاپدون، زمان‌آباد، تاشک، بنه‌شورو، زرنند و جنوب بهاباد تا بافق نشان می‌دهد که گوناگونی فرایندهای درگیر در تشکیل سنگ‌های مورد نظر بسیار بیشتر از آن حدی است که پیش‌تر تصور می‌شد. از سوی دیگر، هر منطقه یا مجموعه شبیه بخشی از یک پازل بزرگ است که ویژگی‌های زمین‌شناسی منحصر به فردی دارد. برای نمونه مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه با داشتن حجم قابل توجهی از سنگ‌های بازیک که دگرگونی آنها تا حد تشکیل گارنت آمفیبولیت و حتی میگماتیتهای بازیک پیش‌رفته در نوع خود بی‌نظیر است.

با وجود انجام مطالعات ارزشمند بر روی سنگ‌های دگرگونی منطقه شترکوه (علوی نائینی و هوشمندزاده، ۱۳۵۵ (تلفیق کنندگان)؛ هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷؛ رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲؛ Rahmati-Ilkchi et al., 2011; Hassanzadeh et al., 2008; Balaghi et al., 2014; Hosseini et al., 2015)، باید گفت که هنوز ناشناخته‌های بسیاری درباره سازوکارهای تشکیل و تحولات بعدی این سنگ‌ها باقی مانده است. در مطالعات یاد شده، به‌طور خاص متابازیت‌ها کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. بررسی دما- فشارسنجی، منشأ، جایگاه زمین‌ساختی و سن‌سنجی متابازیت‌ها می‌تواند در بازسازی تحولات صورت گرفته در سرزمین‌های گندوانایی نوپروتروزویک و تاریخچه زمین‌شناسی ایران اهمیت داشته باشد. بنابراین، این مقاله به‌طور خاص به بررسی تحولات دگرگونی متابازیت‌ها اختصاص یافته است.

۲- روش انجام پژوهش

بررسی و مطالعه سوابق پژوهشی در مورد منطقه شترکوه، تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه، بازدیدها و برداشت‌های صحرایی و تهیه ۴۵۰ عدد مقطع نازک از کارهای مقدماتی انجام این پژوهش بوده است. پس از مطالعات دقیق سنگ‌نگاری و بر پایه گوناگونی کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، ۲۷ مقطع نازک - صیقلی برای تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها به روش (Electron Probe Microanalysis) یا به اختصار EPMA و ۷ نمونه سنگ کل متابازیت‌ها نیز برای تجزیه شیمیایی به روش ICP - OES و ICP - Ms تهیه شد. تجزیه نمونه‌ها در آزمایشگاه

توده‌های آذرین لیونین گابروی، گابروی و دیوریتی کوچک‌مقیاس در اندازه چند صد متر مربع تا چند کیلومتر مربع به‌طور پراکنده و تقریباً در یک راستای شمالی-جنوبی در مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه رخمنون دارند. این توده‌های آذرین، در برخی موارد بر اثر تحمل دما و فشار زیاد چین خوردگی‌های زیبایی در مقیاس‌های ماکروسکوپی تا میکروسکوپی نشان می‌دهند. در این مقاله از بحث تفصیلی در مورد سنگ‌های دگرگونی با مادرهایی از این دسته سنگ‌ها، صرف نظر شده است.

روانه‌های بازالتی به شکل گدازه و آذرآواری‌های بازیک همراه آنها مانند آگلومرا و توفیت‌های دارای مقادیر متغیری قطعه سنگ، بلور و شیشه وجود داشته‌اند که اکنون به آمیزه‌ای درهم پیچیده و سبز رنگ تحول پیدا کرده‌اند. آنها به‌صورت یک نوار پهن در شمال تا شمال باختر مجموعه دگرگونی آذرین شترکوه یافت می‌شوند. به سوی بالای این توالی، میان‌لایه‌های کربناتی (متاکربنات‌های کنونی) در میان متابازیت‌ها (شکل‌های ۲-الف و ب) و میان‌لایه‌های شیلی که اکنون به‌صورت متاپلیت حضور دارند نیز همراه با این دسته از متابازیت‌ها یافت می‌شوند.

دسته دایک‌های دیابازی در سراسر مجموعه شترکوه رخمنون دارند و می‌توان آنها را با فواصل چند متر تا چند ده متر در میان متاپلیت‌ها تعقیب کرد (شکل‌های ۲-پ و ت). اگر چه حالت دایکی آنها کاملاً مشهود است؛ ولی در برخی مکان‌ها به شکل سیل (Sill) در میان لایه‌ها ادامه یافته‌اند. در بیشتر موارد این دسته از متابازیت‌ها بر گوارگی آشکاری هم‌راستا با بر گوارگی سنگ‌های متاپلیتی میزبان نشان می‌دهند. این متابازیت‌ها، در آستانه اوج فرایندهای دگرگونی و هم‌زمان با انجام ذوب بخشی در متاپلیت‌های میزبان، توسط مذاب‌های گرانیتی حاصل از آناتکسی، گسیخته می‌شوند و قطعات آنها به‌صورت شناور در سنگ‌های گرانیتی یافت می‌شود. در برخی نقاط، شواهدی از تفریق دگرگونی و جدایش لوکوسم‌های تونالیتی و مزوسوم‌های غنی از گارنت و هورنبلند سبز در آنها دیده می‌شود (شکل ۲-خ). رابطه صحرایی میان سنگ‌های مادر گروه‌های ترکیبی مختلف مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه به‌طور نمادین و بدون رعایت مقیاس در شکل ۳ نشان داده شده است. شماری توده نفوذی کوچک یا دایک با ترکیب لیونین گابروی تا گابرویدیوریتی سنگ‌های نئوپروتروزویک را قطع کرده‌اند؛ اما خود نیز در طی فرایند گرانیت‌زایی توسط دایک‌ها و ماگماهای گرانیتی-گرانودیوریتی قطع و گسیخته شده‌اند و در برخی موارد به‌صورت قطعاتی پراکنده و بی ریشه در توده‌های گرانیتویدی یافت می‌شوند (شکاری و همکاران، ۱۳۹۵).

۴- سنگ‌نگاری

همان‌گونه که در مبحث زمین‌شناسی صحرایی گفته شد سنگ‌های دگرگونی رخمنون یافته در منطقه شترکوه را می‌توان در سه گروه کلی متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها جای داد. در ادامه به بررسی سنگ‌نگاری هر یک از این گروه‌ها، با تأکید ویژه بر متابازیت‌ها پرداخته می‌شود.

۴-۱. متاپلیت‌ها

متاپلیت‌های مجموعه شترکوه، طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست، گارنت‌گنیس و میگماتیت‌ها را در بر می‌گیرند. در همین جا باید یادآوری شود که فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها رخمنون‌های محدود و کم‌وسعتی دارند. فیلیت‌ها با فراوانی قابل توجه مسکوویت و مقدار کمی کوارتز مشخص می‌شوند. بر گوارگی آشکاری نشان می‌دهند و بافت لپیدوبلاستی دارند. میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها با حضور قابل توجه بیوتیت و در برخی موارد گارنت مشخص می‌شوند. این سنگ‌ها بافت لپیدوبلاستی، پورفیروبلاستی و پویی کیلوبلاستی نشان می‌دهند. با توجه به رابطه میان پورفیروبلاست‌ها و زمینه سنگ‌های گارنت میکاشیستی، شواهدی از رشد هم‌زمان تا پس از زمین‌ساختی در پورفیروبلاست‌های گارنت دیده می‌شود. به علت مقدار کم محتوای Al_2O_3 این سنگ‌ها (ترکیب نیمه‌پلیتی)، کانی‌های آلومینوسیلیکاتی شاخص سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در آنها دیده نمی‌شود. با توجه به حضور گارنت و نتایج حاصل

State key laboratory of lithospheric evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing دستگاه ریزپردازنده کانی‌ها از نوع JXA-8100 و شرایط آزمایش شامل ولتاژ ۱۵Kv، جریان ریز کاو (A) ۸-۱۰×۱، دمای °C ۲۵ و رطوبت %۳۰ بوده و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین استفاده شده است.

برای انجام مطالعات سن‌سنجی ایزوتوپی، چهار نمونه از متابازیت‌ها، انتخاب و خرد شد. سپس بخش خرد شده و عبور داده شده از الک (مش ۱۵۰) به آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, Beijing در کشور چین فرستاده شد. با استفاده از روش‌های آبشویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و جدایش دستی در زیر میکروسکوپ دوچشمی، زیرکن‌ها جدا، بر روی لام مخصوص چسبانده (Mounting) و برای تجزیه دستگاهی آماده شدند. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb به روش LA-ICPMS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) انجام شد. نتایج سن‌سنجی‌های انجام شده در رسم نمودارهای سازگاری و دیگر تجزیه و تحلیل‌های مرتبط استفاده شده است.

برای تکمیل بانک داده‌ها و دسترسی به نتایج بهتر و قابل اعتمادتر، از نتایج به دست آمده توسط بلاخی اینالو (۱۳۹۳)، حسینی (۱۳۹۴)، Rahmati-Ilkhchi et al. (2008) و کیقادی و همکاران (۱۳۹۴) نیز استفاده شده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب خاور شاهرود جای گرفته است و با روندی خاوری-باختری در شمال خاور بلوک کویر بزرگ و در شمال گسل طرود رخمنون دارد. این منطقه در میان طول‌های جغرافیایی خاوری ۱۰' ۵۵° تا ۳۲' ۵۵° و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۴۰' ۳۵° تا ۴۷' ۳۵° جای گرفته است (شکل ۱). مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه گوناگونی گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی با ترکیبات متاپلیتی، متاسامیتی، متاکربناتی و متابازیتی را شامل می‌شود. متاپلیت‌ها بیشتر حجم این مجموعه را به خود اختصاص داده‌اند و به‌صورت فیلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس یافت می‌شوند. دگرگونی این سنگ‌ها تا آستانه ذوب بخشی پیش رفته است و میگماتیت‌زایی در آنها دیده می‌شود. در مناطق کم‌وسعتی، رخداد آناتکسی سبب تشکیل توده‌های گرانیتی کوچک‌مقیاس شده است. سنگ‌های دگرگونی متاسامیتی (متاسندستون) فراوانی کمتری دارند و به علت داشتن مجموعه کانیایی ساده (کوارتز)، شناخت آنها کمی مشکل‌تر است. متاکربنات‌ها سنگ‌های آهکی یا دولومیتی بوده‌اند که ابتدا همراه با دیگر سنگ‌های شیلی، ماسه‌سنگی یا لایه‌های بازالتی به‌صورت میان‌لایه‌ای بوده و سپس در بالاترین بخش توالی‌های سنگی اولیه، ستبرای قابل توجهی تا حدود ۲۰۰۰ متر را به خود اختصاص داده‌اند. البته به علت چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی لازم است در برآورد واقعی ستبرای متاکربنات‌ها احتیاط لازم انجام شود.

بر پایه مشاهدات صحرایی و تعیین چگونگی تشکیل متابازیت‌ها، سنگ‌های مادر آنها را می‌توان به دسته‌های زیر تقسیم کرد:

۱) توده‌های آذرین لیونین گابروی، گابروی و دیوریتی؛ ۲) روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته؛ ۳) دسته دایک‌های دیابازی. بر پایه مجموعه‌های کانیایی متابازیت‌ها (هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و گارنت) و سنگ‌های همراه آنها (متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها)، شرایط دگرگونی آنها در حد متوسط تا بالا (شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی) برآورد می‌شود که سبب تشکیل شیست سبز، آمفیبول‌شیست، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت شده است. البته باید یادآوری کرد که سنگ‌های دارای درجه دگرگونی پایین (رخساره شیست سبز) نسبت به سنگ‌های دارای درجه دگرگونی متوسط تا بالا (آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی و حتی شاید گرانولیت پایینی) رخمنون بسیار کمتری دارند.

of lithospheric evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing ۱۰۰۰۲۹, China. توسط ریزپردازنده نوع JXA-8100 برای عناصر اصلی تجزیه شیمیایی شد (جدول ۱).

۵-۱. هورنبلند سبز

از آنجا که هورنبلند سبز در طیف گسترده‌ای از دماها (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشارها (از ۱ تا ۲۳ کیلوبار) پایدار است؛ کانی مناسبی در دما-فشارسنجی به شمار می‌رود (Leake et al., 1997; Stein and Dietl, 2001). از نتایج شیمی این کانی، در تعیین دما و فشار سنگ‌های مورد مطالعه دگرگونی استفاده شده است (جدول‌های ۲ و ۳). برپایه‌ی روش Leake et al. (1997) هورنبلند سبز از نوع چرماکیت است. چون در فشار زیاد، آنورتیت وارد ساختار هورنبلند می‌شود و آن را به چرماکیت تبدیل می‌کند (Best, 2003). این آمفیبول‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیک جای می‌گیرند و در نمودار Leake (1965) در محدوده آمفیبول‌های دگرگونی جانمایی می‌شوند (شکل ۵).

۵-۲. گارنت

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نقطه‌ای گارنت‌ها نشان می‌دهد گارنت‌های موجود در آمفیبولیت‌ها غنی از آلماندین و دارای ترکیب میانگین $Alm_{51.7-60.7} Sps_{1-7.3} Prp_{4.9-8.1} Grs_{28-34.5}$ هستند. محاسبه اعضای پایانی گارنت‌ها با استفاده از نسبت‌های Fe^{2+}/Fe^{3+} که بر پایه توازن بار و استوکیومتری گارنت به روش Droop (1987) تعیین شده، صورت گرفته است. ترکیب گارنت‌ها روی نمودار سه تایی Alm+Sps, Prp, Grs (شکل ۶-الف) نشان می‌دهد که آنها از قطب‌های انتهایی آلماندین، اسپسرتین و گروسولار غنی هستند.

نمودارهای تغییرات مقادیر X_{Mn} , X_{Fe} , X_{Mg} , X_{Ca} یک نمونه گارنت، در گارنت آمفیبولیت‌ها از هسته به سوی حاشیه (شکل ۷-الف)، نشان می‌دهد که مقادیر X_{Fe} و X_{Mg} روند افزایشی و X_{Mn} و X_{Ca} روند کاهشی دارند و بیانگر وجود نوسان در P-T محیط دگرگونی هستند؛ اما به دلیل آهن و منیزیم دار بودن گارنت، پهنه‌بندی در مقاطع میکروسکوپی دیده نمی‌شود.

۵-۳. پلاژیوکلاز

نتایج تجزیه میکروپروب پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد که آنها دارای ترکیب $Ab_{69-78} An_{20-31}$ و از نوع الیگو کلاز تا آندزین هستند (شکل ۶-ب). از نتایج تجزیه این کانی به همراه داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی گارنت و هورنبلند در این سنگ‌ها برای مطالعات دما-فشارسنجی نیز استفاده شده است.

۶-دما-فشارسنجی

بر پایه روش دماسنجی گارنت-آمفیبول مبتنی بر چگونگی توزیع Fe^{2+} و Mg^{2+} میان فازهای فرومنزین و بر پایه کالیبراسیون‌های (Perchuk and Lavrentyeva (1990) و (Graham and Powell (1984) به ترتیب برای گارنت آمفیبولیت‌های مورد مطالعه محدوده‌های دمایی ۵۹۸ تا ۷۴۸ و ۶۴۶ تا ۷۱۴ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. گزیده نتایج دما-فشارسنجی به روش گارنت-آمفیبول-پلاژیوکلاز-کوارتز (Leake (1978) و دما-فشارسنجی بر پایه کالیبراسیون‌های (Hollister et al. (1987) و (Johnson and Rutherford (1989) و (Schmidt (1992) و به روش (Gt-Hb-Plg PT00) بر پایه کالیبراسیون (Kohn and Spear (1990) و تعیین نوع آمفیبول‌های مورد مطالعه در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. همچنین با استفاده از روش دما و فشارسنجی (Anderson (1996)، که با توجه به در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی هورنبلند (چرماکیت) و پلاژیوکلاز انجام می‌شود؛ دما و فشار تشکیل متابازیت‌ها به ترتیب ۶۴۹ تا ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و ۷ تا ۱۱ کیلوبار برای آمفیبولیت‌ها، ۵۳۵ تا ۶۳۷ درجه سانتی‌گراد و ۷ تا ۱۱ کیلوبار (به‌طور میانگین ۹/۵ کیلوبار) برای گارنت آمفیبولیت و ۶۵۷ تا ۷۲۵ درجه سانتی‌گراد و ۸ تا ۱۰ کیلوبار برای آمفیبولیت‌های میگماتیته شده برآورد شده است. این مقادیر، با دماها و فشارهای به دست آمده از دماسنج‌های پیشین برای متابازیت‌های مورد نظر سازگاری دارد. بر پایه مقدار Ti موجود در متابازیت‌ها، می‌توان تشکیل متابازیت‌ها

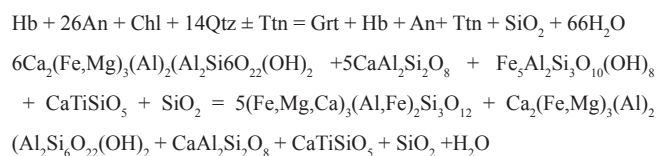
از دما-فشارسنجی (شکاری و همکاران، در دست چاپ)، این سنگ‌ها در شرایط رخساره شست سبز تا آمفیبولیت (پهنه گارنت) دگرگون شده‌اند. گارنت‌های تجزیه شده از سنگ‌های گنیسی این موضوع را تأیید می‌کند. با ظهور مقادیر بیشتر ارتوز، کاهش مقدار بیوتیت و افزایش اندازه دانه‌های کوارتز و فلدسپارها، شیتوزیته سنگ‌ها از بین رفته و رنگ آنها نیز از خاکستری تیره به سفید-کرم تغییر پیدا کرده است و شست‌ها به گنیس‌ها تحول یافته‌اند. گنیس‌ها حجم قابل توجهی از سنگ‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه را به خود اختصاص داده‌اند. در برخی موارد، با توجه به ترکیب سنگ‌های گارنت میکاشیستی نوارهای غنی از گارنت یا توده‌های غنی از گارنت به ارث رسیده از میکاشیستی‌ها در گنیس‌ها نیز دیده می‌شود (تحول شست به گنیس). دما-فشارسنجی گنیس‌ها و گارنت گنیس‌ها نشان می‌دهد که درجه دگرگونی این سنگ‌ها در حد رخساره آمفیبولیت‌بالایی-گرانولیت است. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که در بسیاری از موارد شرایط دگرگونی تا آستانه ذوب بخشی و تشکیل مذاب‌های گرانیتی رسیده است (تخریب بیوتیت و تشکیل فلدسپار قلیایی). مذاب‌های گرانیتی از مقیاس‌های دسی‌متری تا کیلومتری تشکیل شده‌اند و میگماتیت یا واحدهای گرانیتی کوچک مقیاس را تشکیل داده‌اند.

۴-۲. متابازیت‌ها

همان‌گونه که در بخش زمین‌شناسی منطقه گفته شد متابازیت‌ها را می‌توان در سه گروه بازالت‌ها و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته، دسته دایک‌های بازیک و توده‌های آذرین الیون‌گابروی، گابروی و دیوریتی رده‌بندی کرد. این مقاله به‌طور ویژه به بررسی دسته دایک‌های دیابازی دگرگون شده می‌پردازد.

حضور پلاژیوکلاز، گارنت و درشت‌بلورهای هورنبلند به عنوان کانی‌های اصلی در دسته‌دایک‌های دیابازی دگرگون شده، بیانگر شرایط رخساره آمفیبولیت و تشکیل گارنت آمفیبولیت است. اسفن، ایلمنیت، مگنتیت و آپاتیت، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. از میان کانی‌های فرعی، اسفن بیشترین فراوانی را دارد. اپیدوت و کلسیت نیز به‌صورت کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. به علت تحمل دگرریختی شدید، ریزچین‌هایی در مقیاس‌های میکروسکوپی تا میکروسکوپی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. همانند متابازیت‌ها نیز در بالاترین حد دمایی، دچار ذوب بخشی شده‌اند و لوکوسم تونالیتی یا پلاژیوگرانیتی را به وجود آورده‌اند (شکل ۲-ج).

بافت‌های نامتوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج گارنت آمفیبولیت‌ها هستند. جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها در هنگام دگرگونی و دگرریختی به ایجاد برگوارگی و خطوارگی‌های آشکاری در آمفیبولیت‌ها انجامیده است (شکل ۴-الف). در جریان از بین رفتن کانی‌های آهن و منیزیم دار آب‌دار مانند هورنبلند سبز و تشکیل گارنت در آمفیبولیت در طی واکنش ۱، مقدار زیادی سیلیس آزاد شده که به‌صورت دانه‌های کوارتز تجلی پیدا کرده است (Bucher and Grapes, 2011):



بر پایه الگوهای دیده شده در ادخال‌های موجود در گارنت‌ها (به‌ویژه دانه‌های کوارتز)، می‌توان نتیجه گرفت که رشد بلورها در خلال دگرگونی همزمان با دگرریختی تا پس از دگرریختی ایجاد شده‌اند و می‌توان آنها را پورفیروبلاست‌های همزمان با زمین‌ساخت (Syn-tectonic) تا پس از زمین‌ساخت (Post-tectonic) نامید.

۵- شیمی کانی‌ها

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌های اصلی و انجام برآوردهای دما-فشارسنجی متابازیت‌ها، کانی‌های گارنت، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز موجود در نمونه‌های گارنت آمفیبولیتی منطقه شترکوه در آزمایشگاه State key laboratory

سازنده سنگ‌های مادر آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، از منشایی گوشته‌ای و تقریباً بدون گارنت سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۹-ب).

موقعیت ترکیبی این سنگ‌ها روی نمودار $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985) نشان می‌دهد که دارای ترکیب اولیه بازالتی هستند (شکل ۱۰-ب). این سنگ‌ها همچنین روی نمودار تغییرات نسبت Zr/Ti در برابر Nb/Y (Pearce, 1996)، ترکیب شیمیایی معادل با بازالت‌ها را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ب). همچنین Ellam and Cox (1991)، مدلی را طراحی کردند که بر پایه آن می‌توان ژرفای ذوب بخشی را به‌طور قابل اطمینانی تعیین کرد (شکل ۱۰-ب). بر پایه این مدل، ژرفای جدایش ماگمای مادر سنگ‌های متابازیتی، در حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری ژرفای زمین (معادل سنگ‌کره گوشته‌ای زیرقاره‌ای) بوده است. نمودار YTC ($\text{Y}=\text{Y}+\text{Zr}$, $\text{T}=\text{TiO}_2 \times 100$, $\text{C}=\text{Cr}$) (Davies et al., 1979) ارائه شده است. بر پایه این نمودار نمونه‌های سنگی مورد نظر از روند توله‌ای پیروی می‌کنند. بر پایه نمودارهای شاخص آلکالاینه در برابر Al_2O_3 (Middlemost, 1975) و تغییرات نسبت TiO_2/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008) این امر تأیید می‌شود (شکل‌های ۱۰-ث و ج).

آمفیبولیت‌های مجموعه شترکوه و مجموعه‌های همجوار، روی نمودارهای ENKبوتی به‌نچار شده با MORB (Pearce, 1983) و نسبت به EMORB (Sun and McDonough, 1989) دارای الگوی REE با شیب ملایم از LREE به سوی HREE هستند که با مقادیر نسبت $\text{La}_{(N)}/\text{Yb}_{(N)} = 0.66-10.4$ مشخص می‌شود. این الگو با ترکیب حدواسط تا مافیک (گابرویی-دیوریتی و یا معادل خروچی آنها بازالت-آندزیت بازالت) سنگ‌های مادر این متابازیت‌ها همخوانی دارد. غنی‌شدگی از عناصر Cs و Pb، U و عناصر LILE را می‌تواند در ارتباط با آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها و احتمالاً متاسوماتیسم گوشته‌ای محل منشأ آنها در گوشته، توجیه و تشریح کرد. نمودار تغییرات عناصر REE به‌نچار شده با OIB (Sun and McDonough, 1989) الگوی به نسبت مسطحی نزدیک به OIB را نشان می‌دهد (شکل ۱۱). این نمودارها نشان می‌دهند که الگوی تغییرات عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE)، عناصر دارای قدرت میدانی بالا (HSFE) و عناصر خاکی کمیاب این سنگ‌ها بیشترین همانندی را با یک منبع سنگ‌کره گوشته‌ای مشابه یا معادل منابع گوشته‌ای زیرقاره‌ای دارد. متاسوماتیسم گوشته‌ای و احتمالاً آرایش پوسته‌ای این ماگماها سبب ناهنجاری فزاینده عناصر سنگ‌دوست بزرگ-یون آنها شده است.

۸- جایگاه زمین‌ساختی

متابازیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه می‌توان به انواع زیر تقسیم کرد: (۱) روانه‌های بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی تخریبی وابسته دگرگون شده؛ (۲) دسته دایک‌های دیابازی یا سیل‌های دیابازی دگرگون شده؛ (۳) توده‌های نفوذی الیون گابرویی تا دیوریتی کوچک مقیاس دگرگون شده. اجتماع سنگ‌های متاپلیتی، متاپسامیتی، متاکربناته و متابازیت‌هایی با سنگ مادرهای یاد شده، بیانگر وجود یا حضور حوضه‌های کششی (کافتی) درون قاره‌ای است که از مراحل آغازین خود تا تشکیل پوسته اقیانوسی تکامل پیدا کرده‌اند.

با نگاهی فراگیر به مجموعه‌های سنگی آذرین-دگرگونی نئوپروتروزوییک پایانی در ایران، می‌توان شواهد سنگی مربوط به مراحل اولیه کافت‌زایی تا مرحله اقیانوسی شدن را در آنها دید. شواهد سنگی مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوییک در ایران عبارتند از: (۱) چیره بودن توالی سنگی شیلی-ماسه‌سنگی اولیه در برخی از مجموعه‌های سنگی مانند مجموعه‌های دگرگونی-آذرین دلب، شترکوه در جنوب و خاور شاهرود، بنه‌شورو و تاشک در خاور ساغند؛ (۲) حضور توالی‌های تبخیری در مجموعه‌های دگرگونی هرمز معروف به سری هرمز؛ (۳) چیره بودن دسته‌دایک‌های بازیک در مجموعه‌های سنگی شترکوه، تاشک و نی‌باز؛ (۴) فراوانی متابازالت‌ها در

را محاسبه کرد (شکل ۸-الف). به کمک این روش آمفیبولیت‌های مورد مطالعه در طیف دمایی ۵۸۹ تا ۷۹۳ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند.

دماها و فشارهای به دست آمده توسط روش‌های یاد شده با شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالای همخوانی دارند. محدوده‌های دماها و فشارهای به دست آمده برای آمفیبولیت‌های منطقه شترکوه با شرایط تعیین شده برای آمفیبولیت‌های مشابه در منطقه دلب شامل دماهای ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۸ تا ۱۰ کیلوبار (Balaghi et al., 2014) و همچنین با داده‌های منتشر شده در مورد آمفیبولیت‌های شترکوه (Rahmati Ilkhchi et al., 2010) سازگاری دارد و با روند شیب زمین گرمایی دگرگونی نوع باروین همخوانی دارند (شکل ۸-ب). با استفاده از دو کالیبراسیون رایج برای زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز و گارنت-آمفیبول-پلاژیوکلاز-کوارتز برای تعیین شرایط دما-فشار گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه شترکوه مشخص شد که این دماها با دمای به دست آمده برای گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دلب (۵۹۲-۶۹۳ درجه سانتی‌گراد) (بلاغی اینالو و همکاران، ۱۳۹۴) و بندهزارچاه (۵۹۷-۶۳۰ درجه سانتی‌گراد) (Hosaini et al., 2015)؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۵) همخوانی دارد.

شرایط دما و فشار تعیین شده برای متابازیت‌ها با شرایط دما و فشارهای تعیین شده برای سنگ‌های متاپلیتی (دماهای ۴۶۸ تا ۴۹۸ درجه سانتی‌گراد برای میکاشیست‌ها و دماهای ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتی‌گراد برای گارنت گنیس‌ها) کاملاً سازگاری دارد. نمودارهای دما-فشار رسم شده برای آمفیبولیت‌ها، گارنت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌های میگماتیته نشان می‌دهد که شرایط دما فشار استنباط شده برای دگرگونی این سنگ‌ها با میدان پایداری کیانیت در محدوده رخساره آمفیبولیت بالای همخوانی دارد. با در نظر گرفتن محدوده‌های دما و فشار تعیین شده برای متابازیت‌ها و سنگ‌های متاپلیتی این مجموعه، می‌توان مسیر دگرگونی ناحیه‌ای دما-فشار متوسط نوع باروین را در نظر گرفت. دگرگونی مورد نظر در حد دمایی بالای خود، به‌طور موضعی و محلی، تا مرحله ذوب بخشی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها پیش‌رفته است. مذاب‌های تولید شده اکنون بیشتر به‌صورت لوکوسم‌های با ترکیب گرانیتی تا تونالیتی تجلی پیدا کرده‌اند و می‌توان از مقیاس میکروسکوپی تا رخنمون‌های چند کیلومتر مربعی آنها را پیگیری کرد. در منطقه شترکوه آثار ذوب بخشی متابازیت‌ها به روشنی در مقیاس صحرایی دیده می‌شود.

درجه دگرگونی در گروه ترکیبی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها به‌طور یکسان تغییر یافته است؛ به گونه‌ای که می‌توان استنباط کرد که سنگ مادر اولیه این سنگ‌ها همزمان با یکدیگر و با درجه دگرگونی یکسان، تحت تأثیر فازهای دگرگونی مشابه قرار گرفته‌اند. تغییرات کانی‌شناسی و بافتی، ظهور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در هر دو گروه ترکیبی و نتایج دما-فشارسنجی آنها همگی نشانگر رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده از حد رخساره شیب‌سبز تا آمفیبولیت بالای هستند. این رخداد تا رسیدن به ذوب بخشی و فرایند آاناتکسی پیش‌رفته و سبب تشکیل گرانیت‌های لوکوکرات با منشا آاناتکسی پوسته‌ای و همچنین مذاب‌های تونالیتی و دیوریتی شده است.

۷- ژئوشیمی سنگ کل و خاستگاه ماگمایی

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، بیشتر متشکل از هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، گارنت و اسفن هستند. داده‌های شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها بیشتر از نوع چرماکیت و بر پایه میزان درصد آنورتیت، پلاژیوکلازهای آنها از نوع الیگوکلاز تا آندزین هستند ($\text{An}_{19-31\%}$). برای تعیین نوع آمفیبولیت‌های مورد مطالعه بر پایه شیمی عناصر اصلی، برای تعیین ماهیت سنگ مادر سازنده آنها پیش از دگرگونی، از نمودارهای نشان داده شده در شکل ۹ استفاده شده است. در نمودار TiO_2 در برابر MnO (Misra, 1971) (شکل ۹-الف)، آمفیبولیت‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده ترکیبی دارای خاستگاه آذرین قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Walker et al. (1960) آنها در محدوده ارتوآمفیبولیت قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب). نمودار تغییرات Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007) نشان می‌دهد که مذاب‌های

نظر، مذاب‌های بازیک به‌صورت مختلف جایگزین شده‌اند. تغییرات زیاد و نامنظم ستبرای این متابازیت‌ها و همراهی آنها با کربنات‌ها از ویژگی آشکار و نشانگر محیط زیردریایی تشکیل آنهاست. در نتیجه، می‌توان گفت که گدازه‌های بازیک، هم‌زمان با رسوب گذاری توالی رسوبی اولیه، از راه مجاری آتشفشانی (بخشی از دسته‌دایک‌های دیابازی) به درون حوضه‌های رسوبی نئوپروتروزوییک پایانی راه یافته‌اند.

در پایان، این توالی در طی فرایند جمع‌شدگی، بسته شدن، برخورد قاره-قاره همراه با یک فرایند فرورانشی ناقص، به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با گوناگونی ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده تحول یافته‌اند. با توجه به شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و دما- فشارسنجی، شرایط دما- فشار تشکیل مجموعه سنگی شترکوه تا آستانه ذوب بخشی، میگماتیت‌زایی و حتی تشکیل مذاب‌های گرانیتی و تونالیتی یا پلاژیوگرانیتی پیش رفته است. ولی در مجموعه دگرگونی شترکوه، سنگ‌های آذرین تشکیل شده در شرایط اوج دما- فشار مجموعه دگرگونی شترکوه، سهم کمی را به خود اختصاص داده‌اند (کمتر از ۲۰ درصد). البته سنگ‌های آذرین تازه تشکیل شده مورد نظر نیز دچار دگرشکلی و میلوینیت‌زایی شده‌اند. با توجه به تعیین سن متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها و گرانیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه که معرف دامنه سنی ۵۴۷ تا ۵۲۶ میلیون سال (معادل نئوپروتروزوییک پایانی یا اشکوب ادیاکارن) است (شکاری و همکاران در دست چاپ)، می‌توان فرایندهای دگرگونی را که به تشکیل مجموعه دگرگونی شترکوه انجامیده است بخشی از رخداد کوهزایی کادومین دانست که در سرزمین‌های گندوانایی شمال ابرقاره گندوانا رخ داده است.

۹- نتیجه‌گیری

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، از سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی، متاسامیتی، متابازیتی (آمفیبولیتی) و متاکربناته (مرمرهای آهنکی و دولومیتی) تشکیل شده است. سنگ مادر متابازیت‌ها گدازه‌های بازالتی، دسته‌دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرویی- دیوریتی کوچک‌مقیاس بوده‌اند. افزایش درجه دگرگونی متابازیت‌های حاصل از دگرگونی دسته‌دایک‌های دیابازی، سبب تشکیل طیف گوناگونی از سنگ‌ها مانند آمفیبول‌شیت، آمفیبولیت، گارنت‌آمفیبولیت و میگماتیت‌های بازیک شده است. نتایج دما- فشارسنجی، محدوده دمایی ۶۰۲ تا ۷۲۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۹ تا ۱۲ کیلو بار را برای تشکیل آنها محرز ساخته است. در مواردی، در اوج شرایط دمایی رخداد فرایند دگرگونی، مذاب‌های گرانیتی (برای سنگ‌های با ماهیت متاپلیتی) و تونالیتی یا پلاژیوگرانیتی (برای سنگ‌های با ماهیت متابازیتی) تشکیل شده‌اند. فرایند تشکیل دسته‌دایک‌های دیابازی مورد نظر بخشی از سازوکار یک رژیم کششی بوده است که در نئوپروتروزوییک پایانی رخ داده و سرانجام سبب تشکیل حوضه‌های دریایی- اقیانوسی (هر چند با گسترش کم) شده است. این حوضه‌های دریایی- اقیانوسی، در یک بازه زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع‌شدگی (بسته شدن) سریع بسته، به‌صورت آمیزه‌های زمین‌ساختی یا منشورهای به هم افزوده روی پوسته‌های قاره‌ای رانده یا در محل خط درزهای قدیمی متمرکز شده‌اند.

بر پایه شواهد سنگ‌شناسی، سنگ‌های مادر مجموعه دگرگونی شترکوه در یک حوضه کششی درون قاره‌ای متعلق به ابرقاره گندوانا تشکیل شده است. مذاب‌های سازنده سنگ‌های بازیک آنها، از یک گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای تا حدودی متاسوماتیسیم شده، نشأت گرفته‌اند و احتمالاً در طی بالاآمدگی و جایگیری نیز تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند. این توالی سنگی در نئوپروتروزوییک پایانی و در طی رخداد کوهزایی کادومین و در خلال جمع‌شدگی، بسته شدن و برخورد از نوع قاره-قاره، دچار دگرگونی ناحیه‌ای از نوع باروین شده‌اند.

مجموعه دگرگونی ماجراد، جندق و نی‌باز؛ (۵) فراوانی متابولیت‌ها در مجموعه‌های سنگی ماجراد، برنورد، بافتی- بهاباد و زرنده- کوهینان؛ (۶) فراوانی متاکربنات‌ها در مجموعه‌های دگرگونی ماجراد، نی‌باز، تاشک و زمان‌آباد؛ (۷) وجود پریدوتیت‌ها، کرومیت‌ها و بازالت‌های میان اقیانوسی دگرگون شده در مجموعه‌های سنگی جندق و چاپدون.

البته مجموعه‌های سنگی مربوط به بسته شدن، دگرگونی و ذوب مجموعه سنگ‌های دگرگونی را می‌توان به مجموعه‌های سنگی یاد شده افزود؛ مانند گرانیتوئیدها و مشتقات جانبی آنها همچون آپلیت‌ها و گاه پگماتیت‌های غنی از تورمالین. کانسارهای غنی از آهن، سرب، روی، اورانیم و ... را نیز می‌توان به مجموعه‌های سنگی یاد شده، افزود.

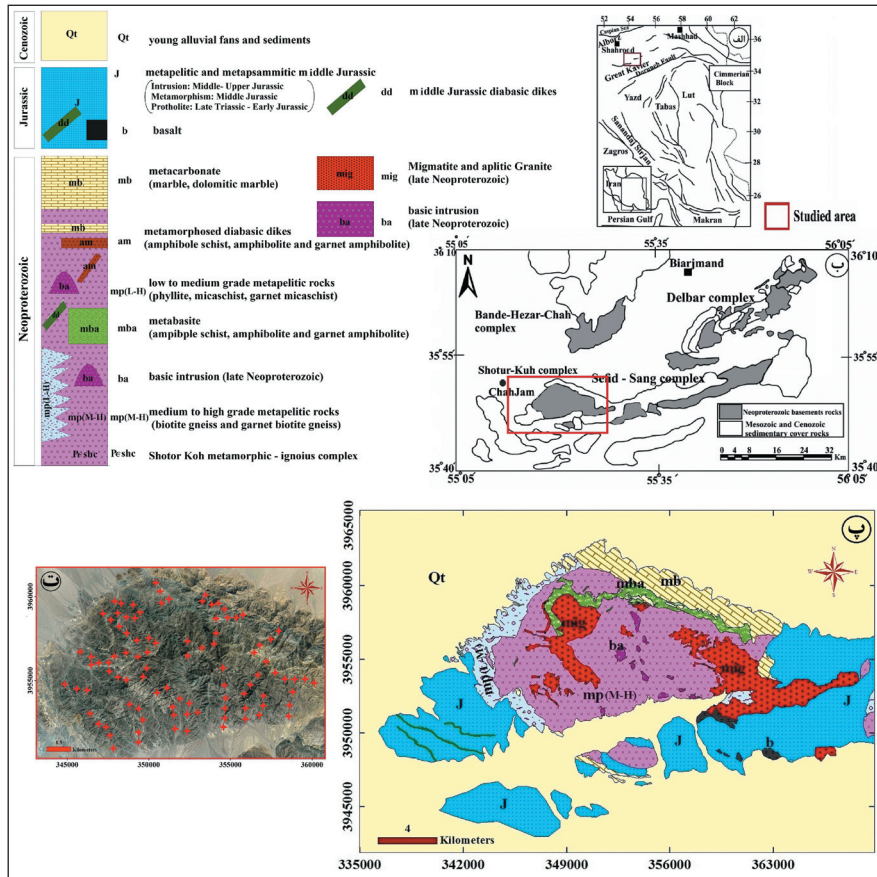
با توجه به ماهیت متابازیت‌ها (روانه‌های بازالتی، دسته‌دایک‌های و سیل‌های دیابازی، توده‌های نفوذی الیون گابرویی تا دیوریتی کوچک‌مقیاس) و ماهیت متاپلیت‌ها، متاسامیت‌ها و متاکربنات‌ها (توالی‌های شیلی ماسه‌سنگی و میان لایه‌های کربناته تا کربنات‌های بخش‌های بالایی این توالی‌ها) توالی‌های سنگی اولیه سازنده مجموعه دگرگونی شترکوه در شرایطی تشکیل شده‌اند که حوضه رسوبی مربوط روی بستری با پوسته قاره‌ای تشکیل شده است و در ضمن کشش‌های هم‌زمان با بازشدگی شرایط مساعدی را برای بالاآمدگی ماگماهای بازیک و جایگیری آنها به‌صورت‌های مختلف (توده‌های نفوذی، دایک، سیل و روانه‌های بازالتی) فراهم ساخته است.

در این شرایط زمین‌ساختاری و ژئودینامیکی، ذوب بخشی سنگ‌کره گوشته‌ای زیرقاره‌ای، مذاب‌های بازیک لازم را برای تشکیل سنگ‌های آذرین بازیک نئوپروتروزوییک پایانی فراهم ساخته است. شواهد سنگ‌نگاری (حضور کانی‌های سیلیکاته مافیک در بیشتر موارد کم‌آب همچون الیون و اوژیت در توده‌های آذرین بازیک)، وجود کانی‌های مافیک پتاسیم‌دار مانند فلوگوپیت در توده‌های سنگی الیون-گابرویی و غنی بودن این سنگ‌ها از عناصر سنگ‌دوست بزرگیون، می‌تواند شواهدی از یک منشأ گوشته‌ای متاسوماتیسیم شده، نرخ ذوب بخشی کم تا متوسط، یا آرایش مذاب‌های بازیک با پوسته قاره‌ای باشند.

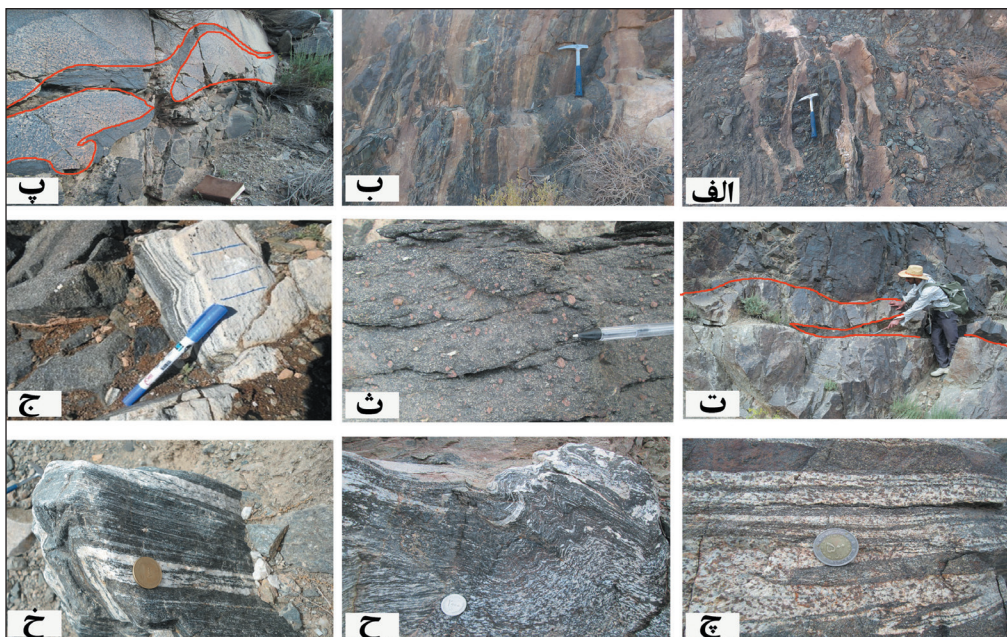
سنگ‌های بازیکی که مذاب‌های سازنده آنها دارای ماهیت سنگ‌کره گوشته‌ای زیرقاره‌ای هستند، در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی معمولاً در قلمرو بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) جانمایی می‌شوند؛ چون تقریباً می‌توان از دید ژرفای تشکیل ماده مذاب، گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای زیر صفحه اقیانوسی را با گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای مشابه در نظر گرفت. البته نباید اختلاف ژئوشیمیایی این دو خاستگاه را نادیده گرفت.

در مجموع، شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که منشأ تأمین مذاب‌های لازم برای تشکیل سنگ‌های بازیک مادر متابازیت‌های نئوپروتروزوییک پایانی می‌تواند از یک جایگاه سنگ‌کره‌ای گوشته‌ای زیرقاره‌ای تا یک جایگاه سنگ‌کره‌ای گوشته‌ای زیر اقیانوسی (مانند OIB تا MORB) متغیر باشد. البته در تعبیر و تفسیر و شناخت جایگاه سنگ‌های متابازیتی باید به این نکته توجه کرد که فرایندهای دگرگونی و تحولات بعدی مرتبط با آنها مانند گرانیت‌زایی، می‌تواند ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها را دستخوش تغییر کند؛ بنابراین احتیاط‌های لازم همیشه باید مد نظر قرار گیرد.

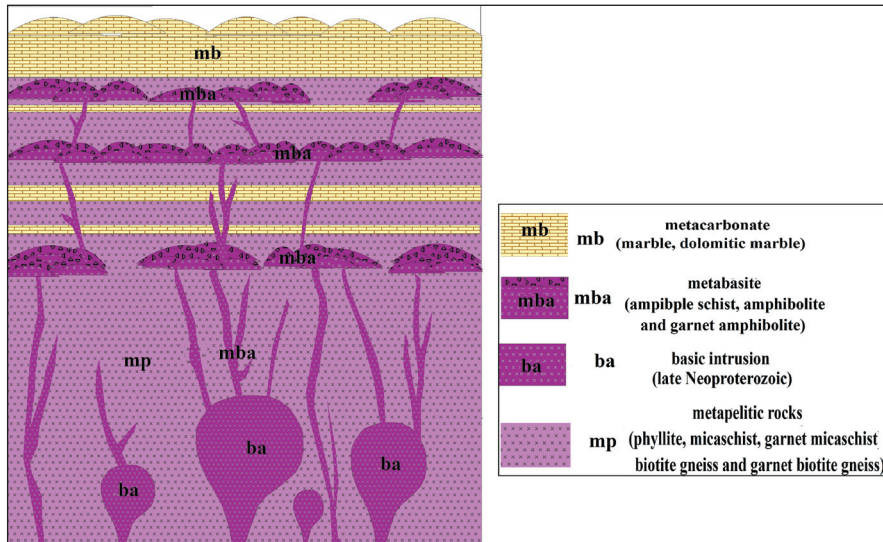
با توجه به مجموعه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و ژئودینامیکی که بخشی از آنها در مقاله به اختصار ارائه شد، می‌توان گفت که توالی سنگی مادر مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در یک محیط کششی درون‌قاره‌ای تشکیل شده‌اند که به‌طور هم‌زمان با کشش و تحول و تکامل حوضه‌های رسوبی مورد



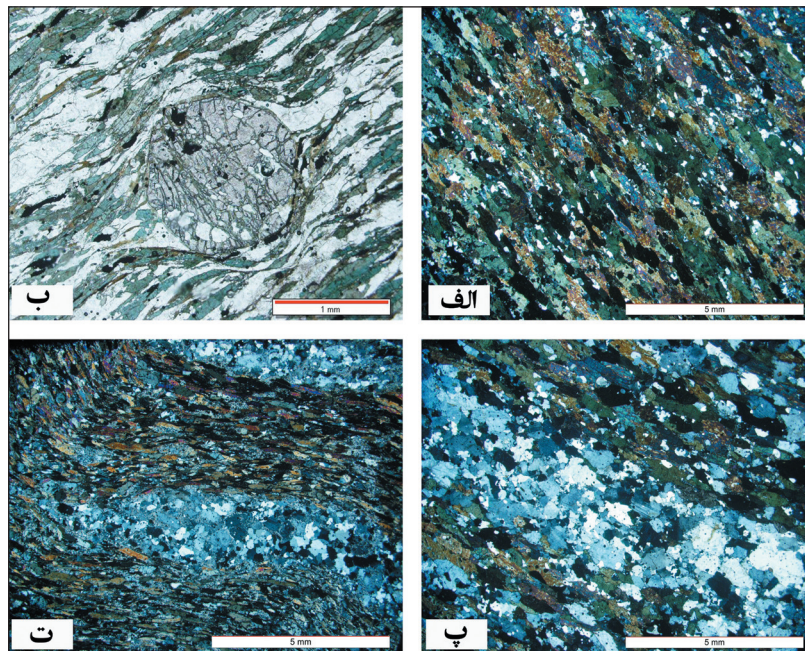
شکل ۱- الف) موقعیت مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه روی نقشه ایران؛ ب) موقعیت مجموعه نام برده در میان سرزمین‌های گندوانایی جنوب و جنوب خاور شاهرود؛ پ) نقشه زمین‌شناسی منطقه مبتنی بر مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای؛ ت) روی این تصویر ماهواره‌ای، شماری از نقاطی که دایک‌های دیابازی در آنها دیده شده‌اند؛ با علامت ستاره مشخص شده است.



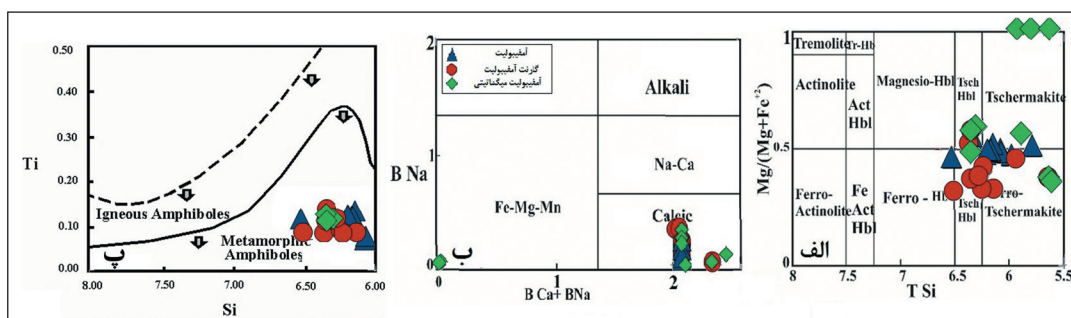
شکل ۲- تصاویری از رخنمون سنگ‌های متابازیتی در مجموعه شترکوه. الف و ب) تصویری از حضور توده‌های سنگی بازالتی (متابازیت‌ها) در میان متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی - دولومیتی) در بخش شمال‌خاوری مجموعه شترکوه؛ پ و ت) دایک متابازیتی در میان متاپلیت‌های مجموعه شترکوه؛ ث) حضور آشکار گارنت در گارنت‌آمفیبولیت‌ها؛ ج) رخنمونی از لوکوسم تونالیتی یا پلاژیوگرانیته در آمفیبولیت‌های منطقه؛ چ) حضور گسترده گارنت‌های دیرگداز در بخش‌های لوکوسمی آمفیبولیت میگماتیته چین‌خورده؛ ح) تصویری از یک دایک متابازیتی چین‌خورده؛ خ) ظهور ساختار میگماتیته در آمفیبولیت.



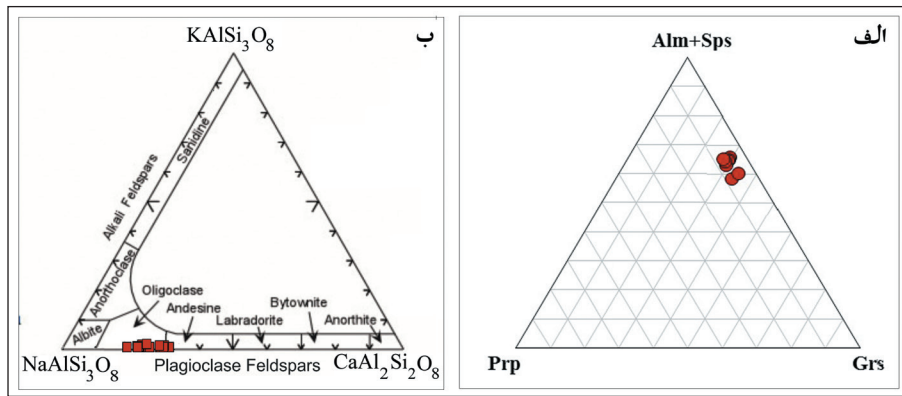
شکل ۳- مدل نمادین برای نشان دادن چگونگی تشکیل و جای گیری سنگ های بازیک (والد متابازیت ها) در توالی سنگی مجموعه شترکوه.



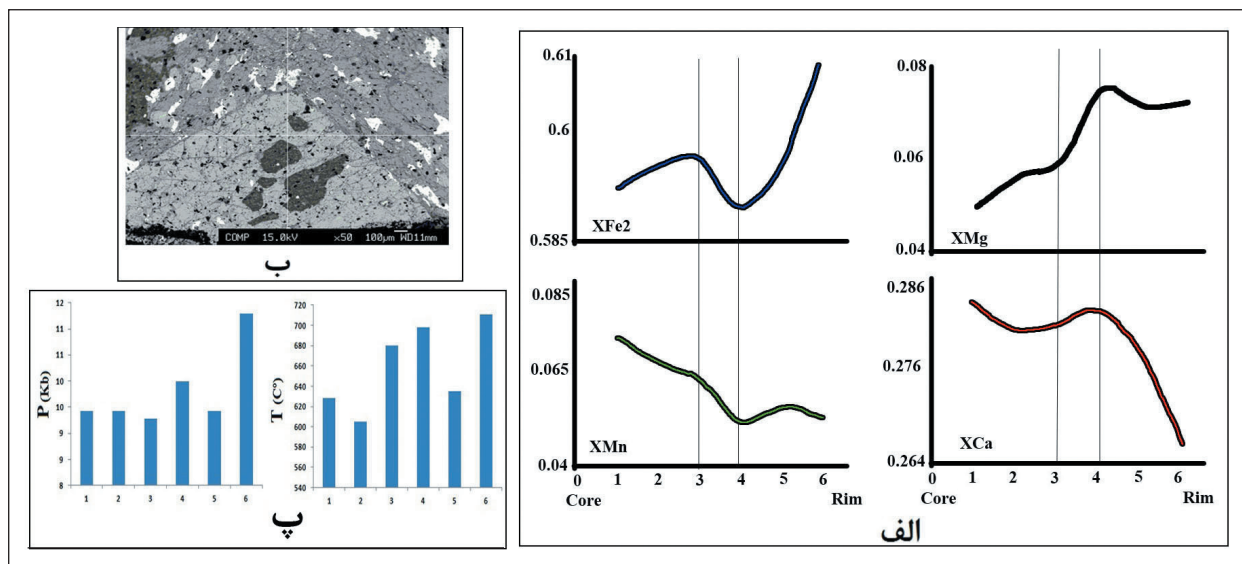
شکل ۴- الف) بافت نماتوبلاستی ناشی از حضور آمفیبول های سوزنی شکل به همراه پلاژیوکلازهای جهت یافته در هورنبلند شیسست ها (XPL)؛ ب) پورفایروبلاست شکل دار گارنت دارای ادخال هایی از کوآرتز و بیوتیت. بافت پورفایروبلاستی این گارنت، ناشی از رشد پس از زمین ساخت آن است (PPL)؛ پ) تصویری از لایه های تیره و روشن در یک آمفیبول شیسست میگماتیته شده (XPL)؛ ت) چین خوردگی در یک آمفیبول شیسست میگماتیته شده (در مقیاس میکروسکوپی یا بسیار کوچک) (XPL).



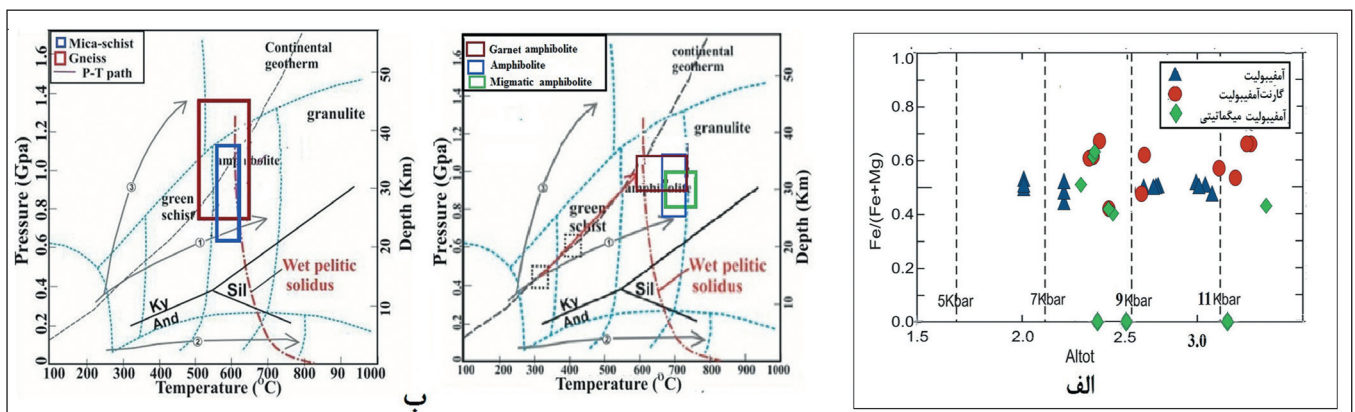
شکل ۵- موقعیت آمفیبول های موجود در آمفیبولیت های مجموعه دگرگونی شترکوه در: الف و ب) نمودارهای رده بندی آمفیبول ها (Leake et al., 1997)؛ پ) نمودار تمایز آمفیبول های دگرگونی از آذرین (Leake, 1965).



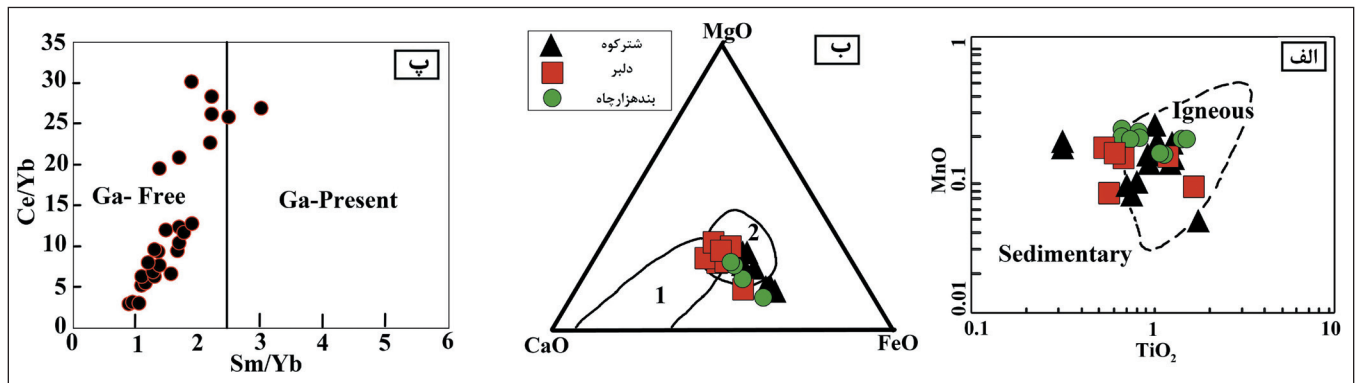
شکل ۶- الف) نمودار سه‌تایی مجموع اعضای پایانی Pry-(Alm-Sps)-Grs و موقعیت ترکیبی گارنت‌ها در گارنت آمفیبولیت‌های تجزیه شده روی آن؛ ب) موقعیت ترکیبی پلاژیو کلازهای تجزیه شده متعلق به نمونه‌های آمفیبولیتی مجموعه شترکوه روی نمودار سه‌تایی رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992).



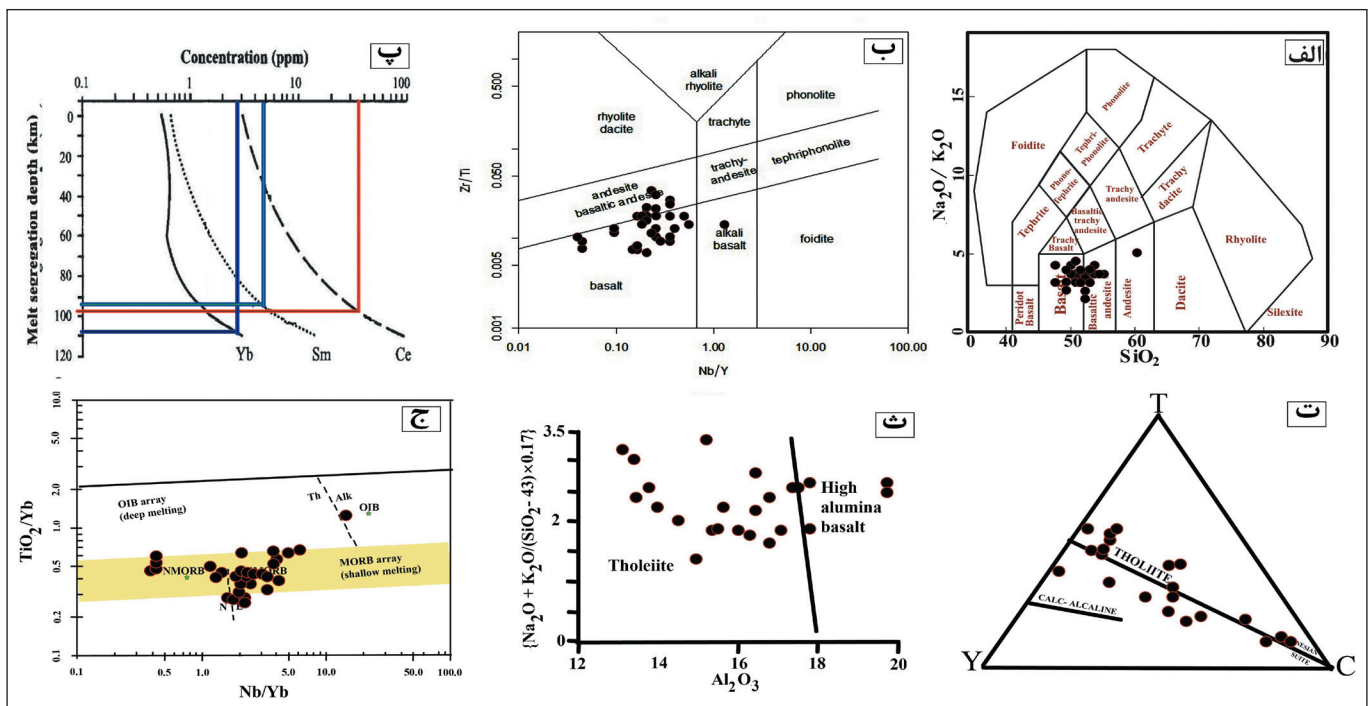
شکل ۷- الف) نیم‌رخ‌های تغییرات ترکیبی در یکی از پورفایروبلست‌های گارنت متعلق به گارنت آمفیبولیت‌ها؛ ب) تصویر Backscattered از گارنت‌ها موجود در گارنت آمفیبولیت‌ها؛ پ) نمودار P-T گارنت در گارنت آمفیبولیت، نوسان در P-T محیط دگرگونی وجود منطقه‌بندی در گارنت را اثبات می‌کند.



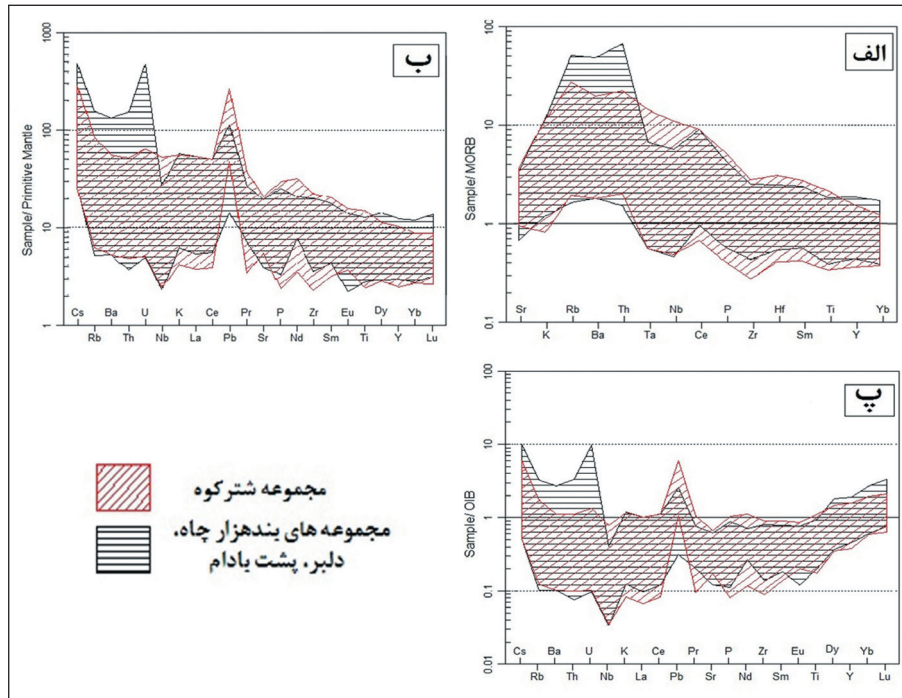
شکل ۸- الف) نمودار Al_{total} در برابر X_{Fe^*} آمفیبول (Schmidt, 1992)؛ ب) نمودار P-T برای گارنت آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، نمونه‌های میکاشیستی و گارنت گنیسی و متابازیتی (کادرهای رنگی) در میدان پایداری کیانیت و مسیر دگرگونی پیش‌رونده که بر پایه محدوده‌های دما و فشار تعیین شده رسم شده است. دما و فشارهای به دست آمده شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالای را برای متابازیت‌ها و متابلیت‌های مجموعه شترکوه نشان می‌دهد.



شکل ۹- الف) نمودار TiO_2 در برابر MnO (Misra, 1971) که نشان می‌دهد آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای سنگ مادرهایی با منشأ آذرین بوده‌اند؛ ب) نمودار CaO ، MgO و FeO از Walker et al (1960) که نشان می‌دهد نمونه‌های متابازیتی مطالعه شده متعلق به مناطق پی‌سنگی و گندوانایی شمال مرکزی ایران از نوع ارتوآمفیبولیت هستند (محدوده ۱: پارآمفیبولیت و محدود ۲: ارتوآمفیبولیت)؛ پ) نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb برای تعیین ترکیب محل منشأ ماگمایی سازنده مذاب‌هایی که سبب تشکیل سنگ‌های مادر متابازیت‌های مورد مطالعه شده‌اند (Coban, 2007) $Ga = Garnet$.



شکل ۱۰- الف) موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی مورد مطالعه روی نمودار Na_2O/K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985) که ترکیب معادل بازالت‌ها و آندزیتی بازالت‌های ساب‌آلکالن را نشان می‌دهند؛ ب) نمودار تغییرات نسبت Zr/Ti در برابر Nb/Y (Pearce, 1996)؛ پ) نمودار تمرکز یا فراوانی میانگین عناصر Sm ، Yb ، Ce ، در برابر ژرفای جدایش سنگ‌های بازیگ مادر متابازیت‌های مورد مطالعه، (Ellam and Cox, 1991)؛ ت) نمودار YTC (از Davies et al. (1979)؛ این نمودار نشان‌دهنده ماهیت توله‌ایتی سنگ‌های مادر متابازیت‌های مورد مطالعه است؛ ث) نمودار شاخص آلکالینته در برابر Al_2O_3 (Middlemost, 1975)؛ ج) نمودار تغییرات نسبت TiO_2/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008).



شکل ۱۱- الف) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با MORB (Pearce, 1983)؛ ب) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ پ) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با OIB (Sun and McDonough, 1989).

جدول ۱- داده‌های مایکروپروپ هورنبلند سبز، گارنت و پلاژیوکلازهای موجود در گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه.

Mineral	Amphibole			Garnet				Plagioclase						
SiO ₂	۴۲/۳۴	۴۲/۷۰	۳۹/۳۲	۳۷/۲۷	۳۸/۱۳	۳۸/۵۵	۳۸/۱۷	۳۸/۵۳	۳۸/۲۰	۶۰/۱۱	۵۹/۸۸	۶۱/۱۴	۶۰/۹۱	۶۰/۱۱
TiO ₂	۰/۷۵	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۱۷/۶۳	۱۴/۲۱	۱۲/۷۰	۲۱/۸۲	۲۱/۵۴	۲۱/۵۶	۲۱/۵۰	۲۱/۶۹	۲۱/۷۷	۲۵/۷۹	۲۵/۱۴	۲۴/۲۰	۲۳/۹۸	۲۵/۷۹
FeO*	۱۸/۴۱	۱۵/۲۶	۱۹/۳۲	۲۵/۲۸	۲۶/۷۳	۲۵/۲۸	۲۵/۲۱	۲۵/۶۶	۲۶/۷۳	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۳
MgO	۶/۰۵	۹/۵۷	۶/۷۳	۱/۲۴	۱/۴۴	۱/۵۳	۱/۹۲	۱/۸۴	۱/۸۵	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱
MnO	۰/۰۸	۰/۲۳	۰/۱۲	۳/۲۴	۳/۰۴	۲/۸۷	۲/۳۴	۲/۵۵	۲/۳۸	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴
CaO	۱۰/۵۱	۱۱/۴۰	۱۱/۲۴	۹/۹۰	۱۰/۰۱	۱۰/۱۳	۱۰/۱۱	۱۰/۰۱	۹/۵۲	۶/۴۰	۶/۷۹	۵/۶۲	۵/۳۰	۶/۴۰
Na ₂ O	۱/۱۳	۱/۵۵	۲/۰۸	۰/۴۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۲۷	۰/۰۰	۰/۰۲	۷/۴۴	۷/۱۹	۷/۹۷	۷/۹۶	۷/۴۴
K ₂ O	۱/۱۱	۱/۰۰	۱/۹۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۱۳
Totals	۹۸/۰۱	۹۶/۸۹	۹۴/۳۸	۹۸/۶۲	۱۰۰/۳۰	۹۸/۸۲	۹۹/۸۲	۱۰۰/۳۳	۱۰۰/۳۴	۱۰۰/۰۶	۹۹/۱۰	۹۹/۰۶	۹۸/۴۸	۱۰۰/۰۶
Si	۶/۲۳	۶/۰۹	۶/۶۳	۲/۹۹	۳/۰۳	۳/۰۴	۳/۰۳	۳/۰۲	۳/۰۱	۲/۴۰	۲/۴۲	۲/۴۷	۲/۴۷	۲/۴۰
Ti	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۳/۰۶	۲/۷۱	۲/۳۶	۲/۰۶	۲/۰۲	۲/۰۰	۲/۰۱	۲/۰۰	۲/۰۲	۱/۳۷	۱/۵	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۳۷
Cr	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³	۰/۴۴	۰/۵۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²	۱/۸۲	۲/۳۱	۲/۰۴	۱/۷۰	۱/۶۸	۱/۶۹	۱/۶۷	۱/۷۳	۱/۷۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۱/۳۳	۱/۳۰	۱/۶۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۱/۶۶	۱/۸۶	۱/۸۶	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۸۰	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۵۱
Na	۰/۳۲	۰/۴۸	۰/۶۴	-	-	-	-	-	-	۱/۱۹	۱/۱۶	۱/۲۹	۱/۲۹	۱/۱۹
K	۰/۲۱	۰/۳۰	۰/۱۶	-	-	-	-	-	-	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲
Sum	۱۵/۱۹	۱۵/۶۴	۱۵/۴۸	۷/۹۷	۷/۹۵	۷/۹۵	۷/۹۶	۷/۹۷	۷/۹۶	۵/۵۱	۵/۴۹	۵/۵۳	۵/۵۴	۵/۵۱

ادامه جدول ۱

Mineral	Amphibole			Garnet						Plagioclase				
XMg	۰/۴۲	۱/۰۲	۱/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	-	-	-	-	-
Alm	-	-	-	۵۹/۲۵	۵۹/۵۴	۵۹/۶۴	۵۸/۹۹	۵۹/۴۷	۶۰/۸۸	-	-	-	-	-
Prp	-	-	-	۴/۹۶	۵/۶۲	۵/۹۱	۷/۴۹	۷/۱۱	۷/۲۱	-	-	-	-	-
Gro	-	-	-	۲۹/۵۱	۳۰/۰۳	۲۹/۹۰	۳۰/۰۵	۲۸/۸۱	۲۸/۰۳	-	-	-	-	-
Sps	-	-	-	۷/۳۶	۶/۷۴	۶/۳۰	۵/۱۸	۵/۶۰	۵/۲۷	-	-	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۲۹/۷۱	۳۱/۸۶	۲۵/۹۰	۲۴/۵۶	۲۹/۷۱
Ab	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۶۹/۰۸	۶۷/۴۸	۷۳/۴۶	۷۳/۷۷	۶۹/۰۸
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۱/۲۱	۰/۶۶	۰/۶۵	۱/۶۷	۱/۲۱

ادامه جدول ۱

Mineral	Amphibole								Plagioclase					
	SM-74	SM-114	SM-201	SM-1-5		SM-56		SM-114	SM-201	SM-1-5		SM-56		
				Dark	Light	Dark	Light			Dark	Light	Dark	Light	
SiO ₂	۴۱/۸۲	۴۰/۲۲	۴۰/۵۳	۳۹/۰۶	۴۰/۲۷	۴۰/۸۶	۳۸/۷۴	۶۳/۷۳	۶۳/۸۶	۶۲/۲۷	۶۲/۹۶	۶۰/۵۵	۶۰/۶۴	
TiO ₂	۰/۸۴	۰/۵۶	۰/۶۹	۱/۲۱	۰/۷۷	۰/۹۹	۱/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	
Al ₂ O ₃	۱۲/۲۵	۱۷/۰۵	۱۷/۰۶	۱۰/۵۷	۱۴/۶۰	۱۳/۴۳	۱۶/۳۲	۲۲/۶۷	۲۲/۰۹	۲۳/۸۴	۲۳/۹۳	۲۴/۶۹	۲۵/۱۶	
FeO*	۱۹/۷۱	۱۸/۸۵	۱۸/۹۷	۱۹/۵۶	۲۱/۶۵	۱۵/۳۴	۱۶/۴۱	۰/۰۲	۰/۶۳	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۵	
MgO	۶/۷۱	۷/۷۴	۶/۹۸	۵/۵۱	۵/۸۲	۸/۹۶	۱۱/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	
MnO	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	
CaO	۱۱/۰۴	۱۲/۲۷	۱۱/۳۷	۱۰/۸۱	۱۱/۰۹	۱۱/۲۰	۳/۷۹	۴/۳۶	۴/۷۳	۵/۰۳	۴/۶۴	۶/۰۸	۶/۴۶	
Na ₂ O	۱/۷۸	۱/۱۹	۱/۱۸	۱/۹۷	۱/۷۱	۱/۴۴	۰/۵۳	۷/۳۳	۸/۰۲	۸/۳۶	۸/۷۸	۷/۶۹	۷/۵۹	
K ₂ O	۰/۹۷	۱/۰۵	۱/۰۴	۱/۳۰	۱/۴۳	۰/۹۷	۶/۶۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۰	
Totals	۹۵/۱۹	۹۹/۰۱	۹۷/۳۳	۹۰/۱۵	۹۷/۵۴	۹۳/۵۰	۹۴/۷۰	۹۸/۱۳	۹۹/۳۸	۹۹/۶۶	۱۰۰/۴۹	۹۹/۱۸	۱۰۰/۰۳	
Si	۶/۵۲	۵/۹۳	۶/۰۲	۶/۵۳	۵/۸۶	۶/۳۳	۵/۷۸	۲/۶۰	۲/۵۷	۲/۵۰	۲/۵۱	۲/۴۴	۲/۴۲	
Ti	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Al	۲/۲۵	۲/۹۶	۲/۹۹	۲/۰۸	۲/۵۱	۲/۴۵	۲/۸۷	۱/۲۳	۱/۱۸	۱/۲۸	۱/۲۷	۱/۳۳	۱/۳۴	
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Fe ³	۰/۱۰	۰/۶۳	۰/۶۵	۰/۰۰	۲/۶۴	۰/۲۹	۲/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Fe ²	۲/۴۶	۱/۶۹	۱/۷۱	۲/۷۳	۰/۰۰	۱/۷۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Mg	۱/۵۶	۱/۷۰	۱/۵۵	۱/۳۷	۱/۲۶	۲/۰۷	۲/۴۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Ca	۱/۸۴	۱/۹۴	۱/۸۱	۱/۹۴	۱/۷۳	۱/۸۶	۰/۶۱	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۴۹	۰/۵۲	
Na	۰/۵۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۶۴	۰/۴۸	۰/۴۳	۰/۱۵	۱/۱۹	۱/۲۹	۱/۳۴	۱/۴۰	۱/۲۴	۱/۲۱	
K	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۹	۱/۲۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	
Sum	۱۵/۵۷	۱۵/۴۷	۱۵/۳۵	۱۵/۷۴	۱۴/۸۵	۱۵/۵۰	۱۵/۳۰	۵/۳۸	۵/۴۸	۵/۵۴	۵/۵۶	۵/۵۲	۵/۵۲	
XMg	۰/۳۹	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۳۳	۱/۰۰	۰/۵۵	۱/۰۰	۰/۲۱	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۰	
An	-	-	-	-	-	-	-	۲۳/۰۰	۲۲/۷۲	۲۲/۹۱	۲۰/۷۹	۲۸/۰۸	۲۹/۵۷	
Ab	-	-	-	-	-	-	-	۷۶/۸۷	۷۷/۰۹	۷۶/۲۰	۷۸/۶۶	۷۱/۰۷	۶۹/۴۸	
Or	-	-	-	-	-	-	-	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۸۹	۰/۵۵	۰/۸۶	۰/۹۵	

جدول ۲ - نتایج دماسنجی زوج گارنت- آمفیبول (هورنبلند سبز) و دما فشارسنجی گارنت- آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز - کوارتز برای نمونه‌های گارنت آمفیبولیتی مورد مطالعه

Thermometry (Gt-Hb-T90)										
XMg-Hbl	۰/۴۸	۰/۳۰	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۵۴	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۷
XMg-Grt	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰
[Al]Hbl	۲/۵۹	۲/۳۴	۲/۴۲	۲/۰۱	۲/۰۴	۲/۶۳	۲/۳۸	۲/۱۰	۲/۵۶	۲/۳۵
lnKD	۱/۸۳	۱/۶۱	۱/۹۱	۱/۶۵	۱/۴۴	۱/۸۱	۲/۰۷	۱/۳۸	۱/۴۴	۱/۶۳
T (°C)	۶۶۱/۶	۷۴۸/۲	۵۹۷/۸	۶۸۱/۱	۷۴۴/۶	۶۸۹/۲	۶۰۳/۳	۷۴۸/۴	۷۳۱/۳	۶۷۹/۰

Thermometry (Gt-Hb-T84)										
Ratio of hb	۹/۲۳	۹/۲۲	۹/۲۰	۹/۷۹	۹/۹۳	۹/۳۶	۹/۰۰	۱۰/۱۴	۹/۹۵	۹/۵۹
Si in hb	۶/۳۷	۶/۵۱	۶/۲۸	۶/۵۴	۶/۵۸	۶/۱۶	۶/۳۹	۶/۴۷	۶/۳۴	۶/۲۸
Ti in hb	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۲
Al in hb	۲/۶۶	۲/۴۴	۲/۵۸	۲/۰۷	۲/۰۵	۲/۷۴	۲/۵۱	۲/۱۱	۲/۶۷	۲/۳۹
Fe in hb	۱/۸۵	۲/۷۰	۲/۷۲	۲/۸۱	۲/۷۱	۲/۸۷	۱/۹۱	۲/۷۵	۲/۴۰	۲/۵۸
Mn in hb	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Mg in hb	۱/۹۸	۱/۲۶	۱/۳۷	۱/۴۰	۱/۳۴	۱/۳۱	۲/۱۴	۱/۴۱	۱/۴۱	۱/۶۰
Ca in hb	۱/۸۷	۱/۸۲	۱/۷۹	۱/۹۰	۱/۹۲	۱/۸۸	۱/۸۳	۱/۹۵	۱/۸۰	۱/۹۲
Na in hb	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۶۵	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۶۲	۰/۶۱	۰/۶۴
K in hb	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۳۱	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۳۹
X _{grs}	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۸
lnKD	۱/۸۲	۱/۶۸	۱/۷۵	۱/۵۹	۱/۵۳	۱/۶۶	۱/۸۶	۱/۴۱	۱/۴۷	۱/۶۱
T (°C)	۶۶۴/۰۰	۷۰۵/۸۰	۶۴۶/۵۰	۶۸۴/۴۰	۶۹۶/۸۰	۷۱۰/۵۰	۶۵۴/۹۰	۷۱۴/۳۰	۷۱۴/۵۰	۶۷۲/۵۰

دما فشارسنجی زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول (هورنبلند سبز)

SiO ₂	۴۱/۴	۴۲/۴	۴۱/۰	۴۰/۱	۳۹/۸	۳۹/۶	۴۲/۷	۳۸/۳	۳۸/۳	۳۹/۳
TiO ₂	۰/۷	۰/۷	۱/۲	۱/۳۰	۱/۲	۰/۳	۱/۰	۱/۲	۱/۱	۱/۰
Al ₂ O ₃	۱۴/۷	۱۳/۵	۱۴/۳	۱۰/۸۰	۱۰/۵	۱۴/۹۰	۱۴/۲	۱۰/۶	۱۳/۷	۱۲/۷
FeO*	۱۴/۴	۲۱/۰	۲۱/۳	۲۰/۷۰	۱۹/۶	۲۲/۰۰	۱۵/۳	۱۹/۵	۱۷/۳	۱۹/۳
MgO	۸/۷	۵/۵	۶/۰۰	۵/۸۰	۵/۴	۵/۷	۹/۶	۵/۶۰	۵/۷	۶/۷
MnO	۰/۲	۰/۰	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱
CaO	۱۱/۳	۱۱/۱	۱۰/۹	۱۰/۹	۱۰/۹	۱۱/۳	۱۱/۴	۱۰/۸	۱۰/۱	۱۱/۲
Na ₂ O	۱/۸	۱/۸	۱/۸	۱/۶	۲/۰	۱/۶	۱/۶	۱/۹	۱/۹	۲/۱
K ₂ O	۱/۳	۱/۱	۱/۳	۱/۲	۱/۳	۱/۵	۱/۰	۱/۳	۰/۹۰	۱/۹
X _{Ab}	۰/۳	۰/۲	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۰/۷
X _{An}	۰/۵	۰/۵	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۳
T (C) HB2	۵۵۷/۶	۵۳۴/۹	۶۳۷/۵	۶۰۵/۳	۶۰۵/۲	۶۳۰/۹	۵۳۸/۶	۶۱۳/۵	۶۰۴/۴	۶۳۶/۱
P(Kb) HB2	۱۱/۴۸	۹/۹۴	۱۰/۱۲	۷/۷۸	۷/۷۴	۱۱/۰۱	۱۰/۶۰	۸/۰۲	۱۱/۰۵	۹/۳۲
T (C) Ti-hbl	۶۵۰/۳	۶۴۹/۵	۷۲۱/۸	۷۳۵/۵	۷۳۱/۸	۵۸۹/۵	۶۸۴/۴	۷۳۹/۱	۷۱۵/۰	۶۹۰/۰

نتایج دما- فشارسنجی به روش (Kohn and Spear, 1990) Grt-Hb-Pl-Q PT (P90T00) برای نمونه‌های گارنت آمفیبولیت جهت تعیین دما و فشار

Sample										
Fe _i in hbl	۱/۸۵	۲/۷۰	۲/۷۲	۳/۲۸	۳/۲۲	۲/۸۷	۱/۹۱	۳/۱۷	۲/۴۰	۲/۵۸
Mg in hbl	۱/۹۸	۱/۲۶	۱/۳۷	۱/۶۳	۱/۵۹	۱/۳۱	۲/۱۴	۱/۶۲	۱/۴۱	۱/۶۰
Xalm	۰/۴۹	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۴۹	۰/۶۰	۰/۵۷	۰/۵۹
Xpyr	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷
Xgros	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۸
Xsps	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶
Xan	۰/۳۲	۰/۲۱	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۲
T(GB, °C)	۶۱۷/۳۱	۶۲۰/۲۰	۶۰۲/۲۳	۶۶۰/۱۰	۶۷۷/۸۱	۶۲۷/۵۰	۶۰۲/۸۴	۷۱۱/۰۰	۶۹۸/۱۰	۶۳۵/۳۰
P(GBPQ, ave)	۹/۸۴	۱۱/۱۵	۹/۰۸	۱۰/۷۲	۱۰/۷۸	۱۰/۷۱	۱۰/۳۳	۱۱/۲۹	۹/۹۹	۹/۴۳
P(GBPQ, Mg, Kbar)	۹/۷۱	۱۱/۲۲	۹/۰۰	۸/۹۱	۸/۶۹	۱۰/۷۶	۱۰/۲۳	۹/۵۵	۹/۹۲	۹/۳۸
P(GBPQ, (Fe, Kbar)	۹/۹۶	۱۱/۰۹	۹/۱۷	۹/۱۴	۸/۹۴	۱۰/۶۷	۱۰/۴۳	۹/۷۰	۱۰/۰۶	۹/۴۸
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Na (B)	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۲۰	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۸
(Na+K) (A)	۰/۶۶	۰/۵۶	۰/۶۴	۰/۸۵	۰/۶۰	۰/۹۵	۰/۵۷	۰/۶۵	۰/۸۵	۰/۴۵
Mg/(Mg+Fe ₂)	۰/۵۲	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۵۷
Fe ₃ /(Fe ₃ +Alvi)	۰/۰۰	۰/۳۳	۰/۴۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۷
Amphibole names	ferroan tschermakitic hornblende			ferro- tschermakitic hornblende			tschermakitic hornblende			
Hammarstrom & Zen 86	۹/۴	۸/۹	۹/۷	۶/۷	۹/۵	۸/۱	۸/۴	۶/۵	۶/۴	۸/۶
Hollister et al. 87	۱۰/۲	۹/۶	۱۰/۵	۷/۲	۱۰/۳	۸/۷	۹	۶/۹	۶/۸	۹/۳
Johnson & Rutherford 89	۷/۸	۷/۳	۸	۵/۵	۷/۸	۶/۶	۶/۹	۵/۳	۵/۲	۷/۱
Schmidt 92	۹/۶	۹/۱	۹/۹	۷	۹/۷	۸/۴	۸/۶	۶/۸	۶/۸	۸/۸

رده‌بندی آمفیبول‌ها به روش Leake (1978) و فشارسنجی آنها بر پایه کالیبراسیونهای Hammarstrom and Zen (1986), Hollister et al. (1987), Johnson and Rutherford (1989) و Schmidt (1992) صورت گرفته است. نتایج فشارسنجی به روش Barometr (Gt-Hb-Plg PT00) بر پایه کالیبراسیون Kohn and Spear (1990) نیز ارائه شده است. دماسنجی به روشهای Thermometry (Gt-Hb-T90) و Thermometry (Gt-Hb-T84) به ترتیب کالیبره شده توسط Graham and Powell (1984) و Perchuk and Lavrent'eva (1990) انجام است.

جدول ۳ - نتایج دماسنجی زوج گارنت- آمفیبول (هورنبلند سبز) و تعیین نوع آمفیبول‌ها به روش Leake (1978) برای نمونه‌های آمفیبولیتی مورد مطالعه.

	Amplibolite			Migmatic amphibolite			
	SM-74	SM-114	SM-201	Dark layer SM-1-5-1	Light layer SM-1-5-2	Dark layer SM-56-1	Light layer SM-56-2
SiO ₂	۴۱/۸۲	۴۰/۲۲	۴۰/۵۳	۳۹/۰۶	۴۰/۲۷	۴۰/۸۶	۳۸/۷۴
TiO ₂	۰/۸۴	۰/۵۶	۰/۶۹	۱/۲۱	۰/۷۷	۰/۹۹	۱/۰۳
Al ₂ O ₃	۱۲/۲۵	۱۷/۰۵	۱۷/۰۶	۱۰/۵۷	۱۴/۶۰	۱۳/۴۳	۱۶/۳۲
FeO*	۱۹/۷۱	۱۸/۸۵	۱۸/۹۷	۱۹/۵۶	۲۱/۶۵	۱۵/۳۴	۱۶/۴۱
MgO	۶/۷۱	۷/۷۴	۶/۹۸	۵/۵۱	۵/۸۲	۸/۹۶	۱۱/۰۷
MnO	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۱۹
CaO	۱۱/۰۴	۱۲/۲۷	۱۱/۳۷	۱۰/۸۱	۱۱/۰۹	۱۱/۲۲	۳/۷۹
Na ₂ O	۱/۷۸	۱/۱۹	۱/۱۸	۱/۹۷	۱/۷۱	۱/۴۴	۰/۵۳
K ₂ O	۰/۹۷	۱/۰۵	۱/۰۴	۱/۳۰	۱/۴۳	۰/۹۷	۶/۶۳
XAb	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۷۱	۰/۶۹

ادامه جدول ۳

	Amplibolite			Migmatic amphibolite			
	SM-74	SM-114	SM-201	Dark layer SM-1-5-1	Light layer SM-1-5-2	Dark layer SM-56-1	Light layer SM-56-2
X An	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۳۰
T (C) HB2	۶۴۹/۸۴	۶۶۲/۲۳	۶۵۷/۲۵	۶۵۷/۷۷	۶۶۷/۵۲	۶۶۰/۵۳	۷۲۵/۰۹
P(Kb) HB2	۷/۹۸	۱۱/۳۰	۱۱/۵۷	۷/۱۱	۹/۶۶	۸/۸۸	۱۰/۳۱
T (C) Ti-hbld	۶۶۳/۸۲	۶۱۹/۶۷	۶۳۸/۱۲	۷۲۸/۷۴	۶۵۲/۳۶	۶۸۴/۱۹	۶۹۲/۴۹
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Fe-Mg-Mn
(Ca+Na) (B)	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۰/۷۶
Na (B)	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۱۹	۰/۰۶	۰/۲۷	۰/۱۴	۰/۱۵
(Na+K) (A)	۰/۵۷	۰/۴۷	۰/۳۵	۰/۸۵	۰/۴۸	۰/۴۹	۱/۲۶
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰/۳۹	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۳۳	۱/۰۰	۰/۵۵	۱/۰۰
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +A ^{bv})	۰/۱۲	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۰۰	۰/۸۸	۰/۲۷	۰/۷۶
Amphibole names	ferro-edenitic hornblende	tschermakite	ferro- tschermakite	ferro-edenitic hornblende	tschermakite	tschermakitic hornblende	magnesio- gedrite
Hammarstrom & Zen 86	۷/۴۰	۱۰/۹۹	۱۱/۱۱	۶/۵۵	۸/۶۸	۸/۴۲	-
Hollister et al. 87	۷/۹۳	۱۱/۹۶	۱۲/۱۰	۶/۹۸	۹/۳۷	۹/۰۷	-
Johnson & Rutherford 89	۶/۰۶	۹/۰۸	۹/۱۸	۵/۳۵	۷/۱۴	۶/۹۲	-
Schmidt 92	۷/۷۰	۱۱/۱۰	۱۱/۲۲	۶/۹۰	۸/۹۲	۸/۶۷	-

کتابنگاری

- بلاغی اینالو، ز.، ۱۳۹۳- پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۴- کانی شناسی، زمین شیمی و دما- فشارسنجی گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی، سال بیست و سوم، شماره سوم، صص ۴۷۹ تا ۴۹۴.
- حسینی، س. ح.، ۱۳۹۴- پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتیویدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، رساله دکتر، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م.، مینگو، ج. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵- شیمی کانی، جایگاه زمین ساختی و سنگ‌زایی توده گرانیتیویدی بند هزارچاه (جنوب شرق شاهرود). مجله بلورشناسی و کانی شناسی، سال بیست و چهارم، شماره دوم، صص ۲۵۲ تا ۲۷۲.
- رحمتی ایلخچی، م.، ۱۳۸۲- شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- شکاری، س.، صادقیان، م.، مینگو، ج. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵- اولین گزارش سن سنجی از گابرویدیوریت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۶ و ۷ بهمن ماه ۱۳۹۵، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شکاری، س.، صادقیان، م.، مینگو، ج.، قاسمی، ح. و یی، زو.، (در دست چاپ) - شیمی کانی، تحولات سنگ شناسی و ژئودینامیک سنگ‌های متابلیتی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران.
- صادقیان، م.، حسینی، س. ح.، همتی، ع. و شکاری، س.، ۱۳۹۶- سنگ شناسی، زمین شیمی و زمین‌زمان سنجی گرانیتیویدهای جنوب باختر میامی، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۳، صص. ۴۱ تا ۶۰.
- علوی نائینی، م. و هوشمندزاده، ع.، ۱۳۵۵- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی، ح.، ۱۳۹۵- پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، پتروژنز گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین ساختی رخداد دگرگونی، جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- کیقبادی، ف.، قربانی، ق. و شفایی مقدم، ه.، ۱۳۹۴- تعیین محیط تکنیکی و پروتولیت آمفیبولیت‌های جنوب غرب پشت بادام، سی و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- هوشمندزاده، ع.، علوی نائینی، م. و حقی پور، ع.، ۱۳۵۷- تحول پدیده‌های زمین شناسی ناحیه طرود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۸ ص.

References

- Anderson, J. L., 1996- Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, v. 87, 125-138. [Also published in GSA Special Paper 315]
- Balaghi, Z., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M. G. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 92, 92–124.
- Best, M. G., 2003- *Igneous and metamorphic petrology*, Blackwell Science Ltd, 758 pp.
- Bucher, K. and Grapes R., 2011- *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 428 pp.
- Coban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth-Science Reviews* 80, 219-238.
- Davies, J. F., Grant, R. W. E. and Whitehead, R. E. S., 1979- Immobile trace elements and Archean volcanic stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario. *Canadian Journal of Earth Science*. 16, 305–311.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- *An introduction to the rock forming minerals*, Longman Ltd, 528 pp.
- 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.
- Ellam, R. M. and Cox, K. G., 1991- An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth Plan SciLett.* 105, pp. 330 – 342.
- Graham, C. M. and Powell, R., 1984- A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology* 3, 13–21.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. A., 1986- Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American mineralogist* 71, 1297-1313.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Schmditt, 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, 2008. *Tectonophysics* 451, 71- 96.
- Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H., and Sisson, V. R. 1987- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons”. *American Mineralogist* 72, 231-239.
- Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H., 2015- Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Chemie der Erde* 75, 207–218.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J., 1989- Experimental calibration of the aluminum-inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology* 17, 837-841.
- Kohn, M. J. and Spear, F. S., 1990- Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist* 75, 89-96.
- Leake, B. E., 1965- The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles, *American Mineralogist*, 50: 843 - 851.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997- Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35, 219- 246.
- Leake, R. E., 1978- Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist* 16, 501-520.
- Middlemost, E. A. K., 1975- The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* 11, 337-364.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology*. Longman Group U.K., 73-86.
- Misra, S. N., 1971- Chemical distinction of high-grade ortho- and para-metabasites. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 51, 311–316.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C. J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230–249.
- Pearce, J. A., 1996- A User’s guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*”, Geological Association of Canada 12, 79- 113.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos* 100, 14–48.
- Perchuk, L. L. and Lavrent’eva, I. V., 1990- Garnetorthopyroxene and garnet-amphibole geothermobarometry. *International Geological Review* 32, 486-507.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S. W., Holub, F. V., Ko’sler, J. and Frank, W., 2011- Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (central Iran). *Int. J. Earth. Sci.* 100: 45–62.

- Rahmati-Ilkhchi, M., Jera'bek P., Faryad, S. W. and Kosler J., 2008- Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block. In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia Slov Tec, 08, 48-49.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jerabek, P., Faryad, S. W. and Koyi, H. A., 2010- Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran. *Tectonophysics* 494: 101 - 117.
- Schmidt, M. W., 1992- Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310.
- Stein, E. and Dietl, C., 2001- Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald, *Mineralogy and Petrology* 72, 185-207.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Sanders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication*, 42, 528-548.
- Walker, K. R., Joplin, G. A., Levering, J. F. and Green, R., 1960- Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland. 3. *Geol. Soc. Australia* 6, 149-177.
- Winter, J. D., 2001- *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.

Mineral chemistry and petrogenesis of metabasites of Shotor-Kuh metamorphic - igneous complex (SE Shahrood) as an indicator for evolution of intracontinental extensional basins of late Neoproterozoic

S. Shekari^{1*}, M. Sadeghian², M. Zhai³, H. Ghasemi⁴ and Y. Zou⁵

¹Ph.D. Student, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

²Associate Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³Professor, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing; Northwest University, Xian, China

⁴Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

⁵M. Sc. Student, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing, China

Received: 2016 November 12

Accepted: 2017 March 05

Abstract

Shotor-Kuh metamorphic - igneous complex is located at 80 km SE of Shahrood and at the northern edge of the central Iran structural zone. This complex includes a wide lithological composition range such as metapelite (micaschists and gneisses), metapsammites, metabasites (amphibolite and garnet amphibolite), metacarbonate (limestone and dolomitic marbles) and metarhyolites. Protolith of metabasites was basaltic lavas, diabasic swarm dikes and small scale gabbro-dioritic intrusions. With respect to abundance and importance of metamorphosed basaltic intercalations and diabasic dikes swarm in comparison to the other basic rocks, this article specially advocated to investigate their evolution. Based on the field evidence and petrography, increasing the degree of metamorphism of metabasites resulted in producing of amphibole schist, amphibolite, garnet amphibolite and eventually amphibolitic migmatites. Thermobarometry based on the chemical analysis of garnet, amphibole and plagioclase of the metabasites indicates the temperature range of 602-711 °C and pressure of 9-11 Kbar for their formation and final equilibrium, which corresponds to P-T conditions of amphibolite and upper amphibolites facies. From the geochemical points of view, the magmas forming these metabasites had tholeiitic to calc-alkaline nature. These magmas originated from the subcontinental lithospheric mantle source. Submarine basaltic lava flows and diabasic dikes swarm originated during extensional tectonic regimes which affected Late Neoproterozoic Iranian Gondwanan terrains. These extensional tectonic regimes are associated with producing of intracontinental sea to oceanic basins (rift or back arc). These basins closed in a short time and lead to generation of tectonic melange or accretionary prisms on the continental crust. Based on the U- Pb age dating on Zircons separated from these metabasites, metamorphism event occurred in the interval time of 526-577 Ma (corresponding to the late Neoproterozoic and Cadomian orogeny in the Iranian Gondwanan terrains).

Keywords: Diabasic dike swarm, Metabasite, Amphibolite, Cadomian, Central Iran, Shotor-Kuh, Shahrood.

For Persian Version see pages 167 to 182

*Corresponding author: S. Shekari; E-mail: s.shekari@shahroodut.ac.ir