

مطالعه کانی‌شناسی، تحولات بافتی و دما و فشار دگرگونی پسرونده طی بالا آمدگی و سردشدگی سنگ‌های گرانولیتی در شمال خاور مجموعه دگرگونی تخت سلیمان (شمال باختر ایران)

رباب حاجی‌علی‌اوغلی^{۱*} و محسن مؤذن^۲

^۱دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

^۲استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۲۱

چکیده

مجموعه دگرگونی تخت سلیمان در شمال خاور تکاب در استان آذربایجان غربی جای دارد. این مجموعه به سن پرکامبرین-کامبرین دارای گوناگونی بالایی از انواع سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف تا درجه بالاست. سنگ‌های گرانولیتی پسرونده موضوع مورد مطالعه در این پژوهش هستند. مجموعه کانی‌های دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه عبارتند از آمفیبول+گارنت+اسپینل+کانی‌های تیره. کانی‌های آمفیبول در مقادیر فراوان جانشین کانی‌های اولیه ارتوپروکسن و کلینوپروکسن شده‌اند. تشکیل اسپینل در حاشیه کلیفیت پیرامون پورفیروبلاست گارنت از بافت‌های شاخص دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌ها هستند. روتیل به صورت ادخال درون آمفیبول حضور دارد. نیمرخ ترکیبی گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه دارای تغییرات شیمیایی از هسته به حاشیه است. از هسته به سوی پهنه میانی تغییرات X_{Mg} افزایش جزئی دارد و تغییرات X_{Mn} و X_{Ca} به صورت جزئی روند نزولی نشان می‌دهند. این ویژگی گارنت نشان‌دهنده رخداد کاهش فشار، همراه با افزایش بسیار جزئی دماست. به دلیل جایگزینی کامل کانی‌های دما بالا توسط کانی‌های پسرونده و نبود مجموعه کانی‌های حفظ شده مرحله اوج دگرگونی (M1)، شرایط P-T اوج دگرگونی در گرانولیت‌ها نامشخص است. تحولات دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمی کانی‌های پورفیروبلاست طی دو مرحله: (۱) مرحله کاهش فشار (M_{2-a}) و (۲) مرحله سرد شدگی و بالا آمدگی (M_{2-b}) تعیین شد. شرایط دما و فشار دگرگونی پسرونده در مرحله M_{2-a} به ترتیب $T = 810 \pm 10^\circ C$ و $P = 10.5 \pm 0.7$ kbar و در مرحله M_{2-b} به ترتیب $T = 590 \pm 10^\circ C$ و $P = 7$ kbar به دست آمد. اندازه به نسبت درشت کانی‌ها در حاشیه کلیفیت، نرخ پایین سرعت در بالا آمدگی این سنگ‌ها به سطوح بالاتر را نشان می‌دهد. جایگزینی شدید کانی‌های دما بالا توسط آمفیبول نیز سرعت پایین سرد شدگی در طی بالا آمدگی این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. احتمالاً بتوان رخداد دگرگونی اوج و تشکیل گرانولیت‌ها را قابل مقایسه با رخدادهای میگماتیت‌زایی در منطقه به الیگوسن-میوسن نسبت داد که در ارتباط با ستبرشدگی پوسته‌ای در طی برخورد قاره‌ای خرده‌قاره ایران مرکزی با صفحه عربستان رخ داده است. عملکرد گسل‌های راندگی و فازهای کشش پس از برخورد سبب دگرگونی سنگ‌ها تحت شرایط پسرونده در ارتباط با بالا آمدگی سنگ‌ها، نازک‌شدگی پوسته و فرسایش آنها شده است. با این حال در زمینه رویدادهای زمین‌ساخت-دگرگونی دقیق نیاز به مطالعات بیشتری است.

کلیدواژه‌ها: حاشیه کلیفیت، گرانولیت، تحولات P-T، دگرگونی پسرونده، تخت سلیمان، شمال باختر ایران.

*نویسنده مسئول: رباب حاجی‌علی‌اوغلی

E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مجموعه دگرگونی تخت سلیمان در شمال خاور تکاب در استان آذربایجان غربی جای دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران در پهنه‌های مختلف ایران مرکزی (Berberian and King, 1981) و سندج-سیرجان (Alavi, 1994; Stocklin, 1968) در نظر گرفته شده است (شکل ۱). مجموعه دگرگونی تخت سلیمان دارای گوناگونی بالایی از انواع سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف تا متوسط و درجه بالا شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، اکتینولیت‌شیست، مرمر، گنیس، میگماتیت، آمفیبولیت و گرانولیت‌های پسرونده است. سن پروتولیت سنگ‌های دگرگونی در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان و ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان به پرکامبرین و کامبرین نسبت داده شده است. حمدی (۱۳۷۴) فسیل‌های کامبرین (*Latouchella* sp.) را در سنگ‌های آهکی با دگرگونی درجه پایین گزارش کرده است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). (Stockli et al., 2004) استفاده از سن‌یابی زیرکن (U/Pb)، سن نفوذ پروتولیت گنیس‌های گرانیتی را در منطقه ماه‌نشان به ۵۶۰ میلیون سال پیش نسبت داده‌اند. (Moazzen et al., 2013) استفاده از سن‌یابی زیرکن (U/Pb) در میگماتیت‌ها سن زیرکن کهن بر جای مانده از ذوب بخشی مزوسوم (پروتولیت دگرگونی) را 2961 ± 72 میلیون سال و سن زیرکن دوباره متبلور شده در بخش لوکوسوم را $247 \pm 7/5$ میلیون سال تعیین کرده‌اند.

گرانولیت‌های فشار بالا در بخش‌های ژرف پهنه‌های فرورانش و در پهنه‌های ریشه (root zones) رشته‌کوه‌ها تشکیل می‌شوند (Zhang et al., 2009; Santos et al., 2009). مطالعه گرانولیت‌های فشار بالا به عنوان پنجره‌ای برای مطالعه رویدادهای زمین‌ساختی فرورانشی و برخوردی سنگ‌های پوسته‌ای به شمار می‌آیند که در

طی بالا آمدگی و کاهش فشار شرایط دگرگونی پسرونده، رخساره‌های دگرگونی کم‌فشار را نیز ثبت کرده‌اند (Zhang et al., 2009). مطالعه بقایای کانی‌های فشار بالا به صورت ادخال درون پورفیروبلاست‌ها و شواهد بافتی ثبت شده در طی کاهش فشار به صورت حاشیه کلیفیت و بافت‌های سیمپلکتیت اطلاعات مفیدی را از چگونگی بالا آمدگی سنگ‌های ژرف در طی رخدادهای کوهزایی به دست می‌دهند. در این پژوهش ویژگی‌های کانی‌شناسی، شواهد بافتی، شیمی کانی‌ها و تحولات دما و فشار دگرگونی در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان مطالعه شده است. نتایج به دست آمده می‌تواند در بازسازی تحولات تکتونومورفی و ژئودینامیکی پوسته قاره‌ای شمال باختر ایران مفید باشد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

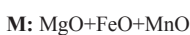
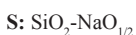
انواع سنگ‌های دگرگونی و توده نفوذی گرانیتوئیدی برونزدهای سنگی اصلی در منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) انواع سنگ‌های دگرگونی تخت سلیمان را از دید سنی در دو مجموعه به صورت زیر دسته بندی کرده‌اند (شکل ۱):

- **سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین:** این مجموعه دگرگونی از سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا درجه بالا شامل کالک-سیلیکات، مرمر، میکاشیست آمفیبولیت، گنیس، گرانولیت با بلوک‌هایی از سنگ‌های دگرگون اولترامافیک تشکیل شده است (شکل‌های ۲-a و b). سنگ‌های میگماتیته مافیک حاصل ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در درجه دگرگونی‌های بالا هستند (شکل ۲-c). برونزد سنگ‌های گرانولیت در

پسرونده شامل آمفیبول (۷۵٪) و گارنت (۲۰٪) همراه با مقادیر فرعی اسپینل، زونیزیت و کانی‌های تیره است (شکل‌های ۳- a تا d). روتیل به صورت ادخال درون آمفیبول دیده می‌شود (شکل‌های ۳- c و d). اسپینل در حاشیه کلیفیت پیرامون گارنت حاصل شکست پورفیروبلاست‌های فرومنیزین پیشین (کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن) در شرایط دگرگونی پسرونده است (شکل‌های ۳- a تا d). این بافت شاخص دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار بوده و در بسیاری از مطالعات سنگ‌های دگرگونی فشار بالا/ فشار متوسط مشخص شده است (Guo et al., 2002; Dirks and Sithole, 1999; Zhang, 1999). به طور بخشی و در مواردی کاملاً جانشین پورفیروبلاست‌های گارنت پیشین شده‌اند. کانی‌های اسپینل به نسبت دانه درشت در اثر جوش خوردگی کانی‌های دانه ریز در حاشیه کلیفیت دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- c و d). تیغه‌های نازک از کانی‌های تیره را می‌توان به موازات سیستم کلیواژ پورفیروبلاست‌های پیشین در کانی‌های آمفیبول جانشین شده تشخیص داد (شکل‌های ۳- c و d). کانی‌های کدر، حاصل تجزیه کانی‌های فرومنیزین پیشین (کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن) در سنگ‌های گرانولیت طی فرایندهای دگرگونی پسرونده هستند.

۵- نمایش کانی‌های دگرگونی در نمودارهای سازگاری و واکنش‌های دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های شمال خاور تخت سلیمان

ترکیب مجموعه کانی‌های دگرگونی در گرانولیت‌های مورد مطالعه در نمودار سازگاری $ASM(H_2O)$ نمایش داده شده است (شکل ۴). متغیرهای ASM عبارتند از:



برای ساده‌تر شدن سیستم بر پایه قانون فاز، تشکیل‌دهنده‌هایی که تنها در تعداد محدودی از فازها حضور داشته‌اند و همچنین تشکیل‌دهنده‌هایی که مقادیر آنها در فازهای دگرگونی بسیار کم است؛ از سیستم حذف شدند. با در نظر گرفتن قانون فاز برای ساده شدن سیستم شیمیایی سنگ‌های گرانولیت به این صورت رفتار شد: (۱) مقادیر کم TiO_2 در گرانولیت‌ها در فازهای تیتانیم‌دار اصلی مانند ایلمنیت و روتیل ذخیره شده است. طبق قانون فاز از حضور TiO_2 در سیستم چشم‌پوشی شد؛ (۲) مقادیر Fe_2O_3 در آمفیبول بسیار کم است. Cr_2O_3 در مقادیر کم در کانی‌هایی مانند اسپینل و کلینوپیروکسن حضور دارد. با فرض جانشینی Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، Cr_2O_3 ، همه تشکیل‌دهنده‌های سه‌طرفیتی Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، Cr_2O_3 در نمودار سازگاری با نماد A نشان داده شد؛ (۳) تشکیل‌دهنده‌های Mg و Fe در فازهایی مانند آمفیبول، کلینوپیروکسن و گارنت حضور دارند؛ با فرض جانشینی آن دو، Mg و Fe با هم یک تشکیل‌دهنده در نظر گرفته شد. MnO در مقادیر کم در کانی‌های فرومنیزین حضور دارد. MgO ، FeO و MnO با هم در نمودار سازگاری با نماد M نمایش داده شد؛ (۴) گرانولیت‌های مورد مطالعه دارای اسپینل و بدون کوارتز هستند. بنابراین SiO_2 به عنوان یک تشکیل‌دهنده اضافی (excess) از سیستم حذف شد؛ (۵) برای نمایش کانی‌های آب‌دار روی نمودار فرض بر این بوده است که ترکیب سیال‌ها در درجه دگرگونی پایین و متوسط H_2O و مقدار CO_2 در سیال خیلی کم بوده است؛ (۶) Na_2O در مقادیر کم به صورت جانشینی با CaO در برخی از کانی‌ها مانند آمفیبول و پیروکسن تشکیل شده است.

رخساره گرانولیت سنگ‌های مافیک با ظهور ارتوپیروکسن مشخص می‌شود. ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن همزیست با گارنت در گرانولیت‌های شمال خاور تخت سلیمان تحت شرایط دگرگونی پسرونده به طور کامل به مجموعه کانی‌های اسپینل و هورنبلند تبدیل شده‌اند. اسپینل و آمفیبول در پیرامون پورفیروبلاست گارنت از شواهد بافتی رخداد فرایندهای دگرگونی پسرونده طی شرایط کاهش فشار در گرانولیت‌های فشار بالا هستند (Guo et al., 2002; Dirks and Sithole, 1999; Nakano et al., 2004; O'Brien and Rotzler, 2003; O'Brien et al., 2005).

شمال باختر روستای قره‌ناز در مجاورت سنگ‌های کالک-سیلیکات اسکاپولیت‌دار دیده می‌شود. سنگ‌های گرانولیت در نمونه‌های دستی کاملاً تیره هستند و بافت گرانوبلاستیک دانه‌درشت دارند. رنگ تیره این سنگ‌ها به دلیل فراوانی مودال کانی‌های آمفیبول پسرونده (۷۰٪ >) است. گارنت دانه‌درشت به رنگ قهوه‌ای در نمونه‌های دستی به روشنی قابل تشخیص است. سنگ‌های متاولترامافیک بیشتر به صورت لایه‌های نازک متناوب با مرمر و همچنین به صورت توده‌های پراکنده درون آمفیبولیت دیده می‌شود. این سنگ‌ها بیشتر تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی و دگرگونی به سرپانتینیت و پریدوتیت‌های سرپانتینی تبدیل شده‌اند. ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاولترامافیک بیشتر هارزبورژیت و دونیت است. جای‌گیری سنگ‌های متاولترامافیک به صورت زمین‌ساختی و در امتداد گسل‌های راندگی انجام شده است. - **سنگ‌های دگرگونی کامبرین:** این سنگ‌ها شامل دگرگونی‌های درجه ضعیف شامل اسلیت، فلیت به رنگ سبز متمایل به خاکستری با میان‌لایه‌های توف، متاآندزیت، لایه‌های نازک دولومیت و کمتر گدازه‌های اسیدی می‌باشند که از دگرگونی ناحیه‌ای رسوبات شیل و ماسه‌سنگ (سازند کهر؟) در رخساره شیست سبز تشکیل شده‌اند. مرمر و دولومیت‌های خاکستری روشن تا خاکستری تیره با میان‌لایه‌هایی از نوارهای تیره رنگ چرت‌دار روی سنگ‌های دگرگونی شیست جای گرفته و از دید چینه‌شناسی هم‌ارز بخش زیرین دولومیت سازند سلطانیه ارزیابی شده‌اند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). سنگ‌های مرمر به شدت تبلور دوباره یافته‌اند و بقایای فسیلی در آنها دیده نمی‌شود.

دگرگونی‌های پر کامبرین- کامبرین تخت سلیمان به شدت چین خورده و توسط گسل‌هایی روی سنگ‌های ترشیری جوان‌تر (حوضه‌های فرو افتاده شیرمرد در جنوب باختر و پری در شمال خاور) رورانده شده‌اند. رخداد دگرشکلی‌های شدید در دگرگونی‌های تخت سلیمان به عملکرد فازهای زمین‌ساختی بسیار در منطقه نسبت داده شده است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱).

توده‌های آذرین با ترکیب گرانیتوئید به درون مجموعه دگرگونی کهن نفوذ کرده‌اند. زمان جای‌گیری این توده‌ها درون سنگ‌های دگرگونی در مطالعات پیشین به زمان‌های مختلف پر کامبرین (معادل با گرانیت دوران (Alavi et al., 1982) و مزوزویک (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱) نسبت داده شده است. سن ایزوتوپی تشکیل این سنگ‌ها تا کنون به طور دقیق مشخص نشده است. سنگ‌های گرانیتوئیدی تخت سلیمان بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی شامل انواع I-type و S-type هستند. سنگ‌های آذرین S-type از ذوب بخشی گنیس‌ها حاصل می‌شوند. آنکلاوهای سنگ‌های دگرگونی گنیس درون گرانیت‌های S-type منشأ ذوب بخشی آن را تأیید می‌کنند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). گرانیتوئیدهای I-type با گستردگی کمتر از ذوب بخشی سنگ‌های آمفیبولیت تشکیل شده‌اند.

۳- روش پژوهش

گرانولیت‌های پسرونده که مقاطع میکروسکوپی آنها پیش‌تر به طور دقیق مطالعه و روابط بافتی و مجموعه کانیایی در آنها مشخص شده بود؛ توسط روش EPMA (مدل SX100) در مرکز مطالعات زمین‌شناسی پتسدام آلمان (GFZ) با ولتاژ ۱۵ kV و شدت جریان ۱۰ تا ۲۰ nA تجزیه شد. کانی‌های تجزیه شده شامل اسپینل، روتیل، ایلمنیت، اپیدوت، آمفیبول و گارنت هستند. داده‌های معرف تجزیه کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در کانی‌های فرومنیزین با استفاده از موازنه کاتیون‌ها در ساختمان کانی‌ها (Droop, 1987) به دست آمده است. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) است.

۴- سنگ‌نگاری گرانولیت‌های پسرونده

گرانولیت‌ها در منطقه مورد مطالعه به شدت در شرایط پسرونده دگرگون و ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در شرایط دگرگونی پسرونده به طور کامل با کانی‌های آمفیبول جایگزین شده‌اند. مجموعه کانی‌های دگرگونی در گرانولیت‌های

کاهش ترکیب Ca و Mn و افزایش Mg از هسته به سوی پهنه میانی سازگار با تغییرات ترکیبی گارنت به صورت زونینگ عادی است. این ویژگی گارنت مرتبط با رخدادهای کاهش فشار، همراه با افزایش بسیار جزئی دماست. بنابراین ترکیب گارنت با مقادیر به نسبت کم تشکیل دهنده‌های Ca و Mn و مقادیر نسبت بالای $Mg/(Mg+Fe)$ متعلق به گارنت پسرونده (Grt_{n+1})، همزیست با اسپینل \pm آمفیبول است. با در نظر گرفتن اینکه توزیع Ca میان گارنت و آمفیبول به شدت از شرایط فشار پیروی می‌کند؛ به نظر می‌رسد احتمالاً Ca آزاد شده از ترکیب هسته گارنت در طی شرایط کاهش فشار سبب تشکیل آمفیبول‌های غنی از Ca در پیرامون گارنت شده است. افزایش دوباره Ca و Mn و کاهش Mg از پهنه درونی به سوی حاشیه گارنت نشان‌دهنده زونینگ وارون بوده که حاصل فرایندهای دگرگونی پسرونده در طی سردشدگی و بالآمدگی سنگ‌های گرانولیتی مورد مطالعه است (دگرگونی مرحله M_2). افزایش جزئی Mg در حاشیه بی‌فاصله گارنت در برخی از پورفیروبلاست‌ها احتمالاً به دلیل جانشینی ساب-سالیروس Mg و Fe میان پورفیروبلاست‌های گارنت و کانی‌های آمفیبول در فولیاسیون است.

آمفیبول: آمفیبول در گرانولیت‌های مورد مطالعه حاصل فرایندهای آنگیری شدید پورفیروبلاست‌های فرومنیزین پیشین در شرایط دگرگونی پسرونده است. جدول ۳ ترکیب کانی‌های آمفیبول معرف در گرانولیت‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. فرمول آمفیبول بر پایه ۱۳ کاتیون و ۲۳ اکسیژن به دست آمده است. ترکیب کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در گرانولیت‌های مورد مطالعه، بر پایه نمودار رده‌بندی Leake et al., (2004) چرماکیت و پارگاسیت است (شکل ۶- b).

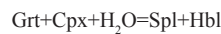
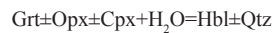
اپیدوت: فرمول اپیدوت بر پایه ۸ کاتیون و ۱۲/۵ اکسیژن به دست آمده است (جدول ۱). همه Fe در ترکیب اپیدوت‌های تجزیه شده به عنوان Fe^{3+} در نظر گرفته شده است. کانی‌های اپیدوت تجزیه شده تقریباً ترکیب یکنواختی دارند. ترکیب اعضای پایانی کانی‌های اپیدوت به صورت $Fe-Ep_{(0.01)}-Czo_{(0.62)}$ است.

کانی‌های اکسید آهن-تیتانیوم: ایلمنیت فراوان‌ترین کانی تیره در گرانولیت‌های مورد مطالعه است. ترکیب ایلمنیت در سنگ‌های مورد مطالعه به‌طور تقریباً ثابت به صورت $Ti_{0.92-0.94}O_3-Fe_{0.12-0.16}^{3+}-Mn_{0.05}Fe_{0.85-0.91}^{2+}$ است. فرمول ایلمنیت برای ۲ کاتیون و ۳ اکسیژن به دست آمده است (جدول ۱). همه Fe در ترکیب کانی‌های ایلمنیت تجزیه شده به عنوان Fe^{3+} در نظر گرفته شده است. اعضای پایانی تشکیل دهنده کانی‌های ایلمنیت تجزیه شده به‌طور اصلی ترکیب ایلمنیت ($FeTiO_3$) دارند و مقادیر Pyrophanite ($MnTiO_3$) در آنها جزئی است ($Prh_{(0.02-0.04)}-Ilm_{(0.81-0.86)}$). ادخال روتیل درون آمفیبول دارای ۹۸٪ وزنی TiO_2 ، ۱٪ وزنی FeO و ۰/۵٪ وزنی MnO است.

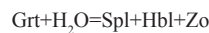
۷- زمین‌دما فشارسنجی و تحولات نکتونوماورفی گرانولیت‌های پسرونده

دما و فشار دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه با استفاده از روش‌های دما فشارسنجی متداول و محاسبات ترمودینامیکی بر پایه منحنی‌های تعادل فازی توسط برنامه ترموکالک به دست آمد. به دلیل جانشینی (*overprinting*) شدید کانی‌های دما بالا توسط فرایندهای دگرگونی پسرونده، تعیین شرایط دما و فشار مرحله اوج دگرگونی در رخساره گرانولیت برای سنگ‌های مورد مطالعه مقدور نیست. کانی‌های مافیک (کلینوپروکسن/ ارتوپروکسن) در طی فرایندهای دگرگونی پسرونده به‌طور کامل دگرسان شده‌اند. با وجود اینکه شناسایی شرایط دما و فشار اوج دگرگونی گرانولیت‌های تخت سلیمان به دلیل نبود مجموعه کانی‌های حفظ شده مرحله اوج دگرگونی نامشخص است؛ اما مقادیر Mg و Ca در ترکیب پورفیروبلاست گارنت اثرات جزئی از گرم‌شدگی در طی انتقال از اوج دگرگونی در رخساره گرانولیت M_1 به مرحله پسرونده M_2 نشان می‌دهد (با در نظر گرفتن افزایش جزئی Mg همراه با کاهش مقادیر Ca در ترکیب پهنه درونی پورفیروبلاست‌های گارنت تجزیه شده). افزایش جزئی مقدار Mg همزمان با کاهش مقدار Ca در ترکیب کانی‌های گارنت تجزیه شده در ارتباط با افزایش جزئی دما در طی مرحله کاهش فشار است. کاهش Mg و افزایش مقادیر Mn و Ca در ترکیب

مجموعه کانی‌های دگرگونی در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان عبارتند از $Grt+Amph+Spl+Zo+Ilm$. تشکیل آمفیبول در مقادیر حجمی بسیار بالا را می‌توان به فرایندهای آنگیری شدید کانی‌های فرومنیزین دما بالا طی شرایط دگرگونی پسرونده نسبت داد. برخی از واکنش‌های پیشنهادی برای تشکیل آمفیبول و اسپینل حاصل از شکست کانی‌های گارنت و پیروکسن طی فرایندهای آنگیری در گرانولیت‌های مورد مطالعه عبارتند از (شکل ۴):



شکست گارنت تحت شرایط دما پایین سبب تشکیل زونیزیت در این سنگ‌ها شده است (شکل ۴):



شکل ۴ روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان را نشان می‌دهد. موقعیت کانی‌ها در نمودار سازگاری با استفاده از داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط میکروپروپ رسم شده است. ترکیب ارتوپروکسن و کلینوپروکسن در نمودار فاز به‌صورت نمادین رسم شده است.

۶- شیمی کانی‌ها

کانی‌های دگرگونی در نمونه معرف از گرانولیت‌های پسرونده با استفاده از میکروپروپ تجزیه شد. کانی‌های تجزیه شده شامل اسپینل، گارنت، آمفیبول، زونیزیت، ایلمنیت و روتیل هستند.

اسپینل: کانی‌های اسپینل در حاشیه کلیفیت پیرامون پورفیروبلاست گارنت تجزیه شد (جدول ۱). تشکیل اسپینل در هاله واکنشی گارنت در گرانولیت‌ها به رخدادهای دگرگونی پسرونده در سنگ‌های فشار بالا (۱-۰/۶ Gpa) نسبت داده شده است (O'Brien, 1997a and b). فرمول اسپینل بر پایه ۳ کاتیون و ۴ اکسیژن به دست آمد. فرمول ترکیبی اسپینل در سنگ‌های مورد مطالعه به صورت $(Fe_{0.11}Al_{1.88})(Mg_{0.35}Fe_{0.64}^{2+}Mn_{0.01}Zn_{0.01})$ است. ترکیب کانی‌های اسپینل تجزیه شده در هسته و حاشیه به‌صورت یکنواخت و ترکیب اعضای پایانی کانی‌های اسپینل به صورت $Spl_{(0.27)}Hc_{(0.7)}Mag_{(0.2)}$ است. مقادیر عدد منیزیم $[Mg\# = Mg/(Mg+Fe)] = 0.31$ است. شکل ۵- a ترکیب کانی‌های اسپینل تجزیه شده در نمودارهای مثلثی $Fe^{3+}-Al-Cr$ و $Fe^{2+}-Mg-(Mn+Zn)$ را نشان می‌دهد. مقادیر ZnO و Cr_2O_3 در ترکیب کانی‌های اسپینل تجزیه شده بسیار جزئی ($\leq 0.5\%$) است.

گارنت: با وجود اینکه بیشتر کانی‌های گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه به دلیل جانشینی توسط واکنش‌های مصرف کننده گارنت و تشکیل $Spl+Amph$ در حاشیه کلیفیت آن طی فرایندهای دگرگونی پسرونده به‌صورت بی شکل هستند؛ تغییرات ترکیبی با زونینگ مشخص در برخی از پورفیروبلاست‌های نیمه‌شکل‌دار گارنت به‌صورت حفظ شده باقی مانده است. جدول ۲ ترکیب گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. ترکیب گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه به‌صورت $Alm_{(37-50.6\%)}Grs_{(10.1-33.0\%)}Pyp_{(23-37\%)}Sps_{(1.1-4.4\%)}$ (فرمول به دست آمده بر پایه ۱۶ کاتیون و ۲۴ اکسیژن است). شکل ۵- b ترکیب کانی‌های گارنت تجزیه شده در نمودارهای کسر مولی $Prp-Grs-Sps$ و $Prp-Alm-Sps$ را نشان می‌دهد. ترکیب گارنت در هسته، پهنه میانی و حاشیه کانی‌های تجزیه شده یکنواخت نیست و تغییرات ترکیبی مشخصی دارد. نیمرخ ترکیبی در طول پورفیروبلاست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه در شکل ۶- a نشان داده شده است. به نظر می‌رسد تغییرات ترکیبی تدریجی و پیوسته گارنت در نیمرخ‌های رسم شده، رشد گارنت طی رویدادهای دگرگونی بسیار (polymetamorphism) را نشان می‌دهد. روند تغییرات در نیمرخ‌های بررسی شده گارنت نشان می‌دهد که مقدار X_{Ca} به نسبت بالا در هسته گارنت به احتمال زیاد نشان‌دهنده ترکیب گارنت در شرایط اوج فشار و دمای دگرگونی (Grt_n) است. مقدار Ca بالا و Mn کم در هسته گارنت مشخصه شرایط فشار بالاست (Tracy, 1982; Spear, 1993; O'Brein, 1997a).

حاشیه گارنت حاصل سردشدگی این سنگ‌ها در طی مرحله دگرگونی پسروده در شرایط رخساره آمفیبولیت است. کاهش مقادیر Al^{VI} و Na^{M4} و افزایش Mg و Si در ترکیب حاشیه آمفیبول در مقایسه با ترکیب هسته از اصلی‌ترین تغییرات ترکیبی دیده شده در آمفیبول‌های تجزیه شده در گرانولیت‌های مورد مطالعه است. بر پایه شواهد بافتی، کانی‌شناسی و زونینگ ترکیبی کانی‌های پورفیروبلاست، تحولات دگرگونی پسروده در گرانولیت‌های مورد مطالعه در دو مرحله بررسی شد: مرحله کاهش فشار (M_{2a}) و مرحله سردشدگی (M_{2b}) (شکل ۷).

مرحله کاهش فشار (M_{2a}): مجموعه کانی‌های حفظ شده در گرانولیت‌های مورد مطالعه در مرحله کاهش فشار پس از اوج دگرگونی M_{2a} شامل $Grt+Spl+Amp$ است. اسپینل و آمفیبول به صورت حاشیه کلیفیت در پیرامون پورفیروبلاست گارنت حاصل از واکنش‌های شکست گارنت تحت شرایط دگرگونی پسروده هستند. دما فشارسنجی گرانولیت‌های پسروده مورد مطالعه با استفاده از روش منحنی‌های تعادلی چندگانه توسط برنامه THERMOCALC (Powell and Holland, 1988 and 1994) (self consistent) (Holland and Powell 1998) بر پایه داده‌های ترمودینامیکی فرض $X_{H_2O}=1$ انجام شد. اکتیویته کانی‌های استفاده شده در THERMOCALC با استفاده از برنامه Ax (Holland and Powell, 1998) به دست آمده است. بر پایه نتایج به دست آمده، دما و فشار دگرگونی پسروده در مرحله M_{2a} به ترتیب 10 ± 81 °C و $7 \pm 10/5$ kbar است. در صورت کاربرد دماسنج‌های (Hollister et al. 1987) و Schmidt (1992) که برای فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول در سیستم‌های آذرین طراحی شده اند؛ در مورد گرانولیت‌های مورد مطالعه فشار حدود 11 kbar حاصل می‌شود. مقادیر محاسبه شده P-T در طی مرحله کاهش فشار M_{2a} در پایین منحنی واکنشی ظهور گارنت (Green and Ringwood 1967) جانمایی می‌شوند که به‌طور مشخص ناپایداری گارنت در شرایط کاهش فشار را تأیید می‌کند.

مرحله سردشدگی (M_{2b}): دگرگونی پسروده در طی سردشدگی با جانشینی گسترده پورفیروبلاست‌های پیشین توسط کانی‌های آب‌دار آمفیبول و کمتر زوئیزیت مشخص می‌شود. جانشینی (overprinting) شدید کانی‌ها را در این مرحله، احتمالاً بتوان در ارتباط با سرعت کند بالآآمدگی سنگ‌ها از ژرفا و در نتیجه سردشدگی این سنگ‌ها با سرعت کم تفسیر کرد. ترکیب شیمی پورفیروبلاست گارنت در حاشیه با دگرگونی مرحله M_{2b} همخوانی دارد. پورفیروبلاست آمفیبول دوباره تعادل یافته تحت شرایط دما پایین Ti کمتر در حاشیه دارد. کانی‌های آمفیبول به نسبت دانه‌ریز در زمینه گرانولیت‌های ترکیب یکنواخت و مشابه با ترکیب حاشیه پورفیروبلاست‌های آمفیبول دارند. شرایط دما برای مرحله دگرگونی پسروده M_{2b} با استفاده از دماسنج هورنبلند- گارنت کالبره شده توسط (Graham and Powell 1984) تعیین شد. دماهای به دست آمده برای مرحله سردشدگی در حدود 10 ± 590 °C به دست آمد. دماسنجی بر پایه مقدار Ti آمفیبول با استفاده از کالبراسیون (Oftten 1984) و (Colombi 1988) دماهای 20 ± 590 °C را به دست می‌دهند. فشار مرحله دگرگونی پسروده M_{2b} بر پایه ترکیب حاشیه کانی‌های آمفیبول و گارنت با استفاده از فشارسنج (Kohn and Spear 1990) برابر با 7 kbar تعیین شد. شکل ۷ مسیر ساعت‌گرد تحولات P-T را در گرانولیت‌های پسروده تخت سلیمان نشان می‌دهد.

۸- نتیجه‌گیری

سنگ‌های گرانولیتی تخت سلیمان به‌صورت پسروده دگرگون شده‌اند. مجموعه کانی‌های دگرگونی پسروده در گرانولیت‌ها عبارتند از آمفیبول + گارنت + اسپینل + روتیل + کانی‌های تیره. کانی‌های آمفیبول در مقادیر فراوان جانشین کانی‌های اولیه ارتوپروکسن و کلینوپروکسن در شرایط دگرگونی پسروده در رخساره آمفیبولیت شده است. روتیل به‌صورت ادخال درون آمفیبول حضور دارد. تشکیل اسپینل در حاشیه کلیفیت پیرامون پورفیروبلاست گارنت از بافت‌های شاخص دگرگونی پسروده در گرانولیت‌های فشار بالاست.

نیمرخ ترکیبی گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه دارای تغییرات شیمیایی از هسته به سوی حاشیه است. از هسته به سوی پهنه میانی تغییرات X_{Mg} افزایش جزئی دارد و تغییرات X_{Ca} و X_{Mn} به‌صورت جزئی روند کاهشی نشان می‌دهد. این ویژگی گارنت نشان‌دهنده رخداد کاهش فشار، همراه با افزایش بسیار جزئی دماست.

به دلیل جایگزینی کامل کانی‌های دما‌بالا توسط کانی‌های پسروده و نبود مجموعه کانی‌های حفظ شده مرحله دگرگونی اوج (M_1)، شرایط دما و فشار دگرگونی اوج در سنگ‌های گرانولیتی نامشخص است. تحولات دگرگونی پسروده در گرانولیت‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمی کانی‌های پورفیروبلاست طی دو مرحله: (۱) کاهش فشار (M_{2a}) و (۲) سرد شدگی و بالا آمدگی (M_{2b}) تعیین شد. شرایط دما و فشار دگرگونی پسروده در مرحله M_{2a} به ترتیب 10 ± 81 °C و $7 \pm 10/5$ kbar و در مرحله M_{2b} به ترتیب 10 ± 590 °C و $7 \pm 10/5$ kbar به دست آمد. اندازه به نسبت درشت کانی‌ها حاشیه کلیفیت، بالآآمدگی این سنگ‌ها

بر پایه شواهد کانی‌شناسی، بافتی، دما و فشارسنجی در گرانولیت‌های مورد مطالعه، تحولات دگرگونی پسروده در مرحله کاهش فشار (M_{2a}) و مرحله سردشدگی (M_{2b}) (شکل ۷).

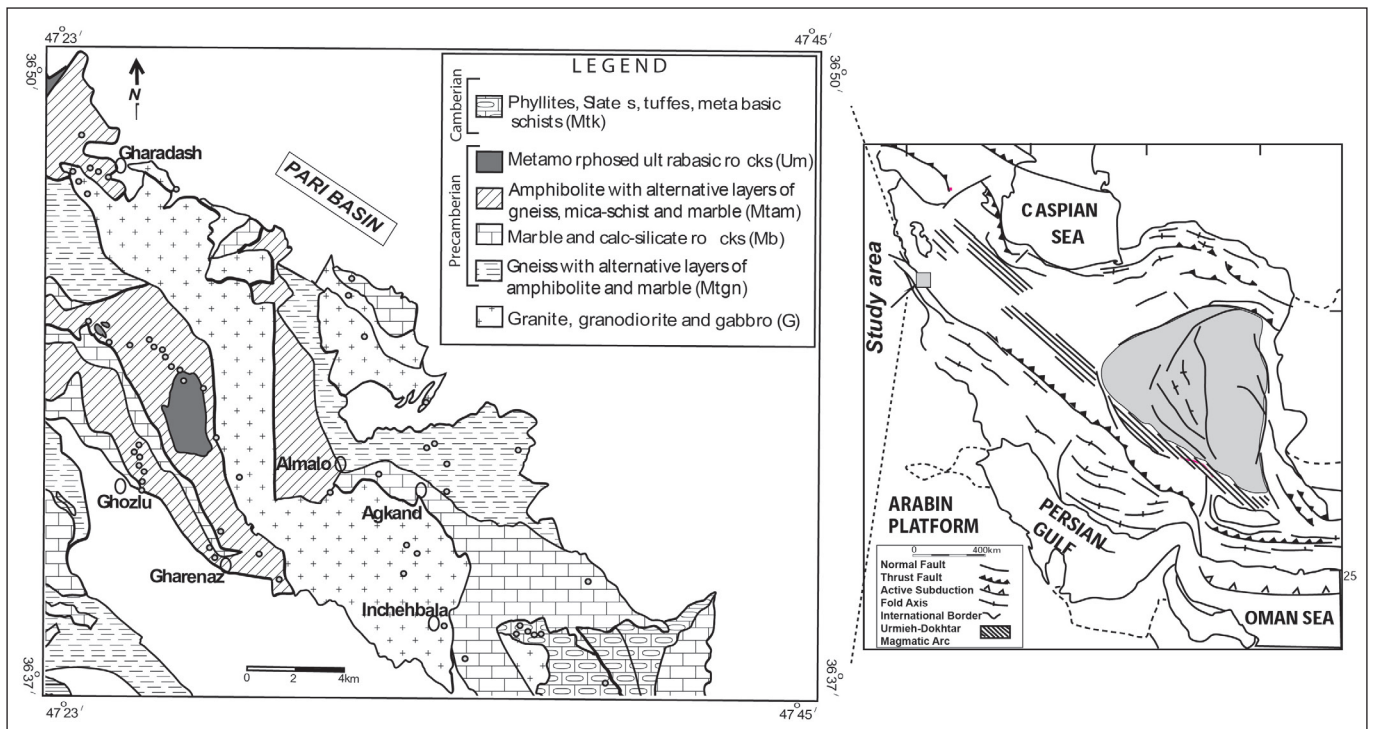
بر پایه داده‌های ترمودینامیکی (self consistent) (Holland and Powell 1998) با استفاده از برنامه Ax (Holland and Powell, 1998) به دست آمده است. بر پایه نتایج به دست آمده، دما و فشار دگرگونی پسروده در مرحله M_{2a} به ترتیب 10 ± 81 °C و $7 \pm 10/5$ kbar است. در صورت کاربرد دماسنج‌های (Hollister et al. 1987) و Schmidt (1992) که برای فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول در سیستم‌های آذرین طراحی شده اند؛ در مورد گرانولیت‌های مورد مطالعه فشار حدود 11 kbar حاصل می‌شود. مقادیر محاسبه شده P-T در طی مرحله کاهش فشار M_{2a} در پایین منحنی واکنشی ظهور گارنت (Green and Ringwood 1967) جانمایی می‌شوند که به‌طور مشخص ناپایداری گارنت در شرایط کاهش فشار را تأیید می‌کند.

بر پایه شواهد کانی‌شناسی، بافتی، دما و فشارسنجی در گرانولیت‌های مورد مطالعه، تحولات دما- فشار و رویدادهای تکنونومورفی پی‌سنگ دگرگونی پراکامبرین تخت سلیمان به این صورت نتیجه می‌شود: رخداد دگرگونی پسروده در مرحله اول (M_{2a}) با شیب بسیار تند dP/dT نشان‌دهنده بالآآمدگی سنگ‌ها همراه با کاهش فشار بوده که احتمالاً در ارتباط با عملکرد گسل‌های راندگی در طی ستبرشدگی پوسته‌ای رخ داده است (England and Thompson, 1984; Ellis, 1987; Sonder et al., 1987; Harley, 1989; Bohlen, 1987; Brown, 1993; Carswell and O'Brien, 1993; Guo et al., 2002). اسپینل و آمفیبول در حاشیه پورفیروبلاست گارنت از شواهد شکست گارنت در شرایط کاهش فشار در

زمان رخداد دگرگونی اوج و دگرگونی‌های پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه به‌طور دقیق مشخص نیست. چنان‌که سن بسته شدن نئوتتیس الیگوسن در نظر گرفته شود؛ احتمالاً بتوان زمان دگرگونی اوج در رخساره گرانولیت در کمپلکس تخت سلیمان را قابل مقایسه با تشکیل میگماتیت‌ها به سبب شدگی پوسته‌ای مرتبط با برخورد قاره‌ای خرده‌قاره ایران مرکزی و صفحه عربستان در سنوزویک نسبت داد. بر این اساس احتمالاً بتوان بالآآمدگی سنگ‌ها و رخداد دگرگونی‌های پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه را به زمان پس از الیگوسن نسبت داد. فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی گسترده نوژن در منطقه از شواهد بالآآمدگی و نازک‌شدگی پوسته در ارتباط با عملکرد فازهای کششی پس از برخورد الیگوسن هستند.

را تا سطوح بالاتر با سرعت کم پیشنهاد می‌کند. جایگزینی شدید کانی‌های دمابالا توسط آمفیبول سرعت پایین سردشدگی در طی بالآآمدگی سنگ‌ها را تأیید می‌کند.

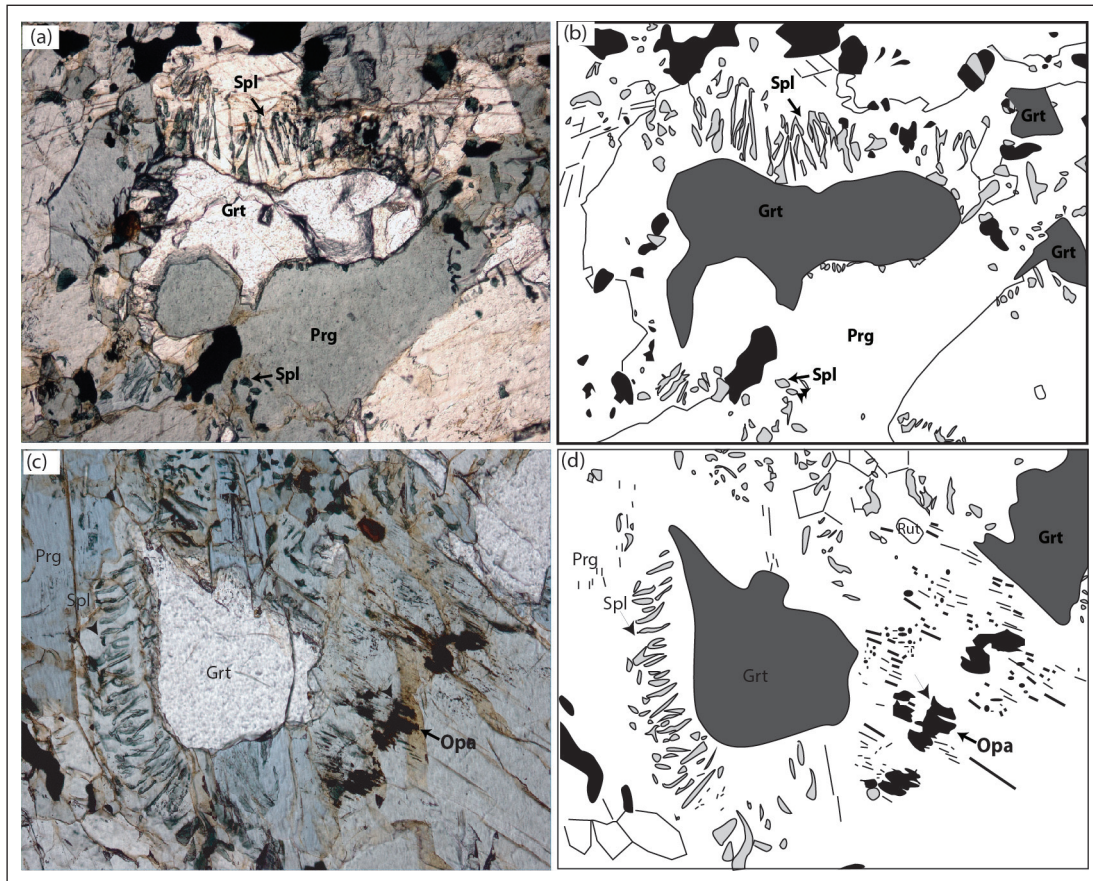
بر پایه شواهد کانی‌شناسی، بافتی، شیمی کانی‌ها و نتایج دما-فشارسنجی در گرانولیت‌های پسرونده نتیجه می‌شود دگرگونی HT/MP مرحله M_{2-3} حاصل عملکرد گسل‌های راندگی مرتبط با فازهای فشارشی و سبب شدگی پوسته‌ای و در نتیجه کاهش فشار و سردشدگی در طی بالآآمدگی سنگ‌هاست. در مرحله دوم (M_{2-3}) دگرگونی پسرونده در ارتباط با نازک‌شدگی پوسته (عملکرد فازهای کششی) و فرسایش سنگ‌ها (exhumation) رخ داده است.



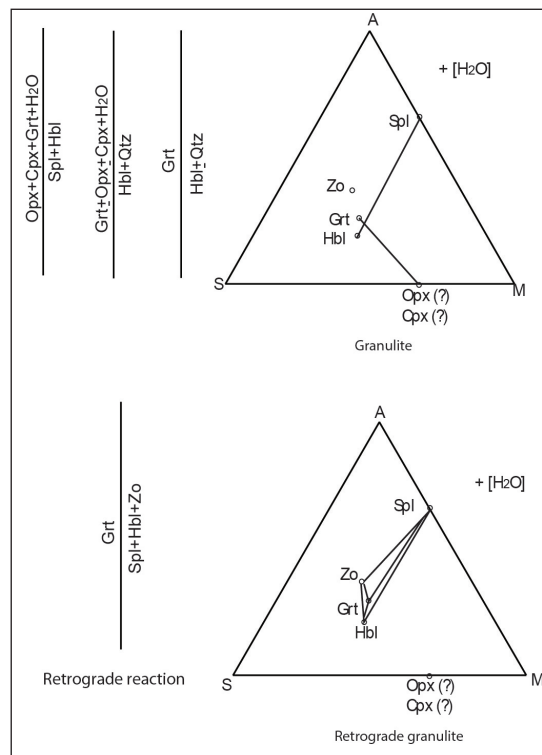
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شمال خاور مجموعه دگرگونی تخت سلیمان (برگرفته از باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) و لطفی (۱۳۸۰)).



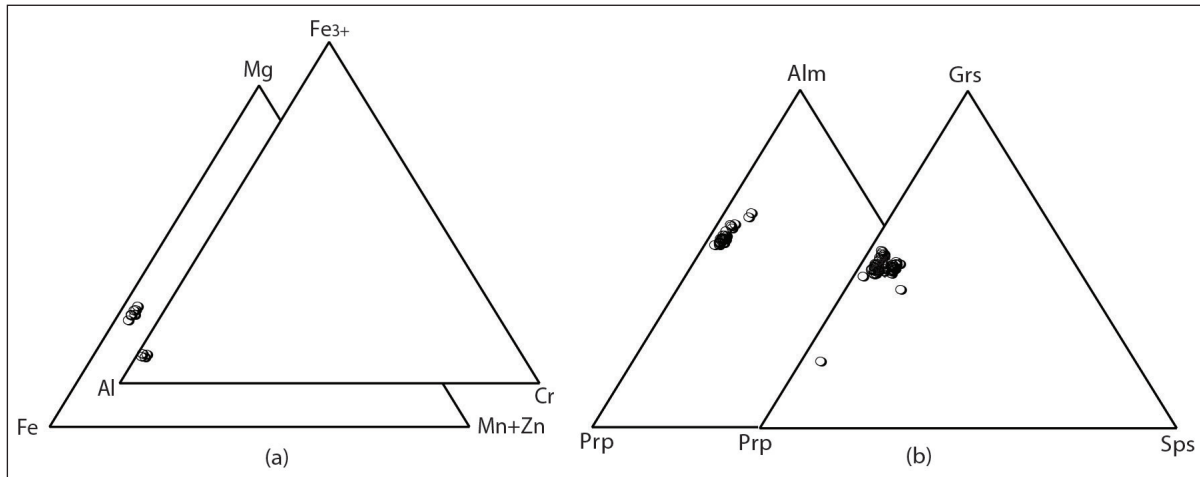
شکل ۲- (a) دورنمایی از مجموعه سنگ‌های دگرگونی پر کامبرین؛ (b) برنزد گرانولیت پسرونده؛ (c) میگماتیت مافیک با اجزای میگماتیتهی لوکوسم، ملانوسم و مزوسم.



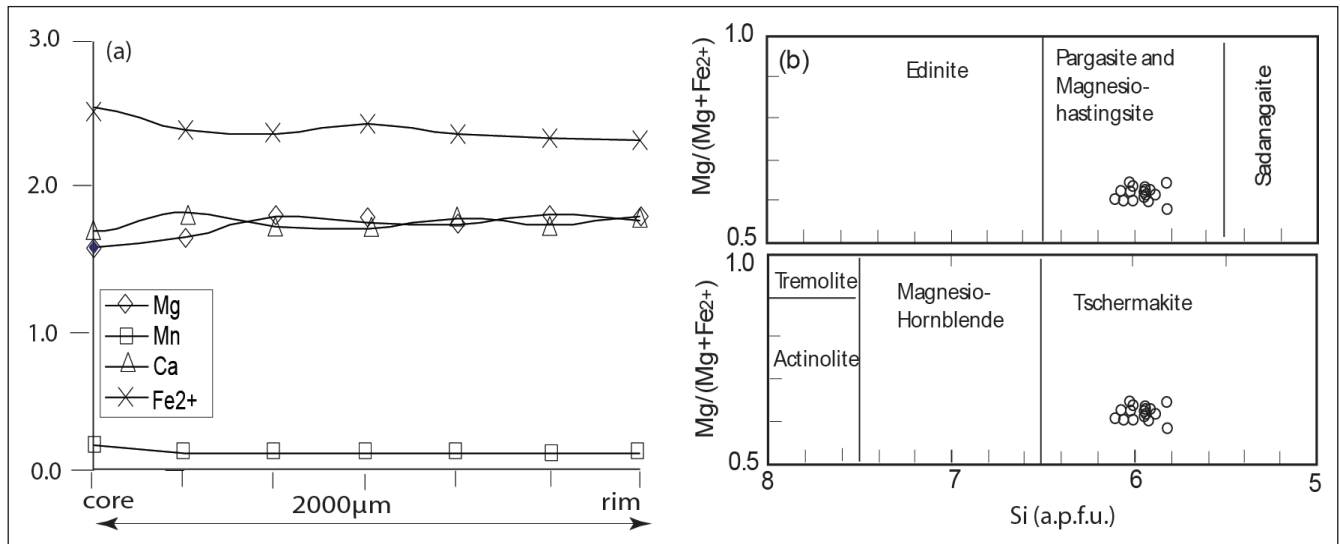
شکل ۳- (a) حاشیه کلیفیت با کانی‌های اسپینل و هورنبلند در پیرامون پورفایروبلاست گارنت PPL، طول میدان دید ۲/۴ mm؛ (b) همان تصویر a به حالت نمادین؛ (c) اسپینل و آمفیبول در پیرامون پورفایروبلاست گارنت، ادخال روتیل درون آمفیبول، PPL، طول میدان دید ۲/۴ mm، اسپینل دانه‌درشت در بخش پایین تصویر حاصل جوش خوردگی دانه‌های ریز اسپینل است؛ (d) همان تصویر c به حالت نمادین. Opa=کانی کدر و دیگر نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) است.



شکل ۴- ترکیب شیمی کانی‌ها، روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های تخت سلیمان در سیستم $ASM-(\pm H_2O)$.



شکل ۵- ترکیب گارنت‌های تجزیه شده در گرانولیت پسروده تخت سلیمان در: (a) نمودار های مثلثی Fe-Mg-(Mn+Zn) و Al-Fe³⁺-Cr؛ (b) در نمودارهای مثلثی Grs-Prp-Sps و Alm-Prp-Sps

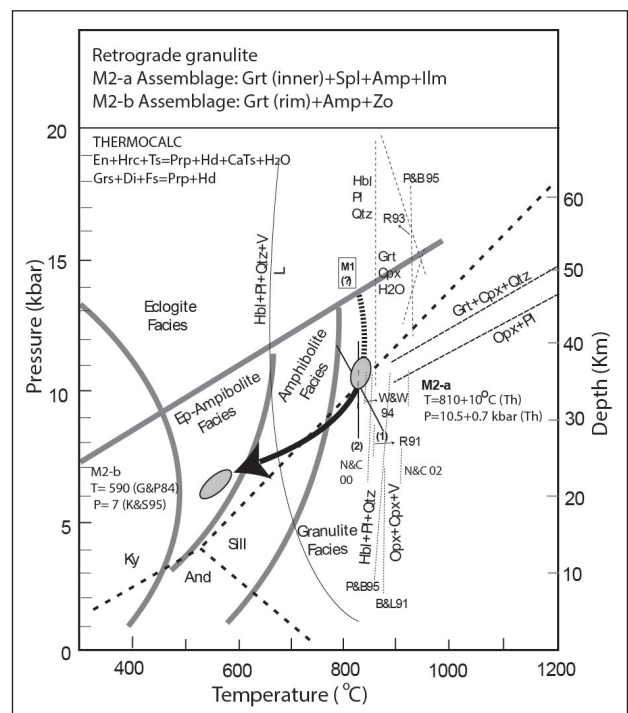


شکل ۶- (a) نیمرخ ترکیبی گارنت در گرانولیت های پسروده؛ (b) ترکیب آمفیبول‌های تجزیه شده در گرانولیت‌های پسروده بر پایه رده‌بندی (Leake et al. (2004

شکل ۷- دما فشارسنجی و مسیر P-T در گرانولیت‌های پسروده تخت سلیمان. نشانه‌های

اختصاری استفاده شده در نمودار به صورت زیر هستند:

P&B95: Patino-Douce and Beard (1995); R91: Rushmer (1391); R93: Rushmer (1393); W&W94: Wolf and Wyllis (1394); B&L91: Beard and Lofgren (1991); N&C00a: Nair and Chacko (2000); N&C00b: Nair and Chacko (2002); G&P84: Graham and Powell (1984); K&S90: Kohn and Spear (1990); Th: Thermocalc equilibria reactions



جدول ۱- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب کانی‌های پسرونده اسپینل، ایلمنیت و اپیدوت در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان.

	Spl	Spl	Spl	Spl	Ilm	Ilm	Ilm	Ep
point	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	37.24
TiO ₂	0.05	0.05	0.01	0.04	49.33	47.83	48.55	0.24
Al ₂ O ₃	58.99	58.00	59.34	57.95	0.00	0.00	0.00	25.85
FeO	28.74	28.89	33.30	28.75	48.57	48.59	47.89	8.40
MnO	0.19	0.17	0.30	0.15	0.90	0.82	0.76	0.07
MgO	10.88	11.00	8.60	11.22	0.24	0.89	0.87	0.78
CaO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.09	22.97
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.00	0.004	0.00	0.04	0.01	0.00
Sum	98.93	98.18	101.99	98.11	99.05	98.20	98.17	95.59
(O)	4	4	4	4	3	3	3	12.5
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.91	0.95	0.01
Al	1.89	1.88	1.88	1.88	0.00	0.00	0.00	2.44
Fe	0.65	0.66	0.75	0.66	1.05	1.04	1.04	0.51
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
Mg	0.44	0.45	0.34	0.46	0.01	0.03	0.03	0.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	3.00	3.00	3.00	3.00	2.02	2.00	2.04	8.02
Fe ³⁺	0.10	0.11	0.11	0.12	0.00	0.00	0.00	0.51
Fe ²⁺	0.55	0.55	0.64	0.54	1.05	1.04	1.04	0.00

جدول ۲- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب گارنت در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان.

point	Garnet														
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	41	42	43	44	49	50
SiO ₂	39.32	39.07	39.14	39.26	39.32	39.38	39.44	39.27	39.24	38.94	39.20	39.07	39.13	39.50	38.87
TiO ₂	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04	0.038	0.00	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	21.78	21.87	21.85	21.88	21.85	21.89	21.81	22.10	21.91	21.73	21.71	21.76	21.75	21.99	21.64
FeO	19.28	19.51	20.17	20.22	20.34	20.37	20.18	20.66	19.94	20.08	19.21	19.48	19.01	19.00	21.69
MnO	0.93	0.95	1.04	1.23	1.05	1.10	1.20	1.16	0.89	0.90	0.78	0.84	0.95	0.90	0.96
MgO	7.76	7.68	7.64	7.65	7.72	7.69	7.71	7.49	7.81	7.31	7.14	7.27	7.55	7.73	6.97
CaO	11.08	10.60	10.54	10.10	10.32	10.06	10.00	10.51	10.90	11.65	11.88	11.81	11.46	11.51	10.14
Na ₂ O	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.021	0.02
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sum	100.25	99.81	100.42	100.41	100.67	100.59	100.36	101.23	100.74	100.68	99.99	100.29	99.91	100.71	100.34
(O)	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	5.99	5.98	5.97	5.98	5.98	5.99	6.00	5.95	5.96	5.94	5.99	5.96	5.98	5.98	5.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.91	3.94	3.93	3.93	3.92	3.92	3.91	3.95	3.92	3.91	3.91	3.92	3.92	3.92	3.92
Fe	2.45	2.49	2.57	2.58	2.58	2.59	2.57	2.62	2.53	2.56	2.45	2.49	2.43	2.41	2.78
Mn	0.12	0.12	0.13	0.16	0.13	0.14	0.15	0.15	0.11	0.12	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12
Mg	1.76	1.75	1.73	1.74	1.75	1.74	1.75	1.69	1.77	1.66	1.63	1.66	1.72	1.74	1.59
Ca	1.81	1.75	1.72	1.65	1.68	1.64	1.63	1.71	1.77	1.90	1.95	1.93	1.87	1.87	1.67
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	Garnet														
point	10	11	12	13	14	15	16	17	18	41	42	43	44	49	50
Sum	16.05	16.05	16.06	16.05	16.06	16.04	16.03	16.07	16.08	16.09	16.04	16.08	16.06	16.05	16.07
Fe ³⁺	0.14	0.12	0.16	0.13	0.15	0.11	0.11	0.16	0.19	0.24	0.13	0.18	0.149	0.13	0.17
Fe ²⁺	2.31	2.38	2.41	2.45	2.43	2.47	2.46	2.45	2.34	2.32	2.32	2.30	2.28	2.27	2.61
Al(IV)	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.05	0.04	0.06	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03
Al(VI)	3.89	3.92	3.89	3.91	3.90	3.91	3.91	3.90	3.88	3.85	3.91	3.88	3.90	3.91	3.89
Alm(%)	38.50	39.60	40.10	40.90	40.60	41.30	41.00	40.90	39.10	38.60	38.80	38.40	38.00	37.90	43.50
Prp(%)	29.30	29.20	28.9	29.00	29.2	29.10	29.20	28.20	29.50	27.70	27.10	27.60	28.70	29.10	26.60
Sps(%)	2.00	2.10	2.20	2.70	2.20	2.40	2.60	2.50	1.90	1.90	1.70	1.80	2.10	1.90	2.10
GAU(%)	30.10	29.10	28.70	27.50	28.00	27.30	27.20	28.40	29.60	31.70	32.40	32.20	31.3	31.10	27.80
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Grs(%)	96.30	97.00	95.9	96.80	96.10	96.90	97.30	95.80	95.30	93.90	96.60	95.40	96.20	96.50	95.60
Adr(%)	3.70	2.90	4.10	3.20	3.90	3.00	2.70	4.10	4.70	6.00	3.40	4.60	3.80	3.40	4.40
Uva(%)	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

	Garnet														
point	51	53	54	55	56	57	58	59	60	61	69	70	71	72	73
SiO ₂	39.24	38.71	39.08	39.00	39.00	39.04	39.35	39.21	39.36	39.43	39.18	39.04	38.50	39.18	38.12
TiO ₂	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.06	0.02	0.08	0.04	0.05	0.09	0.07	0.00	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	21.77	21.617	21.61	21.77	21.75	21.67	21.84	21.89	21.97	21.88	21.66	21.53	21.58	22.13	21.87
FeO	20.86	21.53	20.76	21.11	20.30	20.32	20.69	19.77	20.10	19.87	18.85	19.49	22.68	20.32	23.8
MnO	0.88	1.26	1.02	1.22	0.82	0.81	0.79	0.82	0.84	0.83	1.11	0.72	1.92	0.53	2.01
MgO	7.37	6.69	6.72	6.93	7.24	7.87	7.75	7.61	8.02	7.81	7.32	7.19	5.94	8.40	5.87
CaO	10.23	10.06	10.91	10.29	11.16	10.51	10.43	10.94	10.69	11.04	12.00	11.97	9.74	10.13	8.85
Na ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.018	0.00	0.025	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
Sum	100.44	99.94	100.18	100.37	100.31	100.31	100.89	100.35	101.04	100.94	100.28	100.05	100.37	100.76	100.62
(O)	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	5.99	5.97	5.99	5.98	5.96	5.96	5.97	5.97	5.96	5.97	5.98	5.98	5.96	5.94	5.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	3.92	3.93	3.91	3.93	3.92	3.90	3.91	3.93	3.92	3.90	3.89	3.89	3.94	3.95	3.99
Fe	2.66	2.78	2.66	2.70	2.59	2.59	2.63	2.52	2.54	2.52	2.40	2.49	2.93	2.57	3.08
Mn	0.11	0.16	0.13	0.16	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.14	0.09	0.25	0.07	0.26
Mg	1.68	1.54	1.54	1.58	1.65	1.79	1.75	1.73	1.81	1.76	1.66	1.64	1.37	1.89	1.35
Ca	1.67	1.66	1.79	1.69	1.83	1.72	1.69	1.78	1.73	1.79	1.96	1.96	1.61	1.64	1.47
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	16.04	16.06	16.04	16.05	16.07	16.08	16.06	16.06	16.08	16.07	16.06	16.07	16.07	16.08	16.09
Fe ³⁺	0.13	0.14	0.13	0.13	0.18	0.21	0.179	0.14	0.19	0.18	0.17	0.19	0.17	0.18	0.17
Fe ²⁺	2.54	2.63	2.53	2.57	2.41	2.38	2.45	2.38	2.35	2.34	2.23	2.30	2.76	2.39	2.91
Al(IV)	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	0.06	0.09
Al(VI)	3.91	3.90	3.91	3.91	3.89	3.86	3.88	3.90	3.88	3.88	3.87	3.86	3.89	3.89	3.90
Alm(%)	42.30	43.90	42.30	42.80	40.30	39.80	40.80	39.70	39.20	39.00	37.20	38.30	46.00	39.80	48.50
Prp(%)	28.0	25.70	25.60	26.40	27.50	29.80	29.20	28.80	30.10	29.40	27.70	27.40	22.80	31.60	22.60
Sps(%)	1.90	2.70	2.20	2.60	1.80	1.70	1.70	1.80	1.80	1.80	2.40	1.60	4.20	1.10	4.40
GAU(%)	27.90	27.70	29.90	28.20	30.50	28.70	28.30	29.70	28.90	29.90	32.70	32.70	26.90	27.40	24.50
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Grs(%)	96.70	96.30	96.70	96.60	95.50	94.70	95.50	96.40	95.10	95.5	95.4	95.0	95.7	95.40	95.60
Adr(%)	3.30	3.70	3.30	3.40	4.50	5.30	4.50	3.60	4.90	4.50	4.50	5.00	4.30	4.60	4.40
Uva(%)	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

جدول ۳- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب آمفیبول در گرانولیت‌های پسروده تخت سلیمان.

point	Amphibole															
	1	2	3	4	5	6	7	8	20	21	22	23	24	26	27	28
SiO ₂	41.00	40.72	40.33	40.10	40.58	39.77	39.91	39.69	39.49	39.69	38.44	40.75	39.89	40.04	40.61	40.80
TiO ₂	0.27	0.12	0.15	0.23	0.39	0.57	0.61	0.55	0.45	0.54	0.52	0.74	0.75	0.16	0.25	0.21
Al ₂ O ₃	18.00	18.12	19.65	18.49	17.85	18.27	18.07	18.19	18.34	18.50	18.43	17.85	18.23	18.29	18.05	17.94
FeO	12.21	12.24	12.09	12.70	12.05	12.61	12.44	12.32	13.09	12.51	15.42	11.57	12.07	13.28	13.72	13.06
MnO	0.15	0.22	0.16	0.18	0.19	0.18	0.14	0.20	0.143	0.151	0.214	0.242	0.194	0.212	0.249	0.238
MgO	12.04	12.15	11.51	11.99	12.12	11.31	11.54	11.43	11.56	11.64	10.98	12.14	11.92	10.89	11.07	11.133
CaO	11.87	11.79	11.60	11.55	11.76	11.78	11.90	11.81	11.84	12.06	10.99	11.96	11.84	11.73	11.49	11.52
Na ₂ O	2.36	2.30	2.26	2.25	2.23	2.24	2.17	2.19	2.48	2.41	2.11	2.06	2.23	2.30	2.29	2.18
K ₂ O	0.32	0.24	0.34	0.27	0.36	0.58	0.60	0.59	0.43	0.44	0.42	0.42	0.45	0.18	0.16	0.15
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	98.02	97.91	98.12	97.78	97.56	97.33	97.39	96.99	97.84	97.97	97.52	97.73	97.60	97.09	97.88	97.25
(O)																
Si	6.03	6.03	5.96	5.951	6.03	5.95	5.96	5.95	5.86	5.88	5.78	6.06	5.93	6.02	6.06	6.12
Ti	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08	0.08	0.02	0.03	0.02
Al	3.13	3.16	3.42	3.2343	3.13	3.22	3.18	3.21	3.21	3.23	3.27	3.13	3.19	3.24	3.18	3.17
Fe	1.51	1.52	1.49	1.58	1.49	1.58	1.55	1.55	1.62	1.55	1.94	1.44	1.50	1.67	1.71	1.64
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	2.65	2.68	2.53	2.65	2.69	2.52	2.57	2.56	2.56	2.57	2.46	2.69	2.64	2.44	2.46	2.49
Ca	1.88	1.87	1.84	1.84	1.87	1.89	1.91	1.89	1.88	1.91	1.77	1.90	1.89	1.89	1.84	1.85
Na	0.68	0.66	0.65	0.65	0.64	0.65	0.63	0.64	0.71	0.69	0.62	0.59	0.64	0.67	0.66	0.64
K	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.11	0.12	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.03	0.03	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.51	1.52	1.49	1.58	1.50	1.58	1.55	1.55	1.62	1.55	1.94	1.44	1.50	1.67	1.71	1.64
Al(IV)	1.97	1.97	2.04	2.05	1.97	2.05	2.04	2.05	2.14	2.12	2.22	1.95	2.07	1.99	1.94	1.88
Al(VI)	1.17	1.19	1.38	1.19	1.16	1.17	1.14	1.17	1.07	1.11	1.05	1.18	1.13	1.25	1.24	1.30
(Na+K)A	0.62	0.58	0.55	0.54	0.59	0.65	0.65	0.65	0.68	0.69	0.47	0.58	0.62	0.59	0.53	0.52
M/(M+Fe ²⁺)	0.64	0.64	0.63	0.63	0.64	0.62	0.62	0.62	0.61	0.62	0.56	0.65	0.64	0.59	0.59	0.60

point	Amphibole															
	29	34	35	37	38	39	40	52	62	63	64	65	67	68	74	75
SiO ₂	39.56	38.77	39.75	39.91	39.76	39.59	40.60	40.50	40.55	40.03	40.84	40.10	39.64	39.57	39.66	40.31
TiO ₂	0.33	0.87	0.87	0.52	0.50	0.55	0.56	0.20	0.60	0.60	0.66	0.57	0.52	0.57	0.44	0.54
Al ₂ O ₃	18.60	18.28	18.28	18.44	18.38	18.23	18.47	18.28	18.06	18.39	17.86	18.27	18.80	18.90	18.35	17.02
FeO	13.58	12.49	12.79	12.49	12.72	12.77	11.89	12.54	12.68	13.55	12.47	13.88	13.06	13.14	12.92	12.61
MnO	0.19	0.17	0.19	0.19	0.19	0.23	0.25	0.23	0.15	0.20	0.15	0.158	0.19	0.17	0.18	0.15
MgO	10.91	12.74	11.74	11.34	11.48	11.42	11.73	11.32	11.64	11.53	11.55	11.35	10.93	10.91	11.51	11.93
CaO	11.77	10.97	11.92	11.73	11.66	11.68	11.66	11.65	11.69	11.23	11.65	11.14	11.81	11.81	11.56	11.78
Na ₂ O	2.21	2.17	2.33	2.34	2.30	2.29	2.33	2.34	2.25	2.33	2.23	2.25	2.33	2.12	2.51	2.25
K ₂ O	0.38	0.54	0.46	0.48	0.49	0.549	0.42	0.39	0.17	0.21	0.20	0.20	0.28	0.60	0.34	0.56
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00
Sum	97.52	97.01	98.33	97.48	97.51	97.32	97.92	97.45	97.83	98.08	97.63	97.93	97.58	97.81	97.48	97.17
(O)																
Si	5.92	5.79	5.88	5.95	5.93	5.92	6.02	6.04	6.03	5.95	6.09	5.98	5.92	5.91	5.91	6.03
Ti	0.04	0.09	0.00	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
Al	3.28	3.21	3.19	3.24	3.23	3.21	3.23	3.21	3.17	3.22	3.14	3.21	3.31	3.33	3.22	3.00
Fe	1.70	1.56	1.58	1.56	1.59	1.59	1.47	1.56	1.58	1.68	1.56	1.73	1.63	1.64	1.61	1.58
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	2.43	2.83	2.59	2.52	2.55	2.54	2.59	2.52	2.58	2.56	2.57	2.52	2.43	2.43	2.49	2.59
Ca	1.89	1.75	1.89	1.87	1.86	1.87	1.85	1.86	1.86	1.79	1.86	1.78	1.89	1.89	1.85	1.89
Na	0.64	0.63	0.67	0.68	0.67	0.66	0.67	0.68	0.65	0.67	0.65	0.65	0.67	0.61	0.72	0.65
K	0.07	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.12	0.06	0.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	16.0	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	15.93	15.93

point	Amphibole															
	29	34	35	37	38	39	40	52	62	63	64	65	67	68	74	75
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.70	1.56	1.58	1.56	1.59	1.60	1.47	1.56	1.58	1.68	1.56	1.73	1.63	1.64	1.61	1.58
Al (IV)	2.08	2.21	2.12	2.05	2.07	2.08	1.98	1.96	1.96	2.05	1.91	2.02	2.08	2.09	2.09	1.97
Al (VI)	1.20	1.00	1.07	1.19	1.16	1.13	1.24	1.26	1.20	1.17	1.23	1.19	1.23	1.23	1.13	1.03
(Na+K) A	0.60	0.48	0.64	0.64	0.62	0.64	0.60	0.61	0.55	0.50	0.55	0.47	0.62	0.62	0.63	0.65
M/ (M+Fe ²⁺)	0.59	0.65	0.62	0.62	0.62	0.62	0.64	0.62	0.62	0.60	0.62	0.59	0.60	0.60	0.61	0.62

کتابنگاری

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ح.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی ایران.
 حمدی، ب.، ۱۳۷۴- رسوبات پرکامبرین- کامبرین در ایران. هوشمند زاده، ع. (مؤلف) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران، ۲۰، ۵۳۵ ص.
 لطفی، م.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان، سازمان زمین‌شناسی ایران.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences* 94: 401–419.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations, *Tectonophysics* 229: 211–238.
- Alavi, M., Hajian, J., Amidi, M. and Bolourchi, H., 1982- Geology of Takab-Shahin-Dez Quadrangle. The Ministry of Mines and Metals of Iran, Tehran, 100 p.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E., 1991- Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar, *Journal of Petrology* 32: 365–401.
- Berberian, F., King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210–265 .
- Bohlen, S. R., 1987- Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulite, *Journal of Geology* 95: 617–632.
- Brown, M., 1993- P–T–t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism, *Journal of the Geological Society of London* 150: 227–241.
- Carswell, D. A. and O'Brien, P. J., 1993- Thermobarometry and geotectonic significance of High Pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria, *Journal of Petrology* 34: 427-459.
- Colombi, A., 1988- Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège–Domodossola–Locarno), Ph.D. thesis, University of Lausanne 216 p.
- Dirks, P. H. G. M. and Sithole, T. A., 1999- Eclogites in the Makuti gneisses of Zimbabwe: implications for the tectonic evolution of the Zambezi Belt in southern Africa, *Journal of Metamorphic Geology* 17: 593–612.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine* 51: 431–435.
- Ellis, D. J., 1987- Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts, *Geology* 15:167-170.
- England, P. C. and Thompson, A. B., 1984- Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism.I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, *Journal of Petrology* 25: 894–928.
- Gil Ibarguchi, J. I., Mendia, M. and Girardeu, J., 1991- Mg- and Cr-rich staurolite and Cr-rich kyanite in high-pressure ultramafic rocks (Cabo Ortegal, northwestern Spain), *American Mineralogist* 76: 501-511.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F., 2006- Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex, *Mineralium Deposita* 41: 1–16.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E., 1967- An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31: 767-833.
- 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
- Guo, J. H., O'Brien P. J. and Zhai, M. G., 2002- High pressure granulites in the Sanggan area, North China craton: metamorphic evolution, P–T paths and geotectonic significance, *Journal of Metamorphic Geology* 20: 741–756.
- Harley, S. L., 1989- The origin of granulites: a metamorphic perspective, *Geological Magazine* 12: 215–247.
- Holland, T. J. B., and Powell, R., 1998- An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest, *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309-343.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B., 1987- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist* 72: 231–239.

- Kohn, M. J. and Spear, F. S., 1990- Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeast Vermont, *American Mineralogist* 75: 89-96.
- Kretz, R., 1983- Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. and Whittaker, E. J. W., 2004- Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature, *Canadian Mineralogist* 41: 1355-1370.
- Moazzen, M., Hajialioghli, R., Möller, A., Droop, G. T. R., Oberhänsli, R., Altenberger, U. and Jahangiri, A., 2013- Oligocene partial melting in the Takab metamorphic complex, NW Iran: Evidence from in situ U-Pb geochronology, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 24: 217-228.
- Münttner, O., Hermann, J. and Trommsdorff, V., 2000- Cooling history and exhumation of lower crustal granulite and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps), *Journal of Petrology* 41: 175-200.
- Nair, R. and Chacko, T., 2000- Fluid-absent melting of two high grade amphibolites: Constraints on the conditions required for orthopyroxene formation, Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Abstracts with Program, 24, (on CD only).
- Nair, R. and Chacko, T., 2002- Fluid-absent melting of high-grade semi-pelites: P-T constraints on orthopyroxene formation and implications for granulite genesis, *Journal of Petrology* 43 (11): 2121-2142.
- Nakano, N., Osanai, Y., Owada, M., Nam, T. N., Tsunogae, T., Toyoshima, T. and Binh, P., 2004- Decompression process of mafic granulite from eclogite to granulite facies under ultrahigh-temperature condition in the Kontum massif, central Vietnam, *Journal of Mineralogical and Petrological Science* 99: 242-256.
- O'Brien, P. J. and Rotzler, J., 2003- High-Pressure granulites: Formation, Recovery of peak conditions, and implications for tectonics, *Journal of Metamorphic Geology* 21: 65-80.
- O'Brien, P. J., 1997a- Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: a record of their thermal history during exhumation, *Lithos* 41: 119-133.
- O'Brien, P. J., 1997b- Granulite facies overprints of eclogites: short-lived events deduced from diffusion modeling. In: Qian, X., You, Z., Jahn, B.-M., Halls, H.C. (Eds.) *Precambrian Geology and Metamorphic Petrology*, Proc. 30th Int'l. Geol. Congr., 17 (part II): 157-171.
- O'Brien, P. J., Walte N. and Li, J. H., 2005- The petrology of two distinct Paleoproterozoic granulite types in the Hengshan Mts., North China craton, and tectonic implications, *Journal of Asian Earth Science* 24: 615-627.
- Otten, M. T., 1984- The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86: 189-199.
- Patino Douce, A. E. and Beard, J. S., 1995- Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar, *Journal of Petrology* 36, 707-738.
- Powell, R. and Holland, T. J. B., 1988- An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program, *Journal of Metamorphic Geology* 6:173-204.
- Powell, R. and Holland, T. J. B., 1994- Optimal geothermometry and geobarometry, *American Mineralogist* 79:120-133.
- Rushmer, T., 1991- Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 41-59.
- Rushmer, T., 1993- Experimental high pressure granulites: Some applications to natural mafic xenolith suites and Archean granulite terranes, *Geology* 21, 411-414.
- Santosh, M., Maruyama, S. and Sato, K., 2009- Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India?, *Gondwana Research* 16: 321-341.
- 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.
- Sonder, L. J., England, P. C., Wernicke, B. P. and Christiansen, R. L., 1987- A physical model for Cenozoic extension of western North America, in *Continental extensional tectonics*, Geological Society of London Special Publications 28: 187-201.
- Spear, F. S., 1993- *Metamorphic phases equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, 1: 799 p.
- Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D. and Dewane, T. J., 2004- Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. Abstract, Programs Geological Society of America 36: 319.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Tenthorey, E. A., Ryan, J. C. and Snow, E. A., 1996- Petrogenesis of sapphirine-bearing metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, southern Appalachian, *Journal of Metamorphic Geology* 14: 103-114.
- Tracy, R. J., 1982- Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry, J. M. (ed.) *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America 10: 355-397.
- Wolf, M. B. and Wyllie, P. J., 1991- Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44: 151-179.
- Zhang, K. J., 1999- North and South China collision along the eastern and southern north China margins reply, *Tectonophysics* 312: 363-Zhang, R. Y., Liou, J.G. and Ernst, W.G., 2009- The Dabie-Sulu continental collision zone: a comprehensive review, *Gondwana Research* 16: 1-26.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G. and Ernst, W. G., 2009- The Dabie-Sulu continental collision zone: a comprehensive review, *Gondwana Research* 16: 1-26.

Mineralogy, texture and retrograde P-T evolution of granulites during cooling and exhumation; NE of Takht-e-Soleyman metamorphic complex, NW Iran

R. Hajialioghli^{1*} and M. Moazzen²

¹Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2016 March 13

Accepted: 2016 May 08

Abstract

The Takht-e-Soleyman metamorphic complex is located at NE of Takab town, West Azerbaijan province. This complex having Precambrian-Cambrian age has been formed from low to high grade metamorphic rock types. The retrograde granulites are subject of this study. The retrograde metamorphic assemblages of the granulites are including Amp+Grt+Spl+Opaque phases. Amphibole highly overprinted primary mafic phases of clinopyroxene and orthopyroxene. Spinel at the klyphitic texture around garnet porphyroblast forms the main feature for retrograde metamorphism of granulites. Rutile occurs as inclusions within amphibole. The compositional profile of garnet indicates chemical variations from the core to the rim. Compositional variations from the core to the middle part is characterized by a minor increase in X_{Mg} but decrease in X_{Ca} and X_{Mn} . This feature of garnet is indicative of decompression with small increase of temperature. Due to complete overprinting of high temperature phases by the retrograde phases as well as lack of preserved pick metamorphic minerals, it is indeterminate to estimate pick metamorphic P-T conditions for M1 stage. On the basis of chemical compositions of porphyroblasts, retrograde evolution of the investigated granulites is considered at two stages: (1) pressure decompression and exhumation (M_{2-a}) and (2) cooling (M_{2-b}). The retrograde P-T conditions are obtained as $T=810\pm 10^{\circ}C$ at $P=10.5\pm 0.7kbar$ for the first and the second retrograde stages, respectively. Relatively coarse-grained phases at the klyphitic margin are indicative of low cooling rate during uplifting of rocks from lower to upper levels. Extensive overprinting of high temperature phases by amphiboles supports this idea. Time of pick and retrograde metamorphism for the investigated granulites are not clear accurately. It seems reasonable to attribute pick metamorphic and granulite formation time to Oligocene-Miocene, related to crustal thickening due to collision between the Central Iran micro-continent and the Arabia plate. The granulites are metamorphosed under retrograde conditions in relation to thrusting and post collisional extensions which caused uplifting, crustal thinning and exhumation of the rocks. However correct conclusions on tectonometamorphic evolution need more precise studies.

Keywords: Klyphitic margin, Granulites, P-T evolutions, Retrograde metamorphism, Takht-e-Soleyman, NW Iran.

For Persian Version see pages 105 to 116

*Corresponding author: R. Hajialioghli; E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir