

سنگ‌نگاری، شیمی کانی و دما فشارسنجی توده‌های نفوذی گابرو-دیوریت منطقه حُرچند، شمال شرق کرمان

محمدرضا قاسمپور، ناهید شبانیان*، علیرضا داودیان؛

دانشگاه شهرکرد، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین

حسام معین‌زاده؛ دانشگاه شهید باهنر کرمان، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۸/۱۱/۲۷

دریافت ۹۸/۰۵/۱۸

چکیده

سنگ‌های گابرو-دیوریتی منطقه حُرچند در شمال شرق کرمان و در بلوک پشت بادام از خرده قاره ایران مرکزی به درون واحدهای رسوبی سری دزو با سن پرکامبرین-کامبرین نفوذ کرده‌اند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌شود و بافت‌های گرانولار و پوئی‌کلیتیک در آنها غالب هستند. بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد ترکیب کلینوپیکروکسن‌های این سنگ‌ها از انواع دیوپسید و اوژیت است. پلاژیوکلازها گستره ترکیب شیمیایی بیتونیت ($An_{75.2}Ab_{23.8}Or_{1.0}$) تا آندزین ($An_{40.2}Ab_{55.9}Or_{3.9}$) دارند. آمفیبول موجود در این سنگ‌ها ماگمایی و کلسیمی و دارای ترکیب شیمیایی مگنزیوهایستنگزیت است. دماسنجی با استفاده از روش میزان تیتانیوم در ترکیب آمفیبول، میانگین دمای تبلور حدود ۷۶۹ تا ۸۸۹ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. هم‌چنین براساس زمین‌دماسنجی جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز هم‌زیست، دمای بین ۷۹۳ تا ۸۹۶ درجه سانتی‌گراد برای تبلور این دو کانی تعیین شده است. نتایج به‌دست آمده از زمین‌فشارسنجی نشان از تبلور بلورهای آمفیبول در فشار حدود ۶/۳ تا ۸/۸ کیلوبار که معادل با عمقی در حدود ۲۳ تا ۳۰ کیلومتری زمین است. بررسی‌های شیمی کانی‌ها بیان‌گر تشکیل این سنگ‌ها از ماگمایی با سرشت آکالن تا ساب آکالن و مرتبط با جای‌گاه زمین‌ساختی درون صفحه‌ای است.

واژه‌های کلیدی: گابرو-دیوریت، شیمی کانی، دما فشارسنجی، آمفیبول، حُرچند، کرمان.

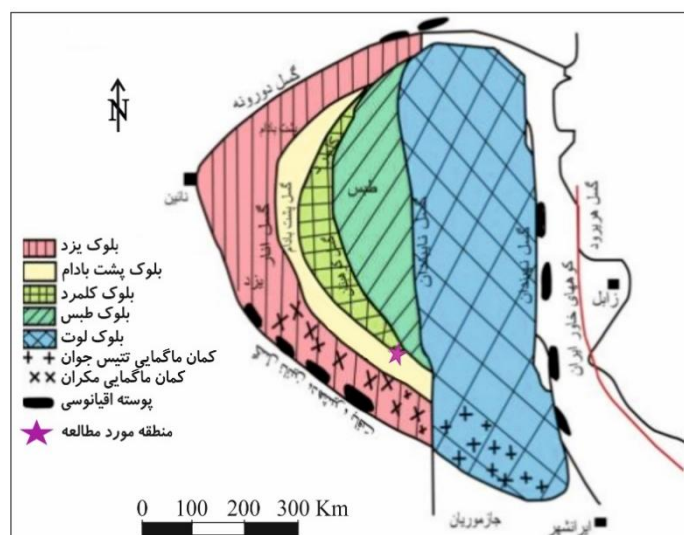
مقدمه

سنگ‌های گابرویی هورنبلنددار (گابرو-دیوریت) در محیط‌های تکتونیک کششی پست اورژنی [۱]، ریفیتینگ پشت کمان [۲]، محیط ماگمایی مرتبط با فرورانش و در برخی کمپلکس‌های افیولیتی جهان [۳]، [۴]، [۵] معمول هستند. وجود این سنگ‌ها در محیط مرتبط با کمان نشان‌دهنده فرآیندهای تفریق ماگمایی در ماگماهای کمان هستند [۵]، [۶]، [۷]. حضور فراوان آمفیبول در سنگ‌های گابرویی این محیط نتیجه تفریق مستقیم از ماگمای بازالتی غنی از آب [۸] و یا محصول واکنش بین کانی‌های مراحل اولیه تبلور (اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز) با مذاب غنی از آب است [۲]، [۹]. در برخی مناطق گابروهای هورنبلنددار از لحاظ خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه ماگماهای OIB پهنه‌های درون صفحه‌ای هستند [۱]. کانی‌های گروه آمفیبول با ترکیب شیمیایی گسترده در سنگ‌های آذرین و دگرگونی، به‌عنوان یک شاخص پتروژنتیک مهم برای تخمین شرایط دما و فشار محیط تبلور (دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشار کم‌تر از ۱ تا ۲۳ کیلوبار و حداقل عمق حدود $3/6 \pm 0/4$ کیلومتر مطابق با عمق پهنه زمین‌لرزه‌ای رایج زمین) استفاده می‌شوند [۱۰]، [۱۱]، [۱۲].

آمفیبول به‌عنوان یک کانی معمول در سنگ‌های آذرین در دامنه وسیعی از دما و فشار متبلور [۱۳] و نقش مهمی در تحول و تبلور ماگما دارد [۱۴]. تبلور آمفیبول در سنگ‌های آذرین بستگی به عمق جای‌گزینی ماگمای غنی از آب [۱۵] دارد، از این‌رو، از ترکیب شیمیایی این کانی برای تشخیص فرایندهای لیتوسفری [۱۶] و تحولات ماگمایی استفاده می‌شود. به‌طور معمول تبلور آمفیبول از ماگماهایی با مقدار آب فراوان و در اعماق متوسط پوسته انجام می‌شود [۱۷]، [۱۸]، [۱۹]. هم‌چنین آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین می‌توانند در نتیجه تبلور از مذاب/سیال بین بلوری باشند [۲۰]، [۲۱]، و در اثر فرایندهای گرمایی جای‌گزین کانی‌های اولیه‌ای مثل پیروکسن‌ها تشکیل شوند [۲۲]. در این مقاله با انجام بازدیدهای صحرایی متعدد، بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه میکروپروپ روی سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه حرجند کرمان، برای اولین بار این توده‌ها معرفی و از جنبه‌های سنگ‌نگاری، مینرال شیمی و دما-فشارسنجی به تفصیل بررسی می‌شوند. نتایج حاصل از این پژوهش و تحقیق در روشن‌تر شدن مسائل زمین‌شناسی بلوک پشت بادام در خرده قاره ایران مرکزی مفید است.

زمین‌شناسی منطقه

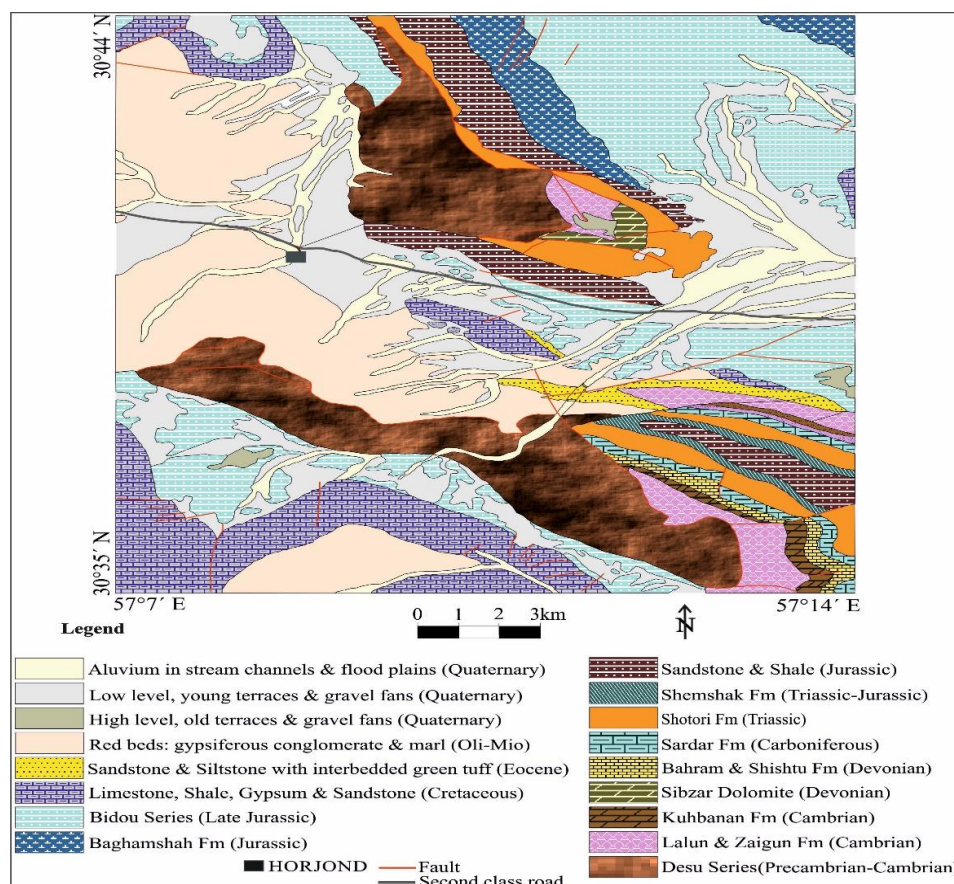
گستره بررسی شده در جنوب‌شرقی ایران و شمال‌شرقی شهرستان کرمان و مجاور آبادی بزرگ حرجند واقع شده است. این منطقه بخشی از پلاتفرم پالئوزوئیک-مزوزوئیک ایران مرکزی در ناحیه کرمان در بلوک پشت بادام [۲۳] یا زون تکتونیکی کاشمر-کرمان [۲۴] از خرده قاره ایران مرکزی است (شکل ۱). خرد قاره ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر-سبزوار احاطه شده و به‌وسیله گسل‌های طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راست‌گردند به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت‌بادام، فروافتادگی بیاضه-بردسیر و بلوک یزد قابل تقسیم است [۲۳]. بیش‌ترین سنگ‌های آذرین و دگرگونی موجود در بلوک پشت بادام مربوط به پرکامبرین و اینفراکامبرین است [۲۵].



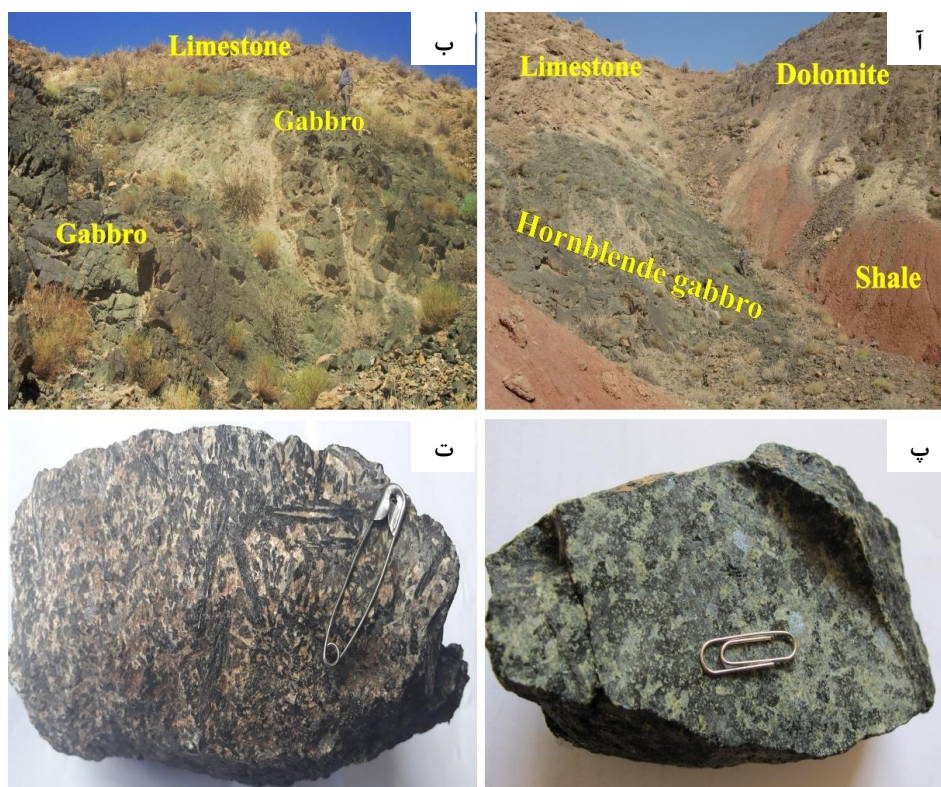
شکل ۱. موقعیت منطقه بررسی شده در خرده قاره ایران مرکزی [۲۳].

در منطقه حرجند تقریباً طبقات کاملی از سنگ‌های رسوبی و آذرین وابسته به دوران‌های مختلف زمین‌شناسی از پرکامبرین تا اواخر سنوزوئیک رخنمون دارند (شکل ۲). کهن‌ترین واحد سنگ چینه‌ای این منطقه سری دزو است که

مجموعه‌ای رسوبی-آذرین متشکل از سنگ‌های کربناتی (آهک، دولومیت و آهک دولومیتی)، تبخیری (گچ)، ماسه سنگ، شیل و بخش آذرین بیشتر شامل سنگ‌های گابرویی، بازالت، دیوریت و دایک‌های دولریتی است [۲۷]. واحدهای این سری در منطقه خرجند دارای سیمایی درهم ریخته شبیه به ساختار گنبدی‌های نمکی است. در این آمیزه‌ها، توده‌ها و قطعات مختلف سنگ‌های آذرین و رسوبی به‌صورت نامنظم و غیرمرتبط معمولاً در میان یک خمیره عمدتاً گچی قرار گرفته‌اند. محیط رسوب‌گذاری واحدهای رسوبی این سری را محیط‌های لاگونال و دریایی کم‌عمق می‌دانند [۲۸]. به‌علت وجود رسوبات تبخیری در آن، [۲۹] آن را با سازند راور در شمال کرمان و سری هرمز در خلیج فارس قابل قیاس می‌دانند. بر اساس مشاهدات صحرایی، درون واحدهای رسوبی اواخر نئوپروتریویک سری دزو در منطقه خرجند کرمان توده‌های مافیک گابرویی هورنبلنددار وجود دارد (شکل ۳). هم‌چنین روابط صحرایی و کانی‌شناسی شواهدی از تأثیر حرارتی توده‌های نفوذی مافیک در سنگ‌های رسوبی مجاور دیده نمی‌شود. پهنا یا عرض این توده‌ها در توالی یکسان نیست و از کم‌تر از یک متر تا چند ده متر متغیر است. در تمام رخنمون‌ها گابروها در تماس با واحدهای رسوبی (به‌ویژه آهک، دولومیت، آهک دولومیتی، ژپس و شیل‌های قرمز رنگ) دیده می‌شود (شکل ۳). در برخی رخنمون‌ها در منطقه خرجند این توده‌های مافیک با سنگ‌های کربناتی در تماس با هم هستند (شکل ۳). این توده‌ها در رخنمون صحرایی دارای رنگ خاکستری روشن تا تیره و در برخی موارد به‌علت دگرسانی کلریتی دارای سطحی به‌رنگ سبز هستند (شکل ۳). سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار مورد نظر در نمونه دستی متراکم، با بافت گرانولار و بلورهای درشت پیروکسن و آمفیبول به‌خوبی با چشم غیرمسلح دیده می‌شوند (شکل ۳).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده با تغییرات از [۲۷]



شکل ۳. آ) نمایی از توده هورنبلندگابرو در میان واحدهای رسوبی سری دزو در منطقه حرجند (دید به سمت شمال شرق)، ب) نمایی از توده گابرو دیوریتی در مجاورت آهک‌های سری دزو (دید به سوی شمال)، پ) نمونه دستی از گابرو دیوریت با بلورهای پیروکسن و آمفیبول در حال دگرسانی به کلریت، ت) نمونه دستی از هورنبلندگابرو با بلورهای بزرگ آمفیبول با ساخت پوئی کلریتیک

روش بررسی

بعد از بازدید صحرایی و نمونه برداری از سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار، از تعدادی نمونه‌ها مقاطع نازک و صیقلی تهیه و بررسی سنگ‌نگاری انجام شد، سپس تجزیه نقطه‌ای بر کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در ۴ نمونه از این سنگ‌های منطقه حرجند با استفاده از دستگاه ریزپردازنده الکترونی در آزمایشگاه مینرال شیمی دانشگاه یاماگاتا در کشور ژاپن انجام شد. این دستگاه (JEOL. JXA-8600) با ولتاژ شتاب‌دهنده 15 kV، جریان الکترونی 20nA، بازه زمانی ده ثانیه برای هر نقطه و با استفاده از استانداردهای طبیعی و مصنوعی کار می‌کند. حد آشکارسازی دستگاه برای عناصر بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۹ درصد است. برای تفکیک Fe^{3+} از Fe^{2+} از روش (Droop, 1987) [۳۰] و برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها از برنامه کامپیوتری PET استفاده شد.

سنگ‌نگاری

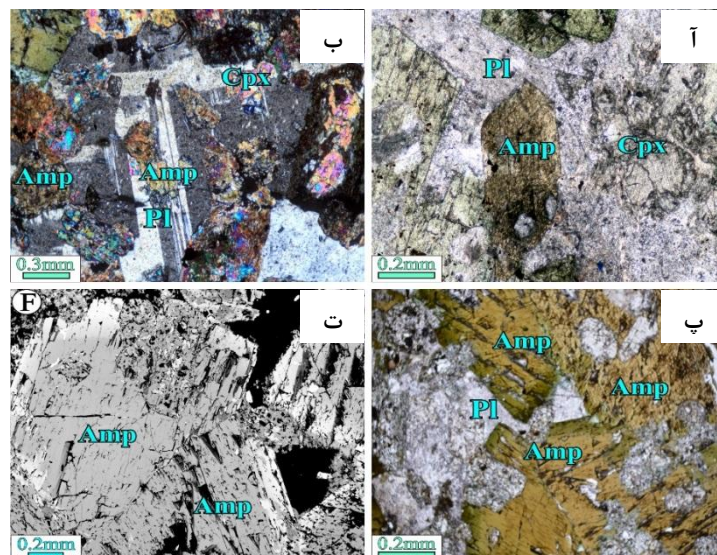
براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، مجموعه سنگ‌های مافیک حاوی هورنبلند منطقه حرجند را می‌توان به دو گروه هورنبلندگابرو و گابرو-دیوریت تقسیم کرد:

هورنبلندگابرو: این سنگ‌ها متوسط تا درشت دانه است و بافت غالب گرانولار دارد اما در برخی بخش‌ها، بافت پورفیری یا زمینه ریزدانه هم دیده می‌شود. مجموعه کانی‌ها در این سنگ‌ها شامل کلینوپیروکسن (۱۵ تا ۶۰ درصد

حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۵۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۵ تا ۳۵ درصد حجمی) و دارای کانی‌های فرعی از جمله اکسیدهای آهن و اسفن نیز هستند. آمفیبول به‌صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار با رنگ قهوه‌ای و برخی موارد به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۴). پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به‌صورت درشت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار با ماکل پلی-سنتتیک و گاه دارای ادخال‌هایی از کانی آمفیبول است (شکل ۴). پلاژیوکلازها در برخی موارد دگرسان و سوسوریتی شده‌اند. کلینوپیروکسن به‌صورت شکل دار تا بی‌شکل و درشت بلور تا متوسط بلور در مقاطع عرضی دو رخ عمود برهم واضح و گاه به کلریت دگرسان شده‌اند.

گابرو-دیوریت: کانی‌های اولیه تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از لحاظ فراوانی شامل آمفیبول (حدود ۶۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی) و مقدار کم‌تری کلینوپیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) است. کانی‌های فرعی اسفن و آپاتیت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بافت غالب این سنگ‌ها پوئی‌کلیتیک است (شکل ۴) که بلورهای آمفیبول به‌صورت انکلوزیون کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن را در بر گرفته است. بلورهای آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک در این سنگ‌ها است که به‌صورت کشیده و به‌رنگ سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به‌صورت نیم‌شکل دار تا بی‌شکل و گاه ماکل تکراری نشان می‌دهند.

در سنگ‌های گابرویی که هورنبلند از ماگمای بازالتی غنی از آب متبلور می‌شود آمفیبول معمولاً به‌صورت بلورهای کوچک و پلاژیوکلاز نیز محصول نهایی مراحل انتهایی تفریق است [۸]، [۳۱]، [۳۲]، [۳۳]. در صورتی که آمفیبول در سنگ‌های گابرویی در نتیجه واکنش کانی‌های مراحل اولیه تفریق (اولیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز) با مذاب غنی از آب باشند، این کانی معمولاً به‌صورت بلورهای پوئی‌کلیتیک و کانی‌های اولیه را احاطه کرده‌اند که بیانگر واکنش با آنها است [۲]، [۹]، [۳۴]، [۳۵]، [۳۶]. بر اساس روابط بین بافتی (بافت پوئی‌کلیتیک فراوان) در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه خرجند کرمان، احتمالاً کانی آمفیبول در این سنگ‌ها حاصل واکنش بین مذاب غنی از آب و بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده باشند.



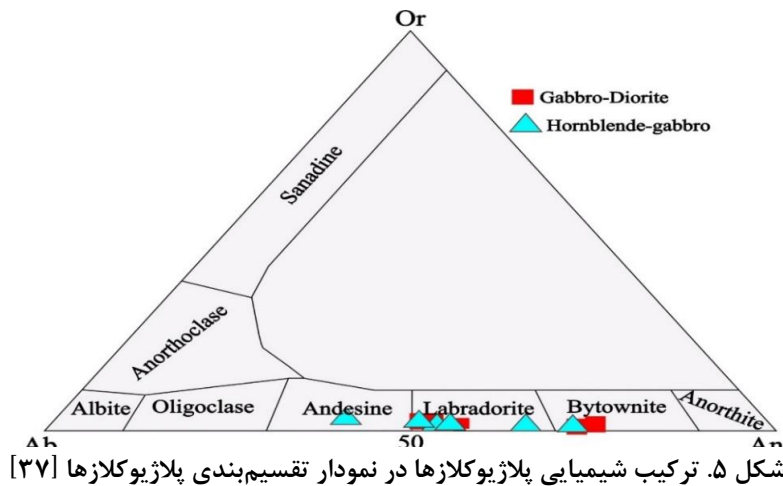
شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی و BSE از گابروهای هورنبلنددار منطقه خرجند. (آ) نمایش بافت گرانولار در گابروی هورنبلنددار، (ب) بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در گابرو-دیوریت هورنبلنددار، (پ) نمایش بافت پوئی‌کلیتیک در گابرو-دیوریت هورنبلنددار، (ت) تصویر BSE از بلورهای درشت آمفیبول در گابروی هورنبلنددار

شیمی کانی‌ها

نتایج حاصل از تجزیه‌های ریزپردازش‌گر الکترونی و هم‌چنین فرمول ساختاری محاسبه شده برای برخی از پلاژیوکلازها در دو گروه سنگی در جدول ۱ آورده شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار در گستره بیتونیت تا آندزین قرار می‌گیرند [۳۷] (شکل ۵).

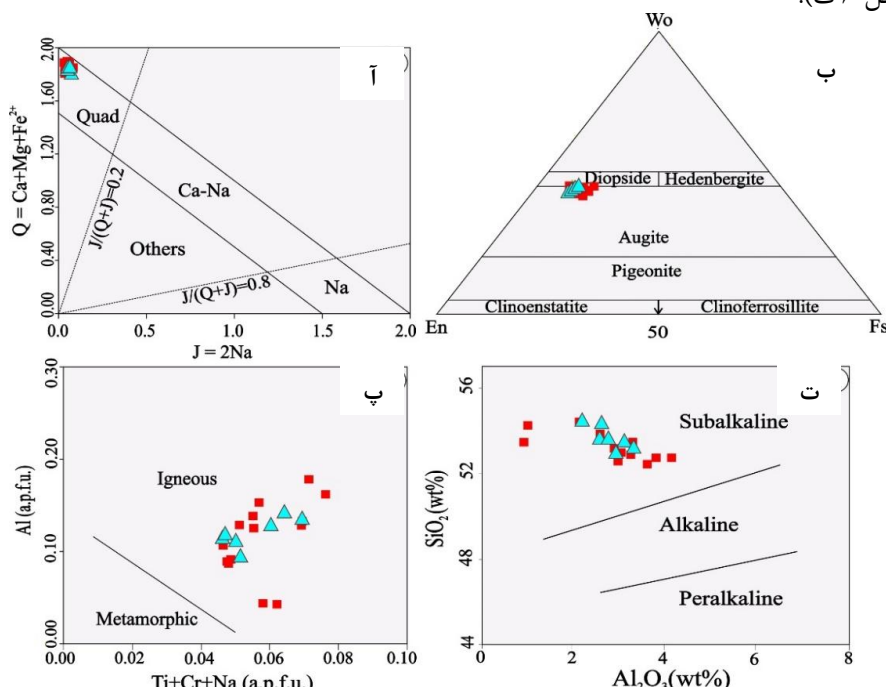
جدول ۱. نتایج تجزیه ریز پردازش الکترونی کانی پلاژیوکلاز و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۸ اتم اکسیژن

Sample	K-06	K-04	Sh-05	K-01	Sh-03	K-03	Sh-01	K-05	Sh-02	K-02	Sh-04	K-31
Rock	GD	GD	GD	GD	GD	GD	HG	HG	HG	HG	HG	HG
SiO ₂	۵۵,۴۰	۵۷,۴۰	۴۸,۳۷	۵۶,۹۰	۴۹,۲۳	۵۷,۱۶	۴۹,۲۰	۵۹,۰۶	۵۴,۱۱	۵۸,۱۶	۵۳,۲۴	۵۳,۸۱
TiO ₂	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۹	۰,۰۰	۰,۰۷
Al ₂ O ₃	۲۸,۲۸	۲۷,۷۱	۳۲,۱۴	۲۷,۶۵	۳۱,۹۶	۲۷,۸۱	۳۲,۳۷	۲۵,۲۲	۲۸,۶۲	۲۸,۴۸	۲۹,۳۵	۲۶,۳۲
Fe ₂ O ₃	۰,۷۹	۰,۶۱	۰,۴۸	۰,۶۱	۰,۰۰	۰,۷۷	۰,۱۵	۰,۴۱	۰,۱۴	۰,۵۷	۰,۰۶	۲,۶۰
MnO	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۷
MgO	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۱۲	۰,۰۰	۰,۱۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۶
CaO	۱۱,۲۷	۱۰,۱۱	۱۵,۸۶	۱۰,۴۵	۱۵,۸۱	۱۰,۱۰	۱۶,۲۷	۷,۹۴	۱۲,۴۵	۱۰,۳۴	۱۲,۶۰	۱۳,۲۸
Na ₂ O	۴,۷۲	۵,۲۱	۲,۷۷	۵,۰۸	۳,۱۹	۵,۲۳	۳,۴۰	۶,۱۰	۵,۴۵	۵,۳۵	۵,۹۱	۳,۷۶
K ₂ O	۰,۳۶	۰,۴۵	۰,۰۵	۰,۴۸	۰,۰۳	۰,۴۷	۰,۰۱	۰,۶۵	۰,۰۷	۰,۴۷	۰,۰۵	۰,۰۵
NiO	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۲
V ₂ O ₃	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
F	۰,۱۷	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۲۱	۰,۰۰	۰,۱۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲
Cl	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۲۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۱۰۱,۳۲	۱۰۱,۸۱	۹۹,۷۶	۱۰۱,۴۷	۱۰۰,۴۴	۱۰۱,۹۶	۱۰۱,۴۴	۹۹,۶۹	۱۰۰,۹۰	۱۰۳,۶۰	۱۰۱,۲۸	۱۰۰,۰۶
Si	۲,۴۸	۲,۵۴	۲,۲۳	۲,۵۳	۲,۲۵	۲,۵۳	۲,۲۳	۲,۶۵	۲,۴۴	۲,۵۳	۲,۴۰	۲,۴۶
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۱,۴۹	۱,۴۴	۱,۷۴	۱,۴۵	۱,۷۲	۱,۴۵	۱,۷۳	۱,۳۴	۱,۵۲	۱,۴۶	۱,۵۶	۱,۴۲
Fe ³⁺	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۹
Fe ²⁺	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Ca	۰,۵۴	۰,۴۸	۰,۷۸	۰,۵۰	۰,۷۷	۰,۴۸	۰,۷۹	۰,۳۸	۰,۶۰	۰,۴۸	۰,۶۱	۰,۶۵
Na	۰,۴۱	۰,۴۵	۰,۲۵	۰,۴۴	۰,۲۸	۰,۴۵	۰,۳۰	۰,۵۳	۰,۴۸	۰,۴۵	۰,۵۲	۰,۳۳
K	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۰
Ni	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
V	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
F	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰
Cl	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Sum	۵,۰۰	۴,۹۷	۵,۰۹	۵,۰۰	۵,۰۴	۴,۹۹	۵,۰۷	۴,۹۷	۵,۰۷	۴,۹۹	۵,۱۰	۴,۹۶
%An	۵۵,۶۷	۵۰,۴۲	۷۵,۱۷	۵۱,۷۲	۷۲,۷۷	۵۰,۲۱	۷۲,۴۵	۴۰,۲۱	۵۴,۹۸	۵۰,۲۱	۵۳,۶۲	۶۵,۸۹
%Ab	۴۲,۱۶	۴۶,۹۵	۲۳,۷۸	۴۵,۴۷	۲۶,۵۸	۴۷,۰۶	۲۷,۳۶	۵۵,۸۹	۴۳,۵۶	۴۷,۰۸	۴۵,۵۰	۳۳,۸۱
%Or	۲,۱۶	۲,۶۳	۱,۰۶	۲,۸۱	۰,۶۶	۲,۷۳	۰,۱۸	۳,۸۹	۱,۴۶	۲,۷۱	۰,۸۸	۰,۳۰



پیروکسن

نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار بررسی شده در جدول ۲ آورده شده است. در نمودار Q-J ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های آذرین مافیک هورنبلنددار در محدوده Quad قرار می‌گیرند (شکل ۶ آ) هم‌چنین در نمودار رده‌بندی Wo-En-Fs [۳۸] نمونه‌های تجزیه شده از نوع کلینوپیروکسن‌های دیوپسید و اوژیت هستند (شکل ۶ ب). میزان Al در ترکیب شیمیایی هورنبلندگابرو از ۰/۰۴ تا ۰/۱۵ (a.p.f.u) و در ترکیب گابرو-دیوریت از ۰/۱۰ تا ۰/۱۶ (a.p.f.u) متغیر است. در نمودار میزان Al در مقابل Ti+Na+Cr [۳۹]، تمام کلینوپیروکسن‌های موجود در دو گروه سنگی در محدوده کلینوپیروکسن‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۶ پ). در نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود در هر دو گروه سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار در محدوده سری ساب‌آلکانل قرار گرفته‌اند (شکل ۶ ت).



شکل ۶. ترکیب شیمیایی پیروکسن سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار در نمودار (آ) J در برابر Q، (ب) نمودار مثلثی Wo-En-Fs، (پ) نمودار Al در مقابل Ti+Na+Cr، (ت) نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی کلینوپیروکسن و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۶ اتم اکسیژن

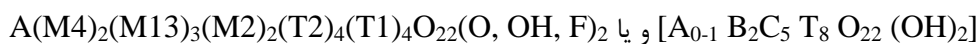
Sample	K-21	K-15	K-02	K-04	K-12	K-13	K-14	K-20	K-21	K-22
Rock	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GD	GD	GD
SiO ₂	۵۴,۲۲	۵۳,۴۵	۵۴,۳۹	۵۲,۷۲	۵۳,۴۴	۵۲,۴۱	۵۲,۹۶	۵۲,۷۴	۵۲,۸۹	۵۳,۱۳
TiO ₂	۰,۹۹	۰,۹۱	۰,۷۳	۱,۱۱	۰,۹۶	۱,۰۵	۰,۸۱	۱,۱۲	۱,۱۳	۰,۸۶
Al ₂ O ₃	۰,۹۹	۰,۹۱	۲,۱۱	۳,۷۸	۳,۲۷	۳,۵۹	۳,۰۲	۴,۱۳	۳,۲۴	۲,۸۷
Cr ₂ O ₃	۰,۱۹	۰,۱۶	۰,۱۱	۰,۰۹	۰,۲۴	۰,۱۴	۰,۱۸	۰,۳۴	۰,۲۳	۰,۲۳
FeO	۶,۳۷	۷,۰۸	۷,۰۴	۷,۱۱	۶,۳۵	۷,۱۷	۶,۸۰	۴,۵۳	۴,۴۱	۴,۴۷
MnO	۰,۰۹	۰,۱۳	۰,۱۹	۰,۱۶	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۲۲	۰,۲۰	۰,۰۷
MgO	۱۵,۵۶	۱۵,۷۲	۱۶,۶۲	۱۵,۰۹	۱۵,۴۴	۱۵,۴۰	۱۵,۴۹	۱۵,۴۲	۱۵,۳۹	۱۵,۸۶
CaO	۲۱,۷۱	۲۱,۱۹	۲۰,۸۶	۲۱,۰۵	۲۱,۵۹	۲۱,۸۳	۲۱,۵۲	۲۱,۲۲	۲۰,۷۵	۲۱,۱۴
Na ₂ O	۰,۳۶	۰,۴۵	۰,۳۱	۰,۳۵	۰,۳۴	۰,۳۸	۰,۳۵	۰,۴۳	۰,۳۷	۰,۳۴
K ₂ O	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳
NiO	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۴
V ₂ O ₃	۰,۱۵	۰,۰۳	۰,۱۰	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۰
F	۰,۱۲	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰
Cl	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۱۰۰,۶۷	۱۰۰,۱۸	۱۰۲,۵۸	۱۰۱,۵۲	۱۰۱,۸۱	۱۰۲,۲۰	۱۰۱,۳۷	۱۰۰,۲۲	۹۸,۶۵	۹۹,۰۴
Si	۱,۹۸	۱,۹۷	۱,۹۵	۱,۹۱	۱,۹۳	۱,۸۹	۱,۹۳	۱,۹۲	۱,۹۵	۱,۹۵
Ti	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲
Al	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۹	۰,۱۶	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۱۴	۰,۱۲
Cr	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Fe ³⁺	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ²⁺	۰,۱۹	۰,۲۰	۰,۲۱	۰,۲۲	۰,۱۹	۰,۱۵	۰,۲۱	۰,۱۴	۰,۱۴	۰,۱۴
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Mg	۰,۸۵	۰,۸۶	۰,۸۹	۰,۸۲	۰,۸۳	۰,۸۳	۰,۸۴	۰,۸۴	۰,۸۵	۰,۸۷
Ca	۰,۸۵	۰,۸۴	۰,۸۰	۰,۸۲	۰,۸۳	۰,۸۴	۰,۸۴	۰,۸۳	۰,۸۲	۰,۸۳
Na	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ni	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
V	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
F	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Cl	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al ^{IV}	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۱۴	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۵
Al ^{VI}	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۸
MolWo	۴۴,۹۲	۴۳,۵۲	۴۴,۵۰	۴۱,۹۲	۴۲,۰۳	۴۴,۱۱	۴۴,۸۵	۴۵,۷۶	۴۵,۳۴	۴۵,۲۲
MolEn	۴۴,۸۰	۴۴,۹۲	۴۷,۵۲	۴۵,۵۲	۴۶,۵۹	۴۴,۰۰	۴۴,۶۳	۴۶,۲۴	۴۶,۷۹	۴۷,۲۰
MolFs	۱۰,۲۷	۱۱,۵۶	۷,۹۸	۱۲,۵۶	۱۱,۲۷	۱۱,۸۹	۱۰,۵۳	۸,۰۰	۷,۸۷	۷,۵۸

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه ریز پردازش الکترونی کانی کلینوپیروکسن و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۶ اتم اکسیژن

Sample	K-06	K-07	K-08	K-13	K-14	K-16	K-27	K-53	K-54
Rock	GB	GB	HG	HG	HG	HG	HG	HG	HG
SiO ₂	۵۳.۷۹	۵۲.۶۰	۵۳.۱۲	۵۴.۲۶	۵۳.۵۶	۵۳.۵۸	۵۴.۴۳	۵۳.۴۶	۵۲.۷۵
TiO ₂	۰.۸۷	۱.۴۳	۱.۱۸	۰.۹۱	۰.۸۸	۰.۸۹	۰.۹۶	۰.۸۶	۰.۷۷
Al ₂ O ₃	۲.۵۵	۲.۹۷	۳.۲۹	۲.۶۱	۲.۷۵	۲.۶۲	۲.۱۹	۳.۱۰	۲.۹۶
Cr ₂ O ₃	۰.۱۹	۰.۰۷	۰.۲۸	۰.۰۲	۰.۱۹	۰.۱۲	۰.۰۵	۰.۸۱	۰.۶۰
FeO	۵.۵۸	۷.۴۱	۵.۳۱	۵.۱۲	۴.۵۸	۴.۶۶	۶.۴۷	۴.۴۸	۴.۶۴
MnO	۰.۱۱	۰.۲۳	۰.۱۸	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۰۶	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۲۱
MgO	۱۶.۳۴	۱۴.۱۰	۱۵.۴۴	۱۵.۸۵	۱۵.۹۵	۱۵.۸۱	۱۴.۹۵	۱۵.۷۵	۱۶.۴۹
CaO	۲۱.۳۱	۲۱.۰۲	۲۱.۴۸	۲۱.۲۱	۲۱.۱۹	۲۱.۵۴	۲۰.۵۱	۲۰.۸۹	۲۱.۰۶
Na ₂ O	۰.۲۵	۰.۳۸	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۲۶	۰.۲۷	۰.۳۴	۰.۳۱	۰.۳۱
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۳
NiO	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۹
V ₂ O ₃	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۰
F	۰.۰۸	۰.۱۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۱	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶
Cl	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۰۳	۰.۰۲
Total	۱۰۱.۱۵	۱۰۰.۳۱	۱۰۰.۷۴	۱۰۰.۵۷	۹۹.۵۹	۹۹.۶۱	۱۰۰.۲۱	۹۹.۹۶	۹۹.۹۶
Si	۱.۹۵	۱.۹۴	۱.۹۳	۱.۹۷	۱.۹۶	۱.۹۶	۱.۹۹	۱.۹۵	۱.۹۳
Ti	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲
Al	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۱۳	۰.۱۳
Cr	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۲
Fe ³⁺	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ²⁺	۰.۱۷	۰.۲۳	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۲۰	۰.۱۴	۰.۱۴
Mn	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Mg	۰.۸۸	۰.۷۷	۰.۸۴	۰.۸۶	۰.۸۷	۰.۸۶	۰.۸۱	۰.۸۶	۰.۹۰
Ca	۰.۸۳	۰.۸۳	۰.۸۴	۰.۸۲	۰.۸۳	۰.۸۴	۰.۸۰	۰.۸۲	۰.۸۳
Na	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ni	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
V	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
F	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
Cl	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ^{IV}	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۷
Al ^{VI}	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۶
MolWo	۴۳.۹۵	۴۵.۱۰	۴۵.۴۶	۴۴.۷۹	۴۵.۰۳	۴۵.۶۱	۴۴.۱۱	۴۴.۹۹	۴۴.۰۷
MolEn	۴۶.۸۹	۴۲.۱۰	۴۵.۴۷	۴۶.۵۷	۴۷.۱۷	۴۶.۵۸	۴۴.۷۴	۴۷.۲۰	۴۸.۰۱
MolFs	۹.۱۶	۱۲.۸۰	۹.۰۷	۸.۶۴	۷.۸۰	۷.۸۰	۱۱.۱۵	۷.۸۰	۷.۹۳

آمفیبول

آمفیبول مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه حرجند است. نتایج حاصل از تجزیه‌های ریزپردازش‌گر الکترونی و فرمول ساختاری این کانی براساس ۲۳ اتم اکسیژن در جدول ۳ آورده شده است. فرمول عمومی آمفیبول بدین صورت است:



در فرمول عمومی کانی آمفیبول موقعیت A خالی است [۴۰].

جدول ۳. نتایج تجزیه ریز پردازش الکترونی کانی آمفیبول و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۲۳ اتم اکسیژن

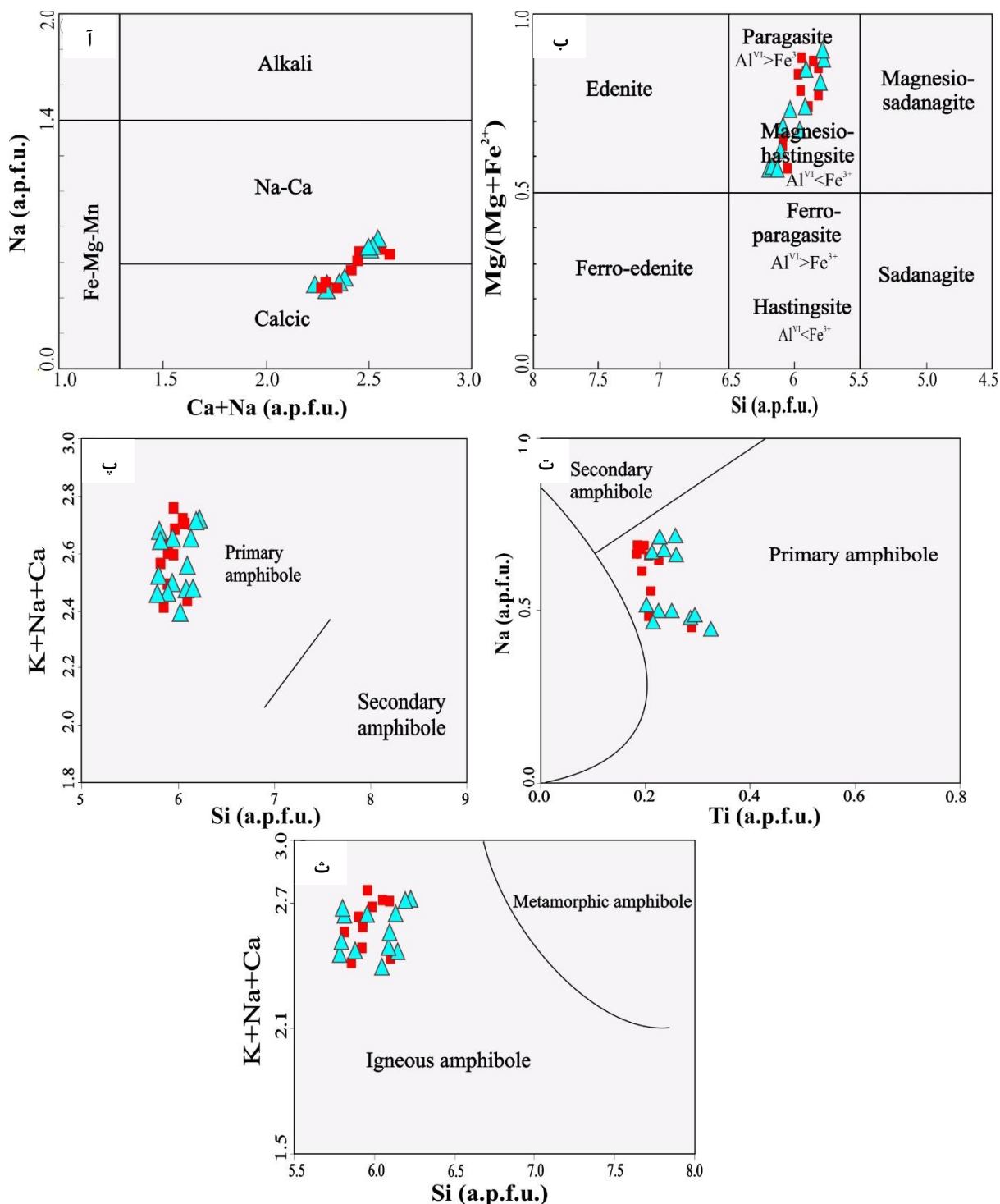
Sample	D-01	D-02	D-04	D-06	D-09	D-12	D-09	D-14	D-22	D-31	D-14	D-18
Rock	HG	HG	HG	HG	HG	HG	HG	HG	HG	HG	HG	HG
SiO ₂	۴۰.۲۴	۴۲.۰۳	۴۰.۱۸	۴۲.۲۱	۴۲.۰۰	۴۱.۶۹	۴۰.۶۲	۴۱.۳۷	۴۱.۴۶	۴۱.۲۰	۴۲.۴۹	۴۲.۷۰
TiO ₂	۲.۷۲	۱.۹۶	۲.۳۸	۲.۰۰	۲.۲۸	۲.۰۴	۳.۰۳	۲.۶۶	۱.۸۲	۲.۲۳	۲.۳۳	۲.۰۸
Al ₂ O ₃	۱۵.۲۸	۱۳.۴۸	۱۵.۹۵	۱۳.۷۰	۱۲.۵۲	۱۳.۴۷	۱۵.۸۳	۱۵.۵۱	۱۳.۳۰	۱۵.۶۹	۱۲.۵۱	۱۲.۶۰
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۵
Fe ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
FeO	۱۰.۵۸	۱۸.۱۶	۱۱.۱۴	۱۶.۹۶	۱۸.۶۶	۱۵.۹۵	۱۰.۸۲	۱۰.۷۳	۱۶.۹۴	۱۱.۳۲	۱۷.۲۲	۱۷.۹۸
MnO	۰.۰۴	۰.۳۲	۰.۱۲	۰.۴۳	۰.۳۶	۰.۲۵	۰.۰۵	۰.۱۵	۰.۳۶	۰.۱۵	۰.۴۵	۰.۳۸
MgO	۱۴.۰۲	۹.۴۹	۱۳.۲۴	۱۰.۷۰	۹.۶۳	۱۰.۸۸	۱۳.۷۷	۱۳.۸۴	۹.۹۶	۱۴.۲۱	۹.۷۴	۹.۸۹
CaO	۱۲.۲۶	۱۱.۶۷	۱۱.۹۸	۱۱.۵۶	۱۱.۵۱	۱۱.۶۳	۱۲.۱۴	۱۲.۰۲	۱۱.۹۰	۱۲.۰۲	۱۱.۶۴	۱۱.۷۸
Na ₂ O	۱.۷۲	۲.۳۴	۲.۳۴	۱.۶۶	۱.۷۵	۱.۷۵	۱.۵۹	۱.۷۱	۱.۷۹	۲.۴۵	۲.۵۱	۲.۵۱
K ₂ O	۰.۷۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۱	۰.۸۸	۰.۸۶	۰.۸۹	۰.۸۲	۰.۸۷	۰.۸۰	۰.۹۱	۰.۹۱
NiO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۱
V ₂ O ₃	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۱۸	۰.۰۰	۰.۱۱	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۰
F	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۱	۰.۰۷	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۱۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۰
Cl	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۲	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۱۰	۰.۱۰
Total	۹۷.۷۰	۱۰۰.۴۴	۹۸.۳۰	۱۰۰.۳۵	۹۹.۹۰	۹۸.۶۴	۹۸.۹۲	۹۸.۸۷	۹۸.۵۶	۱۰۰.۳۹	۱۰۰.۱۱	۱۰۱.۰۷
Si	۵.۷۹	۶.۱۳	۵.۸۰	۶.۰۴	۶.۱۲	۶.۰۹	۵.۷۸	۵.۸۹	۶.۱۰	۵.۸۱	۶.۲۲	۶.۲۰
Ti	۰.۲۹	۰.۲۲	۰.۲۶	۰.۲۲	۰.۲۵	۰.۲۲	۰.۳۲	۰.۲۹	۰.۲۰	۰.۲۴	۰.۲۶	۰.۲۳
Al	۲.۵۹	۲.۳۲	۲.۷۲	۲.۳۱	۲.۱۵	۲.۳۲	۲.۶۵	۲.۶۰	۲.۳۱	۲.۶۱	۲.۱۶	۲.۱۶
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱
Fe ³⁺	۰.۸۹	۰.۵۴	۰.۶۴	۱.۱۵	۰.۹۱	۰.۸۰	۰.۸۵	۰.۷۴	۰.۸۴	۰.۸۱	۰.۴۰	۰.۴۷
Fe ²⁺	۰.۳۸	۱.۶۷	۰.۷۱	۰.۸۸	۱.۳۷	۱.۱۵	۰.۴۳	۰.۵۴	۱.۲۴	۰.۵۳	۱.۷۱	۱.۷۲
Mn	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۰۵
Mg	۳.۰۱	۲.۰۶	۲.۸۵	۲.۲۸	۲.۰۹	۲.۳۷	۲.۹۲	۲.۹۴	۲.۱۸	۲.۹۹	۲.۱۳	۲.۱۴
Ca	۱.۸۹	۱.۸۲	۱.۸۵	۱.۷۷	۱.۸۰	۱.۸۲	۱.۸۵	۱.۸۳	۱.۸۸	۱.۸۲	۱.۸۳	۱.۸۳
Na	۰.۴۸	۰.۶۶	۰.۶۶	۰.۴۶	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۴۴	۰.۴۷	۰.۵۱	۰.۶۷	۰.۷۱	۰.۷۱
K	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۷
Ni	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
V	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
F	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Cl	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ^{IV}	۲.۲۱	۱.۸۷	۲.۲۰	۱.۹۶	۱.۸۸	۱.۹۱	۲.۲۲	۲.۱۱	۱.۹۰	۲.۱۹	۱.۷۸	۱.۸۰
Al ^{VI}	۰.۳۸	۰.۴۵	۰.۵۲	۰.۳۵	۰.۲۷	۰.۴۱	۰.۴۳	۰.۴۹	۰.۴۰	۰.۴۲	۰.۳۸	۰.۳۶
XNaM ₄	۰.۰۷	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۱۰
Mg#	۰.۷۰	۰.۴۸	۰.۶۸	۰.۵۳	۰.۴۸	۰.۵۵	۰.۶۹	۰.۷۰	۰.۵۱	۰.۶۹	۰.۵۰	۰.۵۰

ادامهٔ جدول ۳. نتایج تجزیه‌ریز پردازش الکترونی کانی آمفیبول و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۲۳ اتم اکسیژن

Sample	D-27	D-34	D-26.	D-22	D-23	D-15	D-41	D-31	D-04	D-13	D-19	D-09
Rock	HG	GD	GD	GD	GD	GD	GB	GB	GB	GB	GD	GD
SiO ₂	۴۰.۵۸	۳۹.۵۴	۴۰.۶۵	۴۱.۳۵	۳۹.۶۳	۴۱.۹۶	۴۰.۸۵	۴۱.۵۱	۴۱.۰۹	۴۱.۰۸	۴۱.۴۵	۴۱.۹۸
TiO ₂	۱.۶۵	۱.۹۲	۱.۹۱	۱.۷۳	۱.۶۶	۱.۸۴	۱.۷۰	۱.۸۰	۲.۰۷	۲.۶۷	۲.۷۱	۱.۹۰
Al ₂ O ₃	۱۴.۶۱	۱۵.۷۸	۱۴.۷۶	۱۴.۰۳	۱۳.۴۸	۱۴.۷۱	۱۵.۴۳	۱۴.۴۹	۱۵.۰۴	۱۴.۵۰	۱۵.۳۲	۱۳.۶۷
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲
Fe ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
FeO	۱۶.۷۳	۱۳.۱۰	۱۴.۰۵	۱۴.۶۶	۱۷.۰۶	۱۱.۴۳	۱۳.۸۹	۱۱.۷۰	۱۰.۲۸	۱۱.۴۲	۱۱.۲۷	۱۷.۴۳
MnO	۰.۳۷	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۴۰	۰.۳۲	۰.۰۵	۰.۱۲	۰.۱۹	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱۹	۰.۳۴
MgO	۹.۵۹	۱۱.۶۹	۱۱.۹۱	۱۰.۸۳	۹.۰۷	۱۳.۸۶	۱۱.۹۵	۱۳.۶۷	۱۳.۵۴	۱۳.۵۸	۱۴.۰۷	۱۰.۰۵
CaO	۱۱.۵۷	۱۱.۷۹	۱۱.۵۴	۱۱.۸۵	۱۱.۲۹	۱۲.۱۰	۱۱.۷۹	۱۱.۹۷	۱۲.۵۵	۱۲.۲۴	۱۲.۰۱	۱۱.۵۶
Na ₂ O	۲.۳۵	۱.۹۵	۲.۳۴	۲.۳۸	۲.۳۳	۲.۴۸	۲.۳۷	۲.۲۱	۲.۳۰	۱.۶۲	۱.۶۵	۱.۷۲
K ₂ O	۰.۸۴	۰.۸۱	۰.۷۴	۰.۸۸	۰.۹۱	۰.۸۵	۰.۸۰	۰.۸۴	۰.۸۸	۰.۷۸	۰.۸۱	۰.۸۲
NiO	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
V ₂ O ₃	۰.۱۲	۰.۰۷	۰.۱۴	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۰۸	۰.۰۱	۰.۰۴
F	۰.۲۰	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۱۲	۰.۰۶	۰.۱۹	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۴
Cl	۰.۲۰	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۱۰	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۶
Total	۹۸.۷۴	۹۶.۹۳	۹۸.۳۳	۹۸.۲۳	۹۵.۹۱	۹۹.۵۶	۹۹.۰۸	۹۸.۵۸	۹۸.۰۱	۹۸.۰۹	۹۹.۵۱	۹۹.۶۰
Si	۵.۹۵	۵.۸۱	۵.۹۲	۶.۰۸	۶.۰۵	۵.۹۷	۵.۹۰	۵.۹۴	۵.۹۶	۵.۹۱	۵.۸۶	۶.۱۰
Ti	۰.۱۸	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۲۰	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۲۳	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۱
Al	۲.۵۲	۲.۷۳	۲.۵۳	۲.۴۳	۲.۴۳	۲.۴۷	۲.۶۳	۲.۴۴	۲.۵۷	۲.۴۶	۲.۵۵	۲.۳۴
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ³⁺	۱.۰۱	۰.۸۶	۰.۷۸	۰.۵۷	۰.۶۱	۰.۷۶	۰.۷۸	۱.۰۰	۰.۴۳	۰.۸۳	۰.۹۰	۰.۸۳
Fe ²⁺	۱.۰۵	۰.۷۶	۰.۹۴	۱.۲۳	۱.۵۷	۰.۶۰	۰.۹۰	۰.۴۰	۰.۸۱	۰.۵۵	۰.۴۳	۱.۲۹
Mn	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۴
Mg	۲.۱۰	۲.۵۶	۲.۵۹	۲.۳۷	۲.۰۶	۲.۹۴	۲.۵۷	۲.۹۲	۲.۹۳	۲.۹۱	۲.۹۶	۲.۱۸
Ca	۱.۸۲	۱.۸۶	۱.۸۰	۱.۸۷	۱.۸۵	۱.۸۴	۱.۸۲	۱.۸۴	۱.۹۵	۱.۸۹	۱.۸۲	۱.۸۰
Na	۰.۶۷	۰.۵۶	۰.۶۶	۰.۶۸	۰.۶۹	۰.۶۸	۰.۶۶	۰.۶۱	۰.۶۵	۰.۴۵	۰.۴۵	۰.۴۸
K	۰.۱۶	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۵
Ni	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
V	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱
F	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲
Cl	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲
Al ^{IV}	۲.۰۵	۲.۱۹	۲.۰۸	۱.۹۲	۱.۹۵	۲.۰۳	۲.۱۰	۲.۰۶	۲.۰۴	۲.۰۹	۲.۱۴	۱.۹۰
Al ^{VI}	۰.۴۷	۰.۵۵	۰.۴۵	۰.۵۱	۰.۴۸	۰.۴۳	۰.۵۲	۰.۳۸	۰.۵۳	۰.۳۷	۰.۴۱	۰.۴۴
XNaM ₄	۰.۱۷	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۱۱
Mg#	۰.۵۱	۰.۶۱	۰.۶۰	۰.۵۷	۰.۴۹	۰.۶۸	۰.۶۱	۰.۶۸	۰.۷۰	۰.۶۸	۰.۶۹	۰.۵۱

براساس نمودارهای Si در برابر (Ca + Na + K) [۴۱] و Ti در برابر Na [۴۲] تمام آمفیبول‌های تجزیه شده در محدوده آمفیبول‌های اولیه قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ و ت) که براساس نمودار Si (۵/۷۹ تا ۶/۲۲) و مجموع Ca+Na+K (۲/۳۸ تا ۲/۷۶) نمونه‌های آمفیبول موجود در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه خرجند از انواع آذرین است (شکل ۷ ث). با توجه به نسبت $^{B}Ca/^{B}(Ca+Na)$ (بیش‌تر از ۰/۵۷) و میانگین این نسبت (۰/۷۶) و براساس تقسیم‌بندی [۴۳]، آمفیبول‌های بررسی شده از انواع کلسیک است. هم‌چنین براساس میزان Na

(بین ۰/۴۴ تا ۰/۷۱) و میزان Na+Ca (از ۲/۲۳ تا ۲/۶۰) در محدوده آمفیبول‌های کلسیک تا سدیک-کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۷ آ)، [۴۴]. در نمودار Si در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ تمام سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار با توجه به میزان $(Al^{IV} < Fe^{3+})$ ترکیب شیمیایی مگنیوهاستنگزیت دارند (شکل ۷ ب).



شکل ۷. آ، ب) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)، پ) نمودار Si در برابر $(Ca + Na + K)$ ، ت) نمودار Ti در برابر Na، ث) نمودار Si در برابر $(Ca + Na + K)$

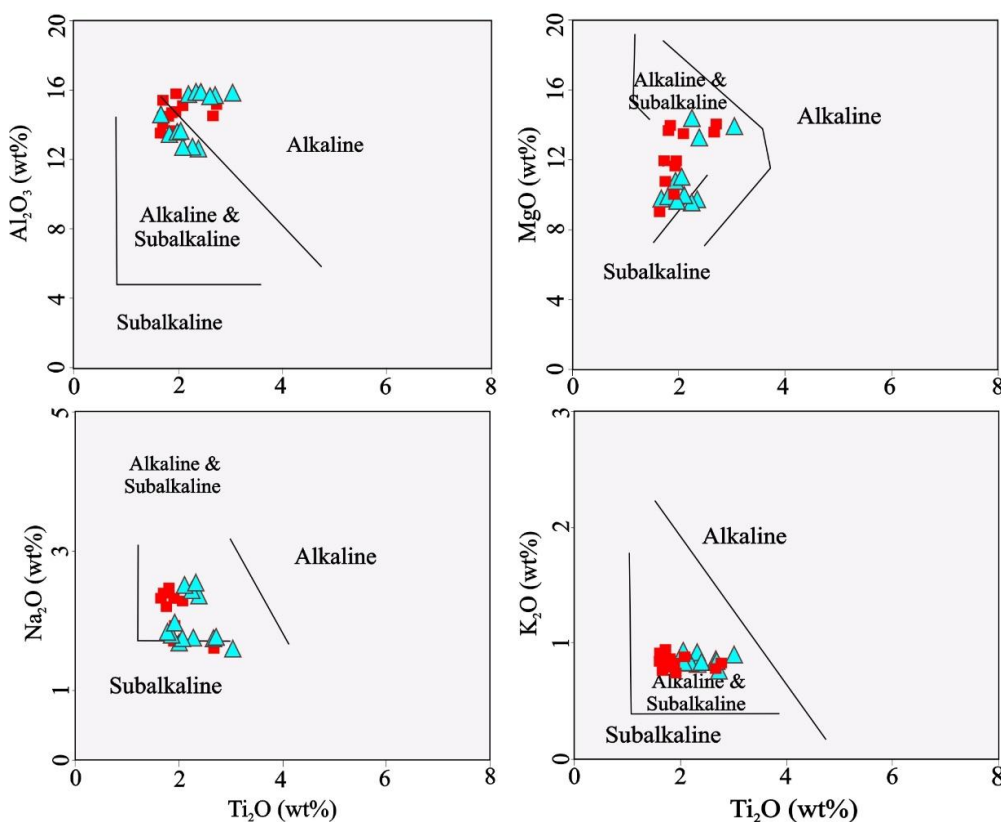
ماهیت ماگما

ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌ها با ترکیب شیمیایی کانی‌های آنها مرتبط است [۴۵]، [۴۶]. آمفیبول‌های با ماهیت آکالن در مقایسه با آمفیبول‌های با ماهیت ساب آکالن میزان TiO_2 ، Na_2O و K_2O ، Al_2O_3 بیش‌تری دارند [۴۷]، [۴۸]. آمفیبول‌های تجزیه شده دارای TiO_2 بین ۱/۶۵ تا ۳/۰۳ درصد وزنی، Al_2O_3 بین ۱۲/۵۲ تا ۱۵/۷۸ درصد وزنی و Na_2O بین ۱/۶۲ تا ۲/۵۱ درصد وزنی هستند. براساس میزان TiO_2 در مقابل MgO ، Na_2O ، Al_2O_3 و K_2O (Molina et al., 2009) ماهیت ماگمای سازنده آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه آکالن تا ساب‌آکالن است (شکل ۸). پایداری آمفیبول به‌میزان آب مذاب بستگی دارد [۴۹]. وجود آمفیبول و نبود ارتوپروکسن در سنگ‌ها بیان‌گر بیش از ۳ درصد آب در ماگما اولیه بوده است، میزان آب ماگما را با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول، براساس این روابط می‌توان تخمین زد [۱۱]:

$$\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} = 5.215\text{Al}^{\text{VI}*} + 12.28$$

$$\text{Al}^{\text{VI}*} = \text{Al}^{\text{VI}} + (\text{Al}^{\text{IV}}/13.9) - ((\text{Si} + \text{Ti})/5) - (\text{CFe}^{2+}/3) - (\text{Mg}/1.7) + ((\text{Ca}^{\text{B}} + \text{Ca}^{\text{A}})/1.2) + (\text{Na}^{\text{A}}/2.7) - 1.5\text{K} - (\text{Fe}/1.6)$$

طبق محاسبات، ماگمای در حین تبلور آمفیبول دارای ۳/۰۸ تا ۶/۵۶ درصد (میانگین ۴/۶۱) آب بوده است. با توجه به مقادیر $\text{Mg}\#$ (محاسبه شده برای نمونه‌های بررسی شده بین ۰/۵ تا ۰/۷ و میانگین ۰/۶) به‌عنوان شاخصی از منشأ گوشته‌ای ($\text{Mg}\# > 0.7$) و یا پوسته‌ای ($\text{Mg}\# < 0.7$) ماگما [۵۰]، [۵۱]، ماگمای تشکیل‌دهنده آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه خرجند مخلوطی از مواد گوشته و پوسته است.



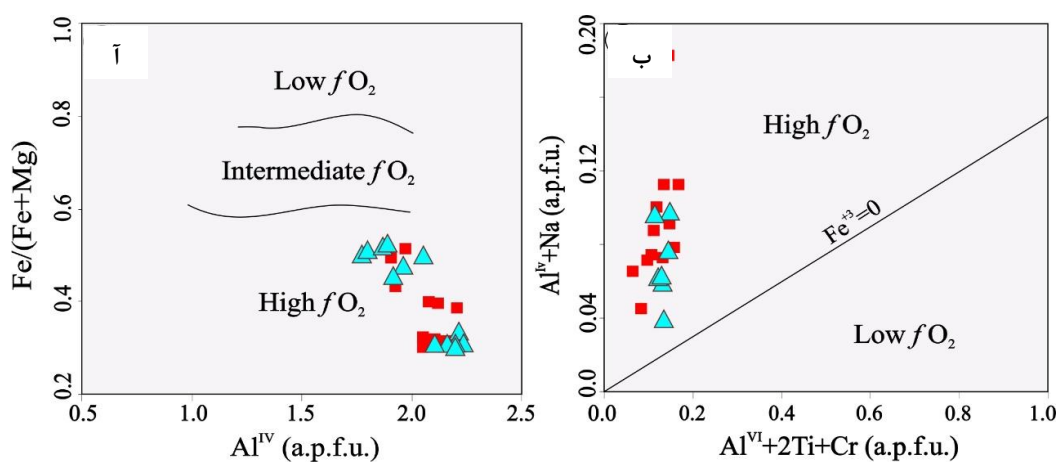
شکل ۸. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در نمودارهای TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ، Na_2O ، MgO و K_2O

فوگاسیته اکسیژن

براساس ترکیب شیمیایی پیروکسن و آمفیبول می‌توان فوگاسیته اکسیژن ماگما را تخمین زد، میزان Fe^{3+} و Al^{IV} در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها با فوگاسیته اکسیژن ارتباط مستقیم دارد، به طوری که با افزایش فوگاسیته اکسیژن محیط، میزان نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} بیش‌تری در شبکه بلور آمفیبول جای‌گزین می‌شود [۵۲]. از طرفی هرچه نسبت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در ترکیب شیمیایی آمفیبول بیش‌تر باشد؛ نشان‌دهنده میزان فوگاسیته اکسیژن پایین محیط است [۴۹]، [۵۳]. میزان $Fe\#$ نیز تعیین‌کننده میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما است [۵۳]. میزان $Fe\#$ بین ۰ تا ۰/۶ بیان‌گر فوگاسیته زیاد اکسیژن، میزان $Fe\#$ بین ۰/۶ تا ۰/۸ بیان‌گر فوگاسیته متوسط و میزان $Fe\#$ برابر ۱ بیان‌گر فوگاسیته اندک است. میزان $Fe\#$ در آمفیبول‌های تجزیه شده بین ۰/۳ تا ۰/۵ است که نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن زیاد ماگما است. از روش‌های دیگر ارزیابی فوگاسیته اکسیژن استفاده از ترکیب کنیایی آمفیبول‌هایی است که دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg) > 1/3$ و $Al^{IV} > 0.75$ هستند [۵۳]. در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های بررسی شده نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ بین ۰/۳۰ تا ۰/۵۲ متغیر است. هم‌چنین میزان Al^{IV} از ۱/۷۸ تا ۲/۲۲ متغیر است. در نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} [۵۳] تمام نمونه‌ها در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار می‌گیرند (شکل ۹ آ). با افزایش فوگاسیته اکسیژن کانی آمفیبول در حال تفریق و تبلور از ماگمای اولیه به‌طور مداوم از منیزیم غنی‌تر می‌شود [۵۴]، بنابراین زیاد بودن میزان Mg در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های بررسی شده بیان‌گر زیاد بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه بررسی شده است. هم‌چنین با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول میزان فوگاسیته اکسیژن را براساس این رابطه می‌توان محاسبه کرد [۵۵].

$$\text{Log}fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T$$

مقدار فوگاسیته اکسیژن محاسبه شده نمونه‌ها در محدوده ۱۶/۶۸- تا ۲۰/۹۹- بار و میانگین ۱۸/۵۳- بار را برای آمفیبول‌های منطقه نشان‌دهنده فوگاسیته زیاد اکسیژن است. از طرف دیگر، حضور کانی اسفن، اسفن لوکوسن و اکسیدهای آهن در بیش‌تر مقاطع نمونه‌های منطقه بررسی شده خود بیان‌گر فوگاسیته اکسیژن زیاد [۵۶] ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه حرجند است. هم‌چنین قرارگیری نمونه‌های کانی پیروکسن در در فاصله زیاد بالای خط $Fe^{3+}=0$ [۵۷]، [۵۸] در نمودار دو تایی $Na + Al^{IV}$ در برابر $2Ti + Cr + Al^{VI}$ (شکل ۹ ب) بیان‌گر فوگاسیته اکسیژن زیاد در حین تبلور کانی پیروکسن است.



شکل ۹. آ) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها بر روی نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} (ب) ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن روی نمودار مجموع $Na + Al^{IV}$ در برابر $2Ti + Cr + Al^{VI}$

ژئوترموبارومتري

دماسنجی با استفاده از زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز

یکی از روش‌های معمول ژئوترمومتري توده‌های نفوذی استفاده از زوج کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز است [۱۰]، [۱۵۹]. زیرا کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در بیش‌تر نمونه‌ها در حال تعادل با هم هستند، ابتدا از دماسنج زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز برای ارزیابی دما در طول تبلور گابرو-دیوریت منطقه خرچند کرمان استفاده شد. در این روش برای اندازه‌گیری دما باید از آمفیبول‌هایی استفاده کرد که با کانی‌های پلاژیوکلاز دارای مرزهای عادی و بدون حاشیه واکنشی (اکتینولیتی) باشند [۶۰]. هم‌چنین استفاده از این ترمومتر در سنگ‌های فاقد کوآتز باید مقدار $X_{M_4 Na}$ در ترکیب آمفیبول (>0.03)، مقادیر Al^{VI} (<1.8) و میزان Si بین ۶ تا ۷/۷ (a.p.f.u) باشد. بر اساس نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای مربوط به آمفیبول (جدول ۳)، برای دماسنجی از زوج مگنزیوهایستنگزیت هم‌زیست با پلاژیوکلازی استفاده شد که در تعادل با هم و بدون حاشیه واکنشی بودند برای دماسنجی این رابطه را پیشنهاد دادند:

$$T = \{(0.677P(kbr) - 48.98 + Y_{Ab}) / (-0.0429 - 0.008314 \ln K)\} \text{ and } K = \{(Si-4) / (8-Si)\} \\ X_{Ab}^{Plag}$$

در این رابطه T دمای برحسب درجه کلوین، Si تعداد کاتیون سیلیسیم در فرمول ساختاری آمفیبول، P فشار برحسب کیلوبار، X_{Ab}^{Plag} درصد مولی آلبیت در پلاژیوکلاز و مقدار Y_{Ab} از این روابط به دست می‌آید:

$$X_{Ab} > 0.5, Y_{Ab} = 0$$

$$X_{Ab} < 0.5, Y = -8.06 + 25.5(1 - X_{Ab})^2$$

دمای آمفیبول و پلاژیوکلازهای در حال تعادل محاسبه شده براساس روش زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز در گابرو-دیوریت منطقه خرچند محدوده دمایی ۷۹۳ تا ۸۹۶ (میانگین ۸۴۴) درجه سانتی‌گراد را نشان داد.

دماسنجی با استفاده از روش اوتن (۱۹۸۴) و کلمبی (۱۹۸۹)

برخی محققان با استفاده از میزان کاتیون Ti در ترکیب ساختاری آمفیبول به عنوان دماسنج استفاده کرده‌اند [۶۱]، [۶۲]. با افزایش دما مقدار Ti در جای‌گاه M_2 آمفیبول افزایش می‌یابد [۶۳]. از این رو استفاده از مقدار Ti در ترکیب ساختاری آمفیبول به عنوان دماسنج مفید است.

اوتن^۱ (۱۹۸۴) معتقد است [۶۱]، در صورت وجود کانی‌های تیتان دار از جمله اسفن یا ایلمنیت در سنگ، می‌توان از دماسنج میزان کاتیون Ti در ترکیب ساختاری آمفیبول برای دماسنجی استفاده کرد. با توجه به حضور کانی‌های تیتانیوم‌دار از جمله اسفن و اسفن‌لوکوسم در سنگ‌هایی سنگ‌های مافیک هورنبلنددار بررسی شده، استفاده از دماسنج میزان کاتیون Ti در ترکیب ساختاری آمفیبول برای دماسنجی استفاده شد. میزان Ti در ترکیب آمفیبول‌های موجود در هر دو گروه سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار بررسی شده از ۲ تا ۵ (a.p.f.u) در تغییر است (جدول ۳). محاسبه دمای تبلور آمفیبول با استفاده از این روش برپایه فرمول زیر است [۶۱]:

$$T(^{\circ}C) = 1204 Ti + 490$$

براساس این روش، محدوده دمایی ۷۱۳ تا ۸۸۰ با میانگین ۷۶۹ درجه سانتی‌گراد برای هر دو گروه گابرو منطقه

مورد بررسی محاسبه شد.

کلمبی^۱ (۱۹۸۹) روش دماسنجی معرفی کرد که مانند روش قبلی وابسته به میزان Ti در فرمول ساختاری آمفیبول است [۶۲]. بدین صورت که اگر میزان Ti در فرمول ساختار آمفیبول کمتر از ۰/۰۸ (a.p.f.u) باشد دما از این رابطه محاسبه می‌شود:

$$T(^{\circ}\text{C}) = (2816 * \text{Ti}) + 445$$

اما اگر میزان Ti در فرمول ساختاری آمفیبول بیش‌تر از ۰/۰۸ (a.p.f.u) باشد دما بدین صورت محاسبه می‌شود:

$$T(^{\circ}\text{C}) = (980 * \text{Ti}) + 600$$

با توجه به مقادیر Ti ($\text{Ti} > 0.08$) در ترکیب آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه حرجند کرمان و استفاده از فرمول دوم، دمای تبلور آمفیبول در هورنبلند گابروها و گابرو-دیوریت‌های منطقه حرجند کرمان برپایه روش دماسنجی از ۷۸۱ تا ۸۸۸ درجه سانتی‌گراد متغیر است [۶۲].

فشارسنجی

میزان Al در ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول تأثیر به‌سزایی در تعیین فشار و عمق جای‌گزینی توده‌های نفوذی دارد [۶۴]. پژوهش‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهند مقدار Al با افزایش فشار در ترکیب آمفیبول افزایش می‌یابد [۱۳]. براین اساس محققان با استفاده از محتوای Al در ترکیب شیمیایی این کانی، دما و فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین را ارزیابی می‌کنند

برای بررسی فشار تشکیل آمفیبول در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه حرجند از چند روش پیشنهادی براساس میزان Al موجود در آمفیبول استفاده شد [۱۱]، [۵۹]، [۵۳]، [۶۵].

طبق روش‌های فشارسنجی زیر، بین Al در ترکیب آمفیبول و فشار تبلور رابطه خطی وجود دارد.

$$P(\text{kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{Al}^{\text{total}}, r^2 = 0.97 \text{ (Hollister et al., 1987) [66]}$$

$$P(\text{kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}^{\text{total}}, r^2 = 0.99 \text{ (Schmidt, 1992) [67]}$$

$$P(\text{kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{Al}^{\text{total}}, r^2 = 0.80 \text{ (Hammarstrom and Zen, 1986) [13]}$$

نتایج محاسبه فشار به روش‌های فوق نزدیک هم بوده است، در تمام روش‌ها فشار تبلور آمفیبول نزدیک به هم و فشار تبلور را بین ۷/۳ تا ۹/۴ (میانگین ۸/۷) کیلو بار برآورد می‌کنند. جونز^۲ و رادفورد^۳ (۱۹۸۹) براساس میزان Al در ترکیب آمفیبول فرمول محاسباتی زیر را برای محاسبه فشار تشکیل آمفیبول پیشنهاد دادند [۶۸]:

$$P(\pm 0.5 \text{kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{Al}^{\text{total}}, r^2 = 0.99$$

محاسبات انجام شده براساس معادله مذکور فشار تبلور آمفیبول در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه حرجند را از ۶/۵ تا ۷/۹ با میانگین ۷/۱ کیلو بار نشان می‌دهد.

موج^۴ و همکاران (۲۰۱۶) رابطه زیر را برای تخمین فشار با استفاده از Al^{total} در آمفیبول‌های سنگ‌های ماگمایی ارائه کردند [۶۹]:

$$P(\text{kbar}) = 0.5 + 0.331 \text{Al} + 0.995 \text{Al}^2$$

1. Colombi
2. Johnson
3. Rutherford
4. Mutch

با استفاده از این روش، فشار به‌دست آمده برای تبلور آمفیبول در سنگ‌ها منطقه ۶/۵ تا ۸/۸ کیلو بار و میانگین ۷/۳ کیلو بار است [۶۹].

در تمام روش‌های ژئوبارومتري مذکور برای تخمین فشار در محیط تبلور آمفیبول فقط به‌میزان Al در ترکیب شیمیایی نسبت داده شده است و به دیگر عوامل ترمودینامیکی تبلور از جمله دما و فوگاسیته اکسیژن مورد توجه نبوده است. از طرفی اندرسون^۱ و اسمیت^۲ [۵۳] معتقدند که میزان این عنصر در ترکیب شیمیایی آمفیبول علاوه بر فشار به دمای محیط تبلور و نیز فوگاسیته اکسیژن نیز بستگی دارد. بدین ترتیب این معادله را برای محاسبه فشار محیط تبلور آمفیبول پیشنهاد دادند:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{total}} - \{(T [^\circ \text{C}] - 675)/85\} * \{0.53 \text{ Al}^{\text{total}} + 0.005294 * (T [^\circ \text{C}] - 675)\} r^2 = 0.99$$

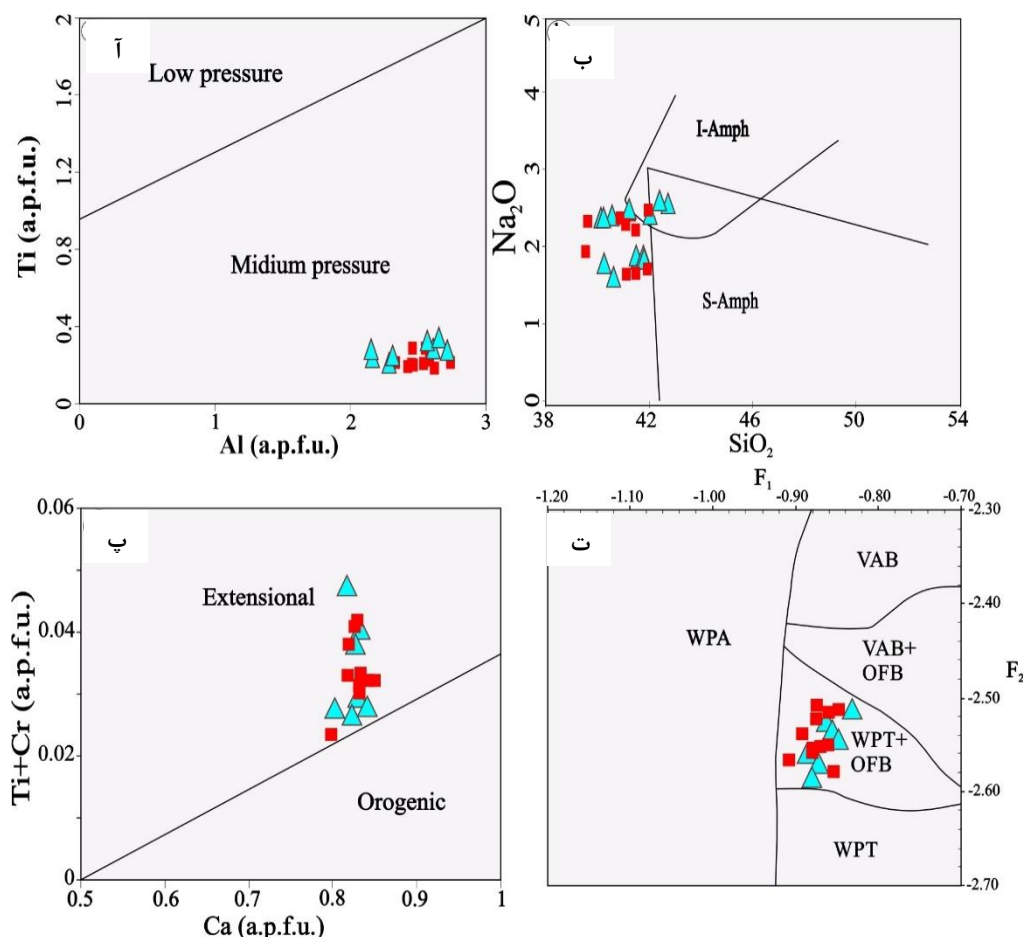
این روش در دمای ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۵ تا ۸ کیلو بار کارایی بهتر و خطا کم‌تری نسبت به سایر روش‌ها دارد [۷۰]. براساس این روش، فشار تبلور آمفیبول در نمونه‌های بررسی شده بین ۶/۵ تا ۸/۳ (میانگین ۷/۲) کیلو بار است. میزان Al_2O_3 و TiO_2 در ترکیب آمفیبول‌های کلسیک با افزایش دما و فشار تبلور افزایش می‌یابد، اما مقدار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 کم‌تر تغییر می‌کند [۷۱]. براساس نمودار میزان Ti در فرمول ساختاری آمفیبول در برابر Al [۷۲]، نمونه‌های بررسی شده در محدوده آمفیبول‌های فشار متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ آ). به‌طور معمول با استفاده از فشار تبلور محاسبه شده آمفیبول در سنگ‌های آذرین، عمق جای‌گزینی توده را می‌توان تخمین زد [۷۳]. [۷۴]. با توجه به این که میانگین چگالی پوسته قاره‌ای (2.73 kg/cm^3) است، بنابراین عمق جای‌گزینی توده‌های سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه خرجند حدود ۲۳ تا ۳۰ کیلومتری است و این نتیجه با عمق تبلور در پوسته تحتانی سازگاری دارد [۷۵]. هم‌چنین این عمق با دمای تبلور محاسبه شده برای زوج کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز (۷۹۳-۸۹۶ درجه سانتی‌گراد) نیز هم‌خوانی دارد. در نتیجه می‌توان بیان کرد که تبلور ماگمایی در پوسته تحتانی رخ داده است [۷۴]، [۷۶]، [۷۷].

تعیین محیط تکتونیکی

با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌توان محیط‌های زمین‌ساختی فرورانش و درون صفحه‌ای را از یک‌دیگر متمایز کرد [۷۸]. آمفیبول‌های مرتبط با محیط‌های درون صفحه‌ای (I-Amph)، میزان Na_2O و TiO_2 بیشتری نسبت به آمفیبول‌های محیط‌های فرورانش (S-Amph) در ترکیب خود دارند [۷۸] از این لحاظ در برخی موارد هم‌پوشانی نیز دارند. براساس نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول [۷۸]، نمونه‌های بررسی شده بیش‌تر در محدوده هم‌پوشانی و تمایل به انواع آمفیبول‌های مرتبط با محیط‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۱۰ ب). هم‌چنین میزان ($\text{Al}^{\text{IV}}=1.5$) در ترکیب شیمیایی آمفیبول نیز می‌توان به‌عنوان مرز جداکننده محیط زمین‌ساختی آمفیبول‌ها در نظر گرفت، بدین صورت که میزان Al^{IV} بالاتر از ۱/۵ مربوط به آمفیبول‌هایی است که در محیط‌های زمین‌ساختی جزایر قوسی و در فشارهای حدود ۱۰ کیلو بار پدید آمده‌اند اما اگر میزان Al^{IV} کم‌تر از ۱/۵ باشد بیان‌گر تشکیل آمفیبول‌هایی هستند که در مرزهای فعال قاره‌ای (حاشیه فعال قاره) و فشار کمتر از ۵ کیلو بار تشکیل شده‌اند [۷۹]، [۸۰]. با توجه به میزان Al^{IV} در ترکیب شیمیایی نمونه‌ها (جدول ۳) این میزان بالاتر از ۱/۵ بوده است بنابراین آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه خرجند

1. Anderson
2. Smith

کرمان در محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش ایجاد نشده‌اند. این نتیجه با بررسی‌های زمین شیمی سنگ کل این سنگ‌ها نیز هم‌خوانی دارد [۸۱]. هم‌چنین ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها بر مبنای تغییرات Ca در برابر (Ti+Cr) (شکل ۱۳ آ)، در محدوده محیط تکتونیکی کششی قرار می‌گیرند (این محیط‌ها در واقع ریفت درون قاره‌ای هستند). بر پایه نمودار (شکل ۱۰ پ و ت) نسبت F1 به F2 [۸۲] تمام نمونه‌ها در محدوده محیط‌های زمین‌ساختی بازالت‌های تولیتی درون صفحه‌ای (WPT) و بازالت‌های کف اقیانوس (OFB) قرار می‌گیرند.



شکل ۱۰. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در آ) نمودار SiO₂ در برابر Na₂O، ب) نمودار Ti در برابر Al، شکل C، پ، ت) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن بر نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی

نتیجه‌گیری

طی بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و ترکیب کانی روی سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه حرجند نتایج زیر به دست آمد:

- مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند که طی بررسی شیمی کانی‌ها، کلینوپیروکسن‌ها ترکیب دیوپسید و اوژیت و آمفیبول‌های این توده‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیک و زیرگروه مگنزیوهایستنگزیت است.
- بر پایه دماسنجی زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز، محدوده دمایی ۷۴۸ تا ۸۷۴ درجه سانتی‌گراد را می‌توان به‌عنوان دمای تبلور این کانی‌ها در این سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار دانست.

- برپایه ترکیب شیمیایی آمفیبول و وجود کانی‌های اکسیدهای آهن و تیتان در این سنگ‌ها، به نظر می‌رسد که میزان فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده آنها تقریباً زیاد بوده است.
- در بررسی‌های زمین فشارسنجی براساس میزان Al در فرمول ساختاری کانی آمفیبول فشار تبلور بین ۷/۳ تا ۹/۴ (میانگین ۸/۷) کیلو بار برآورد شد که معادل جای‌گیری این توده‌ها در عمق تقریبی ۲۳ تا ۳۰ کیلومتری است.
- هم‌چنین بررسی جای‌گاه تکتونیکی توده‌ها براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن و آمفیبول، بیان‌گر ارتباط سنگ‌های سنگ‌های آذرین مافیک هورنبلنددار منطقه خرجند کرمان با محیط‌های کششی درون صفحه قاره‌ای است.

سپاس‌گزاری

از دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در حمایت و به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می‌کنیم. از پروفسور ناکاشیما برای انجام آنالیزهای میکروپروب در دانشگاه یاماگاتا در کشور ژاپن کمال تشکر و قدردانی را داریم. از آقایان محمدجواد قاسمپور و محمدحسین قاسمپور برای همیاری در پژوهش‌های صحرایی بینهایت سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

1. Yang D., You Sun D., Gou J., Gang Hou X., "Petrogenesis and tectonic setting of Carboniferous hornblende gabbros of the northern Great Xing'an Range, NE China: Constraints from geochronology, geochemistry, mineral chemistry, and zircon Hf isotopes", *Geological Journal*, 53 (2017) 2084-2098.
2. Yan S., Shan Q., Niu H. C., Yang W. B., Li N. B., ZengL. J., Jiang Y. H., "Petrology and geochemistry of late Carboniferous hornblende gabbro from the Awulale Mountains, western Tianshan (NW China): Implication for an arc-nascent back-arc environment", *Journal of Asian Earth Sciences*, 113 (2015) 218-237.
3. Beccaluva L., Bianchini G., Bonadiman C., Siena F., and Vaccaro C., "Coexisting anorogenic and subduction related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain) ", *Lithos*, 75 (2004) 67-87.
4. Bonev N., Stampfli G., "Compositional diversity of the Evros ophiolite, Thrace, northeastern Greece: Field occurrences, preliminary petrologic and geochemical data on plutonic sequence and tectonic implications; Proceedings of Annual Conference of Bulgarian Geological Society, 17-18 November 2005, Sofia", Bulgaria, (2005) 28-31.
5. Mandal A., Ray A., Debnath M., Paul S.P., "Petrology, geochemistry of hornblende gabbro and associated dolerite dyke of Paharpur, Puruliya, West Bengal: implication for petrogenetic process and tectonic setting", *J. Earth Syst. Sci.* 121 (2012) 793-812.

6. Debari S. M., "Petrogenesis of the Fiambala Gabbroic Intrusion, Northwestern Argentina, a Deep-Crustal Syntectonic Pluton in a Continental Magmatic Arc" *J. Petrol*, 35 (1994) 679–713.
7. Hickeyvargas R., Abdollahi M. J., Parada M. A., Lopezescobar L., Frey F. A., "Crustal Xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone implications for crustal composition and magma-crust interaction", *Contrib. Miner. Petrol*, 119 (1995) 331-344.
8. Wan B., Xiao W., Windley B. F., Yuan C., "Permian hornblende gabbros in the Chinese Altai from a subduction-related hydrous parent magma, not from the Tarim mantle plume", *Lithosphere*, 5 (2013) 290-299.
9. Yan S., Niu H. C., "Petrography and Geochemistry of the Wuling Amphibole Gabbro and Its Implication for Iron Ore Metallization", *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88 (2014) 397-398.
10. Blundy J. D., Holland T. J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-17. Fischer, T. P. and Marty, B., 2005. Volatile abundances in the sub-arc mantle: Insights from volcanic and hydrothermal gas discharges", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140 (1990) 205-216
11. Ridolfi F., Renzulli A. and Puerini M. "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (2010) 45–66.
12. Yavuz F., Döner Z., "WinAmptb: A Windows program for calcic amphibole thermobarometry", *Periodico di Mineralogia*, 86 (2017) 135-167.
13. Hammarstrom J.M., Zen E-an., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71 (1986) 1297-1313.
14. Sial A. N., Ferreira V. P., Fallick A. E., Jeronimo M. and Cruz M. "Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil", *Journal of South American Earth Science*, 11 (1998) 457-471.
15. Murphy J. B., Blais S. A., Tubrett M., McNeil D. and Middleton M., "Microchemistry of amphiboles near the roof of a mafic magma chamber: Insights into high level melt evolution", *Lithos*, 148 (2012) 162-175.
16. Tiepolo M., Oberti R., Zanetti A., Vannucci R., Foley S. F., "Trace-Element Partitioning Between Amphibole and Silicate Melt", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67 (2007) 417-452.

17. Fischer T. P., Marty B., "Volatile abundances in the sub-arc mantle: Insights from volcanic and hydrothermal gas discharges", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140 (2005) 205-216
18. Wallace P. J., "Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volatile gas data", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140 (2005) 217-240.
19. Humphreys M. C., Cooper G. F., Zhang J., Loewen M., Kent A. J., Macpherson C. G., Davidson J. P., "Unravelling the complexity of magma plumbing at Mount St. Helens: a new trace element partitioning scheme for amphibole", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174 (2019) 9.
20. Meurer W. P., Claeson D. T., "Evolution of crystallizing interstitial liquid in an arc-related cumulate determined by LA ICP-MS mapping of a large amphibole oikocryst", *Journal of Petrology*, 43 (2002) 607-629.
21. Abd El-Rahman Y., Helmy H. M., Shibata T., Yoshikawa M., Arai S., Tamura A., "Mineral chemistry of the Neoproterozoic Alaskan-type Akarem Intrusion with special emphasis on amphibole: Implications for the pluton origin and evolution of subduction-related magma", *Lithos*, 155 (2012) 410-425.
22. Mével C., "Evolution of oceanic gabbros from DSDP Leg 82: influence of the fluid phase on metamorphic crystallizations", *Earth and Planetary Science Letters*, 83 (1987) 67-79.
23. Aghanabati A., "Geology of Iran", Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian) (2004).
24. Ramezani J., and Tucker R. D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", *American Journal of Science*, 303 (2003) 622-665.
25. Haghypour A., "Etude geologique de la region de Biabanak- Bafq (Iran Central) ", Pour obtenir le grade de Docteur es sciences natureles (1974).
26. Balaghi Z., Sadegheian M., Ghasemi H., "Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (Bafq, Central Iran): Implication for Rifting", *Iranian Journal of Petrology*, 1(2010) 45-64 (in Persian).
27. Sahandi M. R., "Geological map of Horjond 1:100.000", Geological Survey of Iran, Tehran, No. 7450 (1995)
28. Mehrabi B., Karimi Shahraki B., Bazargani Guilani K., Masoudi F., "Early Cambrian high-temperature dolomite of the Rizu Series in the Jalal-Abad iron ore deposit, Central Iran", *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (2015) 7163-7176.

29. Stocklin J. "Structural history and tectonics of Iran", a review American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968) 1229-1258.
30. Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations. In ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine, 51 (1987) 431-435.
31. Ulmer P., Callegari E., Sonderegger U. C., "Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith (Northern Italy) ", Mem. Soc. Geol. Ital, 26 (1983) 171-222.
32. Sisson T. W., Grove T. L., "Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism", Contrib. Miner. Petrol, 113 (1993) 143-166.
33. Sisson T. W., Grove T. L., Coleman D. S., "Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith", Contrib. Miner. Petrol, 126 (1996) 81-108.
34. Dong C., Xu, X., Chen X., Zhou X., "Mineralogical record of the crystallization processes of Pingtan hornblende gabbro, Fujian", Acta Mineral. Sinica, 17 (1997) 285-290.
35. Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R., "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust", Nature, 410 (2001) 197-200.
36. Costa F., Dungan M., Singer B., "Hornblende-and phlogopite-bearing gabbroic xenoliths from Volcán San Pedro (36 S), Chilean Andes: evidence for melt and fluid migration and reactions in subduction-related plutons", J. Petrol, 43 (2002) 219-241.
37. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the Rock forming minerals. 2nd edition, single chain silicates", Longman, London, (1992) 696.
38. Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Akoi K. I., and Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-55.
39. Berger J., Femenias O., Mercier J. C. C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", Journal of Metamorphic Geology, 23 (2005) 795-812.
40. Giret A., Bonin B., Leger J. M., "Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes", The Canadian Mineralogist 18 (1980) 481-495.

41. Keeditse M., Rajesh H. M., Belyanin G. A., Fukuyama M., Tsunogae "Primary magmatic amphibole in Archaean meta-pyroxenite from the central zone of the Limpopo Complex, South Africa", *S. Afr. J. Geol*, 119 (2016) 607-622.
42. Brandriss M. E., Nevle R. J., Bird D. K., & O'Neil J. R. "Imprint of meteoric water on the stable isotope compositions of igneous and secondary minerals, Kap Edvard Holm Complex, East Greenland", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121 (1995) 74-86.
43. Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. C., Maresch W.V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M.D., "Nomenclature of the amphibole supergroup", *American Mineralogist*, 97 (2012) 2031-2048.
44. Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral Names", *The Canadian Mineralogist*, 35 (1997) 219-46.
45. Princivalle F., Tirone M., Comin-Chiaramonti P., "Clinopyroxenes from metasomatized spinel peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications", *Mineralogy and Petrology*, 70 (2000) 25-35.
46. Avanzinelli R., Bindi L., Menchetti S., Conticelli S., "Crystallization and genesis of per alkaline magmas from Pantelleria volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical", *Lithos*, 73 (2004) 41-69.
47. Molina J. F., Scarrow J. H., Montero P. G., "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali hybrid melts during evolution of Variscan basic– ultrabasic magmatism of Central Iberia", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 158 (2009) 69-98.
48. Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A., "High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy) ", *Journal of Petrology*, 52 (2011) 1011-1045.
49. Scaillet B., Evans B. W., "The 15 June 1991 eruption of mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O conditions of the dacite magma", *Journal of Petrology*, 40 (1999) 381-411.
50. Xie Y. W., & Zhang Y. Q., "Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region", *Acta Mineral Sin (in Chinese)*, 10 (1990) 35-45.
51. Huaimin X., Shuwen D., Ping, J., "Mineral chemistry' geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen sci-ence in China", *Earth Sciences*, 49 (2006) 684-695.

52. Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 72 (2001) 185-207.
53. Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist*, 80 (1995) 549-559.
54. Wones D. R., "Mafic minerals as indicators of intensive variables in granitic magmas", *Mineral Geology*, 31 (1981) 19-122.
55. Wones D. R., "Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks", *American Mineralogist*, 74 (1989) 744-749.
56. Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali S. M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications", *Journal of African Earth Sciences*, 38 (2004) 255-268.
57. Cameron M., Papike J. J., "structural and chemical variations in pyroxenes", *American minerals*, 66 (1981) 1-50.
58. Marcelot G., Maury R. C., Lefevre C., "Mineralogy of Erromango Lava New Hebrides: Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts", *Lithos*, 16 (1983) 135-151.
59. Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116 (1994) 433-447.
60. Blundy J., Cashman K., "Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (2008) 179-239.
61. Otten M. T., "The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86 (1984) 189-199.
62. Colombi A., "Metamorphisme et geochemie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales. Memoires de Geologie", *Universite de Lausanne*, No. 4 (1989).
63. Anderson J. L., "Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American", *Geological Society of America Memoir*, 161 (1983) 133-152.
64. Simakin A., Zakrevskaya O., and Salova T., "Novel Amphibole Geo-barometer with Application to Mafic Xenoliths", *Earth Science Research*, 1 (2012) 82-97.
65. Putirka K. "Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes", *American Mineralogist*, 101(4) (2016) 841-858.

66. Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist*, 72 (1987) 231-239.
67. Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the al-in-hornblende barometer". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (1992) 304-310.
68. Johnson M. C., Rutherford M. J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", *Geology* 17 (1989) 837-841.
69. Mutch E. J. F., Blundy J. D., Tattich B. C., Cooper F. J., Brooker R. A., "An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, (2016) 1-27.
70. Idrus A., Kolb J., Meyer F. M., "Chemical Composition of Rock-Forming Minerals in Copper–Gold-Bearing Tonalite Porphyries at the Batu Hijau Deposit, Sumbawa Island, Indonesia: Implications for Crystallization Conditions and Fluorine–Chlorine Fugacity", *Resource Geology*, 57 (2) (2007) 102-113.
71. Moody J. B., Meyer D., Jenkins J. E., "Experimental characterization of the green-schist/amphibolite boundary in mafic systems", *American Journal of Science*, 283 (1983) 48-92.
72. Hynes A., "A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites", *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 81 (1982) 119-125.
73. Hossain I., Tsunogae T., Rajesh H. M., "Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: implications for emplacement depth and exhumation rate", *J. Asian Earth Sci.* 34 (2009) 731-739.
74. Fanka A., Tsunogae T., Daorerk V., Tsutsumi Y., Takamura Y., Endo T. and Sutthirat C., "Petrochemistry and mineral chemistry of Late Permian hornblendite and hornblende gabbro from the Wang Nam Khiao area, Nakhon Ratchasima, Thailand: Indication of Palaeo Tethyan subduction", *Journal of Asian Earth Sciences*, 130 (2016) 239-255.
75. Petrini K., Podladchikov Y., "Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust", *J. Metamorph. Geol.* 18 (2000) 67-77.
76. Richards J. P., "Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation", *Econ. Geol.* 98 (2003) 1515-1533.

77. Kelemen P. B., Rilling J. L., Parmentier E. M., Mehl L., Hacker B. R., "Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs., Inside the Subduction Factory AGU Monogr, 138 (2003) 293-311.
78. Coltorti M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos*, 99 (2007) 68-84.
79. Miyashiro A. "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *American Journal of Sciences*, 247 (1974) 321-355.
80. Vyhnal C. R., McSween H. Y., Speer J. A., "Hornblende Chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *American Mineralogist*, 76 (1991) 176-188.
81. Ghasempour M. R., Davoudian A. R., Shabani N., Moeinzadeh H., Nakashima K., "Geochemistry and mineral chemistry of gabbroic rocks from Horjond of Kerman province, Southeast of Iran: Implications for rifting along the northeastern margin of Gondwana", *Journal of Geodynamics*, 133 (2020) 101675.
82. Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63 (1977) 149-160.