

دما-فشارسنجی توده‌های گابرویی اواخر نئوپروتروزوئیک منطقه شترکوه، شمال طرود (جنوب شرق شاهرود) بر اساس شیمی پیروکسن و آمفیبول

فاطمه مردانی، قاسم قربانی^{*}، هادی شفایی‌مقدم

دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۳/۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۶/۱۸)

چکیده: منطقه مورد بررسی از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران در جنوب شرق شاهرود، شمال طرود و در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی است. مجموعه سنگ‌شناسی این منطقه طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی با ترکیب‌های سنگی متنوع را شامل می‌شود. توده‌های گابرویی مورد بررسی بخش کوچکی از این مجموعه را تشکیل می‌دهند و کانی‌های شاخص تشکیل دهنده آنها شامل پلاژیوکلاز (لابرادوریت و بایتونیت)، پیروکسن (در گروه کلسیمی و از نوع اوژیت و کلینوانستاتیت)، اولیوین (کریزولیت)، بیوتیت و آمفیبول (در گروه کلسیمی و از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند) هستند. با توجه به شیمی کانی‌ها، ماهیت ماگمای سازنده این سنگ‌ها آهکی قلیایی بوده و گریزندگی اکسیژن طی تشکیل و تبلور آنها بالا بوده است. دماسنجی‌های انجام شده برای این سنگ‌ها بیانگر توقف تبادل و تعادل نهایی کانی‌ها در دماهای ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد برای پیروکسن و دماهای ۸۲۰ تا ۹۹۰ درجه سانتی‌گراد برای آمفیبول است. فشارسنجی این سنگ‌ها بر پایه مقدار آلومینیم کل آمفیبول (مقدار Al_{total} بین ۲ تا ۲٫۵) مقادیر ۶٫۵۲ تا ۸٫۹ کیلو بار را برای کانی‌های پیروکسن، و ۵ تا ۷ کیلو بار را برای آمفیبول برآورد می‌نماید و این شرایط معادل با تشکیل و تعادل نهایی آنها در اعماق حدود ۲۳ تا ۳۲ کیلومتری پوسته پایینی هستند.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجی؛ پیروکسن؛ آمفیبول؛ گابرو؛ شترکوه؛ جنوب شرق شاهرود.

مقدمه

پی‌سنگ قدیمی ایران از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده است و بسیاری به معرفی واحدهای آذرین - دگرگونی و حتی واحدهای رسوبی قدیمی بخش‌هایی از ایران مرکزی و شمال غرب ایران پرداخته و آنها را قدیمی‌ترین مجموعه‌های ایران و وابسته به نئوپروتروزوئیک دانسته‌اند [۱-۳]. منطقه مورد بررسی مجموعه شتری است که در جنوب شرق شاهرود، در شمال طرود و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد [۴]. راه ارتباطی شاهرود-طرود مسیر اصلی دسترسی به توده‌های مورد بررسی است. سنگ‌های اصلی منطقه مورد بررسی را سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی تشکیل داده‌اند و تاکنون پژوهش‌های متعددی پیرامون سنگ‌شناسی و سن‌سنجی این مجموعه آذرین-دگرگونی انجام شده است. سن

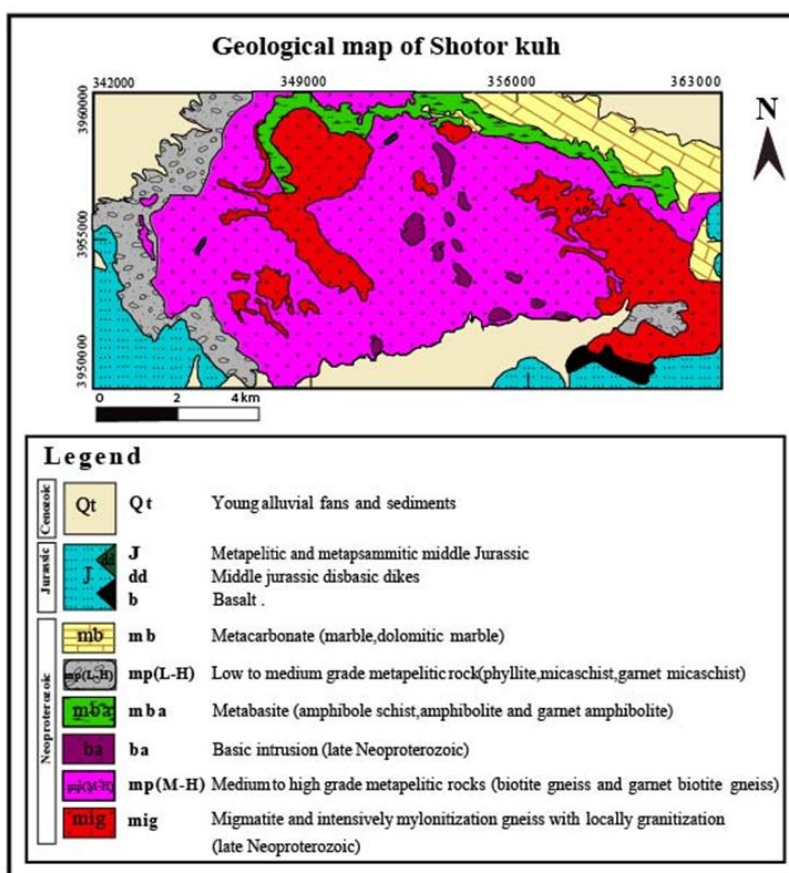
سنجی‌های انجام توسط شکاری [۵-۷] و شفایی‌مقدم و همکاران [۸] سن این مجموعه را بر اساس روش U-Pb زیرکن، نئوپروتروزوئیک پایانی تعیین کرده‌اند. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه شامل طیف گسترده‌ای از متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست، گنیس و میگماتیت)، متاپسامیت‌ها (ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده)، متاکرینات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)، متابازیت‌ها (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) و متاریولیت‌ها به همراه مقادیر کمی از سنگ‌های آذرین بازیک اولیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی است [۶، ۷]. براساس سن-سنجی U-Pb بر زیرکن توده‌های گابرویی، سن ۵۳۱ تا ۵۴۲ میلیون سال بدست آمده است [۸]. با توجه به بررسی‌های انجام شده تاکنون شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های گابرویی کمتر بررسی شده و از این رو در این پژوهش، زمین‌شیمی

کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها و بررسی شرایط ترمودینامیکی آنها تعیین شده است.

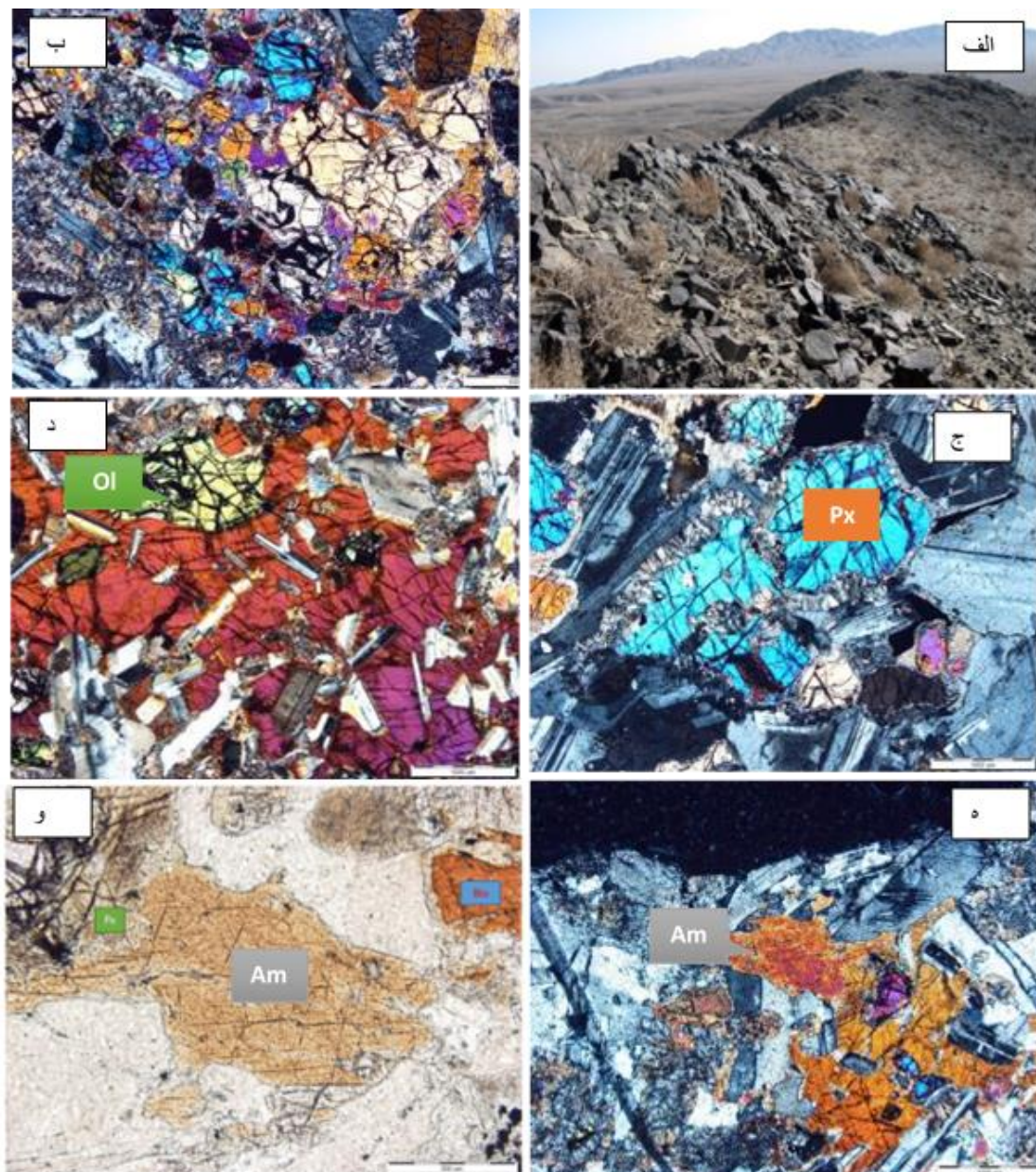
زمین‌شناسی عمومی منطقه

پی‌سنگ پرکامبرین-کامبرین ایران (طروود-بیارجمند)، مرکز ایران (ساغند-پشت بادام)، شمال غرب (زنجان-تکاب و خوی-سلماس)، پهنه سنندج-سیرجان (نزدیک مهاباد و گلپایگان)، جنوب کاشمر، جندق و زرنند رخنمون دارد و از انواع سنگ‌های دگرگونی شامل گنیس‌ها (پارا- و ارتوگنیس‌ها)، آمفیبولیت‌ها، متاکربنات‌ها، متاپلیت‌ها و میگماتیت‌ها و سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی تشکیل شده‌اند [۱-۳، ۹، ۱۰]. سن‌سنجی‌های جدید U-Pb بر کانی زیرکن این سنگ‌ها سن این سنگ‌ها را به طور کلی محدود به اواخر نئوپروتروزوئیک-اوائل کامبرین (۵۰۰-۶۰۰) نشان می‌دهد و سن‌های قدیمی‌تر تنها محدود به هسته زیرکن‌ها و یا زیرکن‌های بیگانه بلور هستند [۸، ۱۱-۱۴]. مجموعه شتری طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را در بر می‌گیرد و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بخش قابل‌توجهی از این مجموعه را شامل می‌شوند؛ آنها دارای

ماهیت متاپلیتی، متاگرویکی، متاسامیتی، متاکربناتی و متابازیتی هستند و متاپلیت‌ها بیشتر حجم این مجموعه را تشکیل داده‌اند [۷]. توده‌های آذرین در حد استوک، به طور پراکنده و با ترکیب فلوگوپیت الیوین گابرویی، اولیوین گابرویی و گابرویدیوریتی در مقیاس کوچک و در اندازه چند صد متر مربع تا کیلومتر مربع و تقریباً در یک راستای شمالی-جنوبی در مجموعه دگرگونی -آذرین شترکوه رخنمون دارند [۵] (شکل ۱). رنگ آنها در صحرا در سطح هوازه تیره است و بافت دانه-ای دارند (شکل ۲ الف). در برخی از بخش‌های گابرویی جدایش جرمی کانی‌های اولیوین و پیروکسن منجر به تشکیل لایه‌های پریدوتیت انباشتی شده است [۷] (شکل ۲ ب). بر اساس سن‌سنجی‌های انجام شده به روش اورانیم - سرب بر زیرکن‌های استخراج شده از گابرویدیوریت‌ها، گستره زمانی ۵۳۷ تا ۵۴۰ میلیون سال (برابر با نئوپروتروزوئیک پایانی -معادل ادیاکارن) برای این دسته از سنگ‌ها به دست آمده است [۵]. مردانی [۱۵] ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی را بر اساس شیمی کلینوپیروکسن نیمه قلیایی و شرایط تشکیل آنها را فشار جزئی اکسیژن بالا می‌داند.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی واقع در شمال طروود که توده‌های بازیک گابرویی در آن مشخص شده‌اند (برگرفته از مرجع [۷]).



شکل ۲ الف) نمایی به نسبت دور از توده‌های گابرویی در صحرا، ب) بافت انباشتی برآمده از انباشت بلورهای اولیوین در سنگ‌های اولیوین گابرویی، در نور قطبیده متقاطع (XPL)، پ- لبه واکنشی بین اولیوین و پلاژیوکلاز در پهنه برشی، نور XPL، ت- بافت پوست ماری در سنگ‌های گابرویی، نور XPL، ث و ج) بیوتیت و آمفیبول با چندرنگی قهوه‌ای و وجود رخ‌های آمفیبولی کاملاً مشخص در نورهای به ترتیب XPL و PPL.

روش بررسی

پس از تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی و بررسی‌های سنگ-نگاری، برای کانی‌شناسی دقیق سنگ‌های گابرویی به منظور استفاده برای دما-فشارسنجی، دو نمونه از مقاطع نازک صیقلی آنها ریزگمانه الکترونی در آزمایشگاه موسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک چین تجزیه گردیدند. محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸ و ۶ اکسیژن انجام شد.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های مورد بررسی اولیوین گابرویی و گابرویی هستند. این سنگ‌ها دارای بافت غالب دانه‌ای، انباشتی، خال خال، پوست ماری و نیمه پوست ماری هستند و از کانی‌های شاخص پلاژیوکلاز، پیروکسن (ارتو و کلینوپيروکسن)، میکا (بیوتیت و فلوگوپیت) و آمفیبول (پارگازیت و پارگازیت هورنبلند) و کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن، زیرکن، کانی‌های کدر و از کانی‌های

خال خال را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند هستند و با چندرنگی و رخ آمفیبولی مشخص می‌شوند (شکل ۲ ث و ج). بیوتیت اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، دانه درشت و دارای چندرنگی قهوه ای پررنگ تا شکلاتی بارز است (شکل ۲ ث و ج).

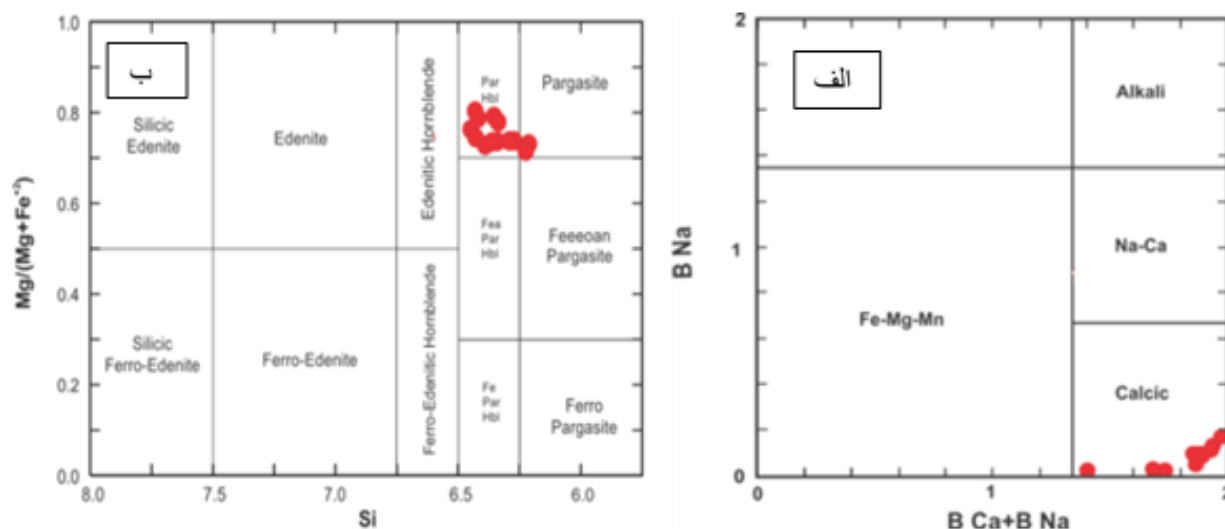
شیمی کانی‌ها

آمفیبول: ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تشکیل‌دهنده سنگ-

های منطقه مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است.

آمفیبول‌های سنگ‌های گابرویی مورد بررسی بر اساس تقسیم‌بندی مراجع [۱۶-۱۸] در گروه کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف) و از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند هستند (شکل ۳ ب). آمفیبول‌های مورد بررسی براساس نمودار Na+Ca+K نسبت به Si [۱۹] در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۴ الف). همچنین خاستگاه ماگمایی آمفیبول-ها چنانکه در جدول ۱ آمده است از مقدار بالای سدیم، آلومینیم و تیتانیوم مشخص است [۲۰]. آمفیبول‌های سنگ‌های گابرویی مورد بررسی از نوع ماگمایی و دمای بالا هستند و حضور این آمفیبول‌های ماگمایی نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده آنها باید دارای آب زیادی بوده باشد. برای تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی از نمودار $Fe_{total}/Fe_{total} + Mg$ نسبت به Al^{IV} [۲۱] استفاده شد که بر این اساس، آنها در محیط با گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ب).

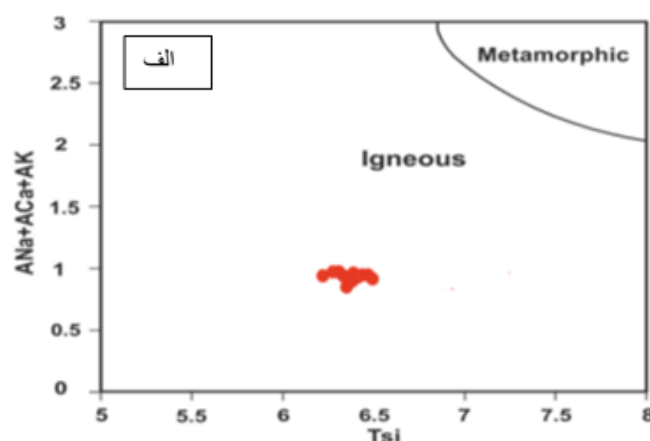
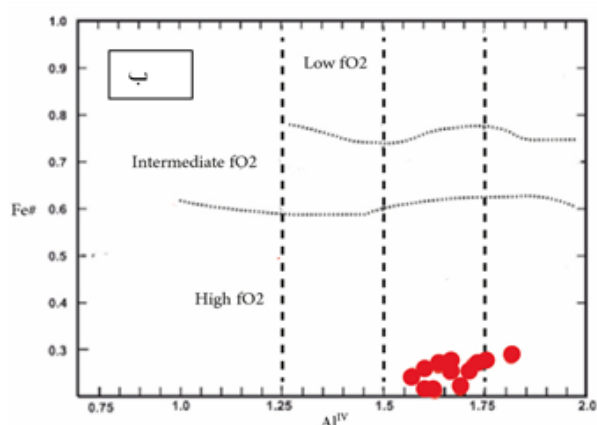
ثانویه سریسیت، کلریت و اکسید آهن تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی روشن در این سنگ‌هاست که اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل‌دار و به صورت مستطیلی کشیده و گاهی جهت‌دار، در اندازه‌های بیشتر متوسط تا درشت بلور و با ماکل تکراری دیده می‌شود. بلورهای آپاتیت گاهی به شکل منشوری و گاهی سوزنی شکل در پلاژیوکلازها وجود دارند. همچنین دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی در نمونه‌ها به چشم می‌خورد. اولیون اغلب به صورت بی‌شکل و دارای شکستگی و دگرسانی به سرپانتین در راستای شکستگی-ها و همچنین لبه واکنشی با پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها به ویژه در محل پهنه‌های بُرشی وجود دارد که تبدیل شدگی به آمفیبول و ارتوپیروکسن نشان می‌دهند (شکل ۲ پ). از انباشت کانی‌های اولیون و پیروکسن در برخی از نمونه‌ها بافت انباشتی تشکیل شده و به احتمال بسیار نتیجه انباشتی در جای این کانی‌ها در مخزن ماگمایی است (شکل ۲ ب). اولیون از نوع کریزولیت است. پیروکسن‌ها اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با فراوانی متغیر دیده می‌شوند. برخی پیروکسن‌ها با حضور کانی-های پلاژیوکلاز، بافت پوست ماری و نیمه‌پوست ماری را نشان می‌دهند (شکل ۲ ت). پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) و ارتوپیروکسن (از نوع انستاتیت) هستند. آمفیبول‌ها به سمت طیف‌های جدایش یافته گابروها به صورت نیمه‌شکل-دار تا بی‌شکل و همچنین در لبه واکنشی بین اولیون - پلاژیوکلاز در اولیون گابروها تشکیل شده‌اند (شکل ۲ پ). گاهی وجود میانبرهای پلاژیوکلاز و میکا درون آمفیبول بافت



شکل ۳ نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی بر گرفته از مرجع [۱۸] که براساس آنها الف) همه نمونه‌ها در گروه کلسیمی واقع شده‌اند و ب) آمفیبول‌ها از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند هستند.

جدول ۱ نتایج ریز پردازش الکترونی آمفیبول‌ها در نمونه‌های مورد بررسی گابرویی جنوب شرق شاهرود.

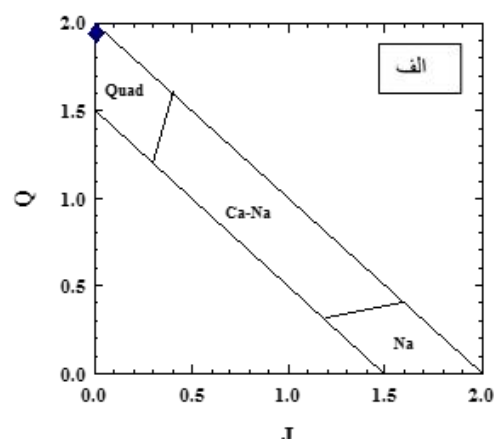
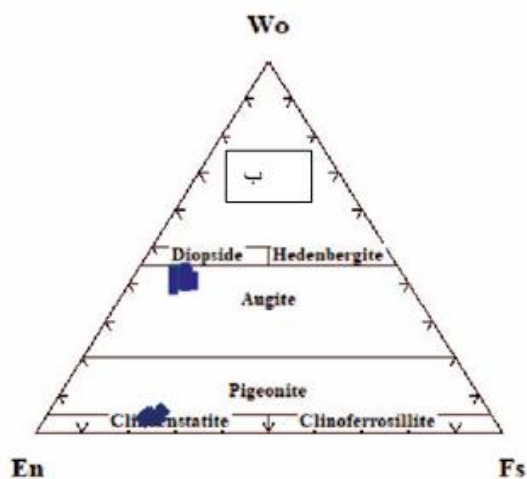
نمونه	۹-۲۴۶	۹-۲۴۵	۹-۲۴۳	۹-۲۴۲	۹-۲۴۱	۹-۲۴۰	۹-۲۳۹	۹-۲۳۸	۹-۲۳۷	۹-۲۳۶
SiO ₂	۴۴٫۶	۴۴٫۸۵۲	۴۴٫۱۶	۴۴٫۵۴۵	۴۴٫۲۸۶	۴۲٫۷۰۸	۴۳٫۴۸	۴۳٫۵	۴۳٫۶۴۹	۴۳٫۸۹۱
TiO ₂	۲٫۷۲۴	۳٫۰۷۹	۱٫۹۰۱	۲٫۵۰۲	۲٫۹۳	۳٫۰۹۹	۲٫۷۳۱	۲٫۲۶۱	۳٫۱۵۱	۳٫۸۹۹
Al ₂ O ₃	۱۱٫۹۷۶	۱۴٫۳۴	۱۳٫۹۰۶	۱۳٫۷۶۷	۱۲٫۶۷۹	۱۲٫۵۱۲	۱۴٫۸۷۶	۱۴٫۹۹۵	۱۳٫۳۶۸	۱۰٫۸۵۵
FeO	۸٫۶۴۳	۹٫۰۵۷	۷٫۳۷۱	۷٫۵۵۶	۸٫۲۵۳	۸٫۹۴۹	۹٫۴۹۴	۸٫۹۲۷	۸٫۸۵	۹٫۳۱۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۴۷	۰٫۲۸	۰٫۰۶۶	۰٫۰۹۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۷
MnO	۰٫۹۷	۰٫۱۰۳	۰٫۰۹۸	۰٫۱۳۱	۰٫۰۸۲	۰٫۱	۰٫۱۲۸	۰٫۱۰۵	۰٫۰۹۲	۰٫۱۲۸
MgO	۱۵٫۰۷۷	۱۳٫۳۴۹	۱۵٫۴۸۳	۱۵٫۱۷	۱۴٫۴۳۷	۱۴٫۲۴۴	۱۳٫۳۰۵	۱۳٫۵۱۱	۱۳٫۷۵	۱۵٫۵۰۴
CaO	۱۱٫۸۱۴	۱۱٫۷۱۳	۱۱٫۷۳۷	۱۲٫۰۴	۱۱٫۹۵۳	۱۱٫۹۰۳	۱۱٫۶۴۸	۱۱٫۶۶	۱۱٫۷۹۶	۱۱٫۸۷۲
Na ₂ O	۲٫۶۵۲	۲٫۹۳۲	۲٫۸۴۸	۲٫۸۵۱	۲٫۶۹۹	۲٫۷۷	۲٫۹۳۷	۲٫۹۹	۲٫۸۴۴	۲٫۳۱۸
K ₂ O	۱٫۱۵۸	۰٫۹۰۲	۰٫۶۴	۰٫۸۱۱	۰٫۸۹۸	۰٫۸۵۱	۰٫۵۹۲	۰٫۵۸۳	۰٫۷۷۴	۱٫۱۰۲
مجموع	۹۸٫۸	۹۸٫۷۱	۹۸٫۸۶	۹۹٫۰۱	۹۸٫۵	۹۸٫۷۴	۹۸٫۴۴	۹۸٫۵۷	۹۸٫۵۳	۹۹
O_F_Cl	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۳
TSi	۶٫۴۸	۶٫۳۱۷	۶٫۴۳۱	۶٫۳۵۲	۶٫۴۸۶	۶٫۴۵۴	۶٫۲۴	۶٫۳۲۹	۶٫۴۰۸	۶٫۳۶۷
TAl	۱٫۵۲	۱٫۶۸۳	۱٫۵۶۹	۱٫۶۴۸	۱٫۵۱۴	۱٫۵۴۶	۱٫۷۶	۱٫۶۷۱	۱٫۵۹۲	۱٫۶۲۳
Sum_T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
CAI	۰٫۵۳	۰٫۷۸۸	۰٫۷۷۹	۰٫۶۸۵	۰٫۶۶۱	۰٫۶۰۲	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۷۷۸	۰٫۲۲۱
CCr	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۸
CTi	۰٫۲۹۸	۰٫۳۳۹	۰٫۲۰۵	۰٫۲۷۱	۰٫۳۲۱	۰٫۳۴	۰٫۳	۰٫۲۴۸	۰٫۳۴۸	۰٫۴۲۵
CMg	۳٫۲۶۶	۲٫۹۱۲	۳٫۳۱	۳٫۲۵۳	۳٫۱۳۴	۳٫۰۹۵	۲٫۸۹۸	۲٫۹۳۲	۲٫۹۵۸	۳٫۳۵۳
CFe2	۰٫۹۰۱	۰٫۹۵۸	۰٫۶۹۹	۰٫۷۸۱	۰٫۸۸	۰٫۹۶۲	۰٫۹۹۹	۰٫۹۱۸	۰٫۹۴۵	۰٫۹۹۲
CMn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
CCa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Sum_C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
BFe ²⁺	۰٫۱۴۹	۰٫۱۵۱	۰٫۱۸۵	۰٫۱۲۸	۰٫۱۲۵	۰٫۱۲۹	۰٫۱۶۱	۰٫۱۶۸	۰٫۱۳۱	۰٫۱۳۸
BMn	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۷
BCa	۱٫۸۳۹	۱٫۸۳۶	۱٫۸۰۳	۱٫۸۵۶	۱٫۸۶۵	۱٫۸۵۹	۱٫۸۲۴	۱٫۸۱۹	۱٫۸۵۶	۱٫۸۴۵
Sum_B	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Fet	۱٫۰۵	۱٫۱۰۹	۰٫۸۸۴	۰٫۹۰۹	۱٫۰۰۵	۱٫۰۹۱	۱٫۱۶	۱٫۰۸۶	۱٫۰۷۷	۱٫۱۳
ANa	۰٫۷۴۷	۰٫۸۳۲	۰٫۷۹۲	۰٫۷۹۵	۰٫۷۶۲	۰٫۷۸۳	۰٫۸۳۲	۰٫۸۴۴	۰٫۸۱	۰٫۶۵۲
AK	۰٫۲۱۵	۰٫۱۶۸	۰٫۱۱۷	۰٫۱۴۹	۰٫۱۶۷	۰٫۱۵۸	۰٫۱۱	۰٫۱۰۸	۰٫۱۴۵	۰٫۲۰۴
Sum_A	۰٫۹۶۲	۱	۰٫۹۰۹	۰٫۹۴۴	۰٫۹۲۹	۰٫۹۴۱	۰٫۹۴۲	۰٫۹۵۲	۰٫۹۲۶	۰٫۸۵۶
Sum_cat	۱۵٫۹۶۲	۱۶	۱۵٫۹۴۴	۱۵٫۹۲۹	۱۵٫۹۴۱	۱۵٫۹۴۱	۱۵٫۹۴۲	۱۵٫۹۵۲	۱۵٫۹۵۵	۱۵٫۸۵۶
Sum_oxy	۲۳٫۲۸۶	۲۳٫۲۹۳	۲۳٫۲۶۸	۲۳٫۲۶۷	۲۳٫۳۶۱	۲۳٫۳۳۹	۲۳٫۲۹۳	۲۳٫۳۳۹	۲۳٫۳۱۱	۲۳٫۱۵۲



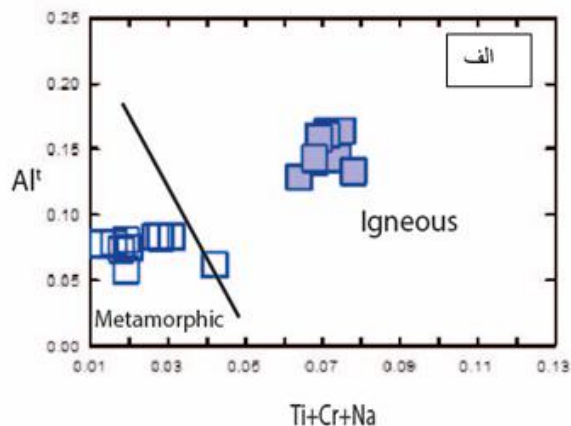
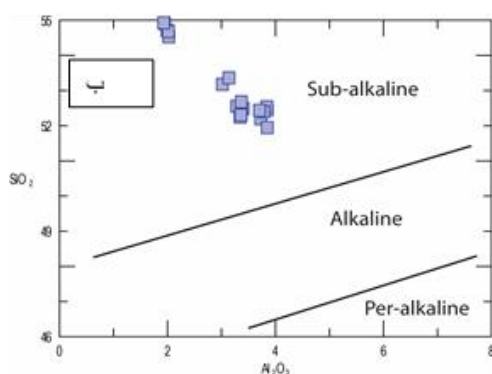
شکل ۴ الف- نمودار Na+Ca+K نسبت به Si [۱۹] که براساس آن آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند و ب- نمودار $\text{Fe}_{\text{total}}/\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg}$ نسبت به Al^{IV} [۲۱] برای تعیین گریزندگی اکسیژن محیط تشکیل آمفیبول‌ها که بر این اساس، آمفیبول‌های مورد بررسی در قلمرو با گریزندگی اکسیژن بالا قرار دارند.

پایه نمودار تقسیم‌بندی مرجع [۲۲]، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره‌ی پیروکسن‌های کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). نمودار فت‌انباشتی بوده (شکل ۵ الف)، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت ($En_{47/1-48/6} Fs_{9/2-11/7} Wo_{40-43/4}$) و ارتوپیروکسن‌های برآمده از لبه واکنشی بین اولیون و پلاژیوکلاز از نوع کلینوانستاتیت هستند (شکل ۵ ب). براساس نمودار Al نسبت به $Ti+Cr+Na$ [۲۳]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره پیروکسن‌های آذرین و ارتوپیروکسن‌ها در قلمرو دگرگونی قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۴] برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گابرویی مورد بررسی، نشان‌دهنده سری آهکی قلیایی است (شکل ۶ ب). در نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۲۵]، نمونه‌های مورد بررسی در مرز و بالای خط Fe^{3+} قرار می‌گیرند که بیانگر گریزندگی اکسیژن به نسبت بالا هستند (شکل ۷ الف). این امر همچنین با غنی بودن کانی‌های اکسیدی از آهن تایید می‌شود ($FeO = ۳۶-۶۶\%$). همچنین بر پایه نمودار Ti نسبت به Al [۲۶] و با توجه به پایین بودن نسبت $Ti:Al$ پیروکسن، گریزندگی اکسیژن بالاست (شکل ۷ ب). نتایج تجزیه پیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۲ آمده است.

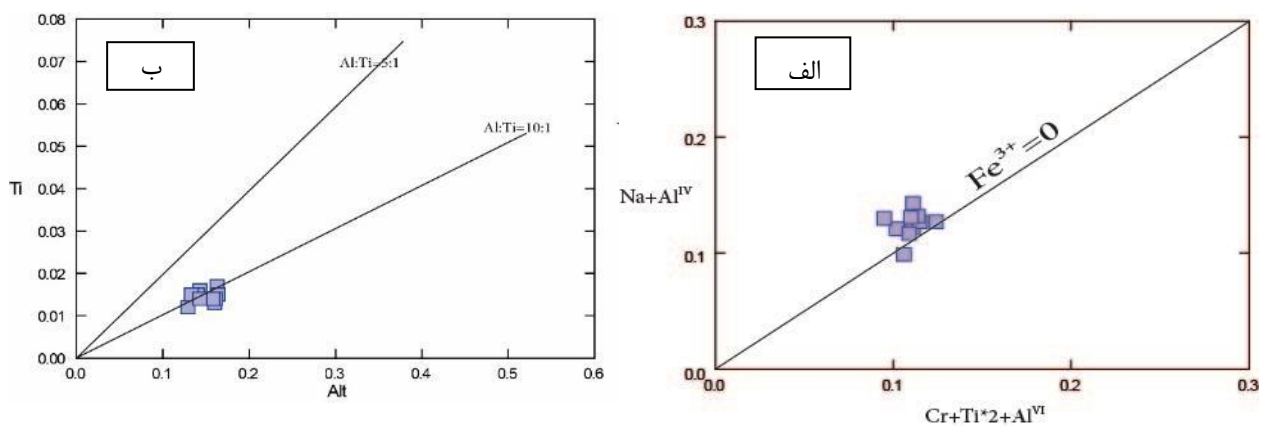
پایه نمودار تقسیم‌بندی مرجع [۲۲]، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره‌ی پیروکسن‌های کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). نمودار فت‌انباشتی بوده (شکل ۵ الف)، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت ($En_{47/1-48/6} Fs_{9/2-11/7} Wo_{40-43/4}$) و ارتوپیروکسن‌های برآمده از لبه واکنشی بین اولیون و پلاژیوکلاز از نوع کلینوانستاتیت هستند (شکل ۵ ب). براساس نمودار Al نسبت به $Ti+Cr+Na$ [۲۳]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره پیروکسن‌های آذرین و ارتوپیروکسن‌ها در قلمرو دگرگونی قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۴] برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گابرویی مورد بررسی، نشان‌دهنده سری آهکی قلیایی است (شکل ۶ ب). در نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۲۵]، نمونه‌های مورد بررسی در مرز و بالای خط Fe^{3+} قرار می‌گیرند که بیانگر گریزندگی اکسیژن به نسبت بالا هستند (شکل ۷ الف). این امر همچنین با غنی بودن کانی‌های اکسیدی از آهن تایید می‌شود ($FeO = ۳۶-۶۶\%$). همچنین بر پایه نمودار Ti نسبت به Al [۲۶] و با توجه به پایین بودن نسبت $Ti:Al$ پیروکسن، گریزندگی اکسیژن بالاست (شکل ۷ ب). نتایج تجزیه پیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۲ آمده است.



شکل ۵ الف - ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی بر نمودار Q-J [۲۲] که بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو کلسیمی قرار دارند، ب- و از نوع اوژیت و کلینوانستاتیت هستند.



شکل ۶ الف- نمودار Al نسبت به $Ti+Cr+Na$ [۲۳]، برای تفکیک پیروکسن‌های آذرین و دگرگونی از هم. ب- نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۴] برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گابرویی مورد بررسی.



شکل ۷ الف- نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Cr+Ti*2+Al^{VI}$ [۲۵] برای تعیین گریزندگی اکسیژن نمونه‌های مورد بررسی، ب- نمودار Ti نسبت به Al [۲۶].

جدول ۲ نتایج ریز پردازش الکترونی پیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی گابرویی جنوب شرق شاهرود.

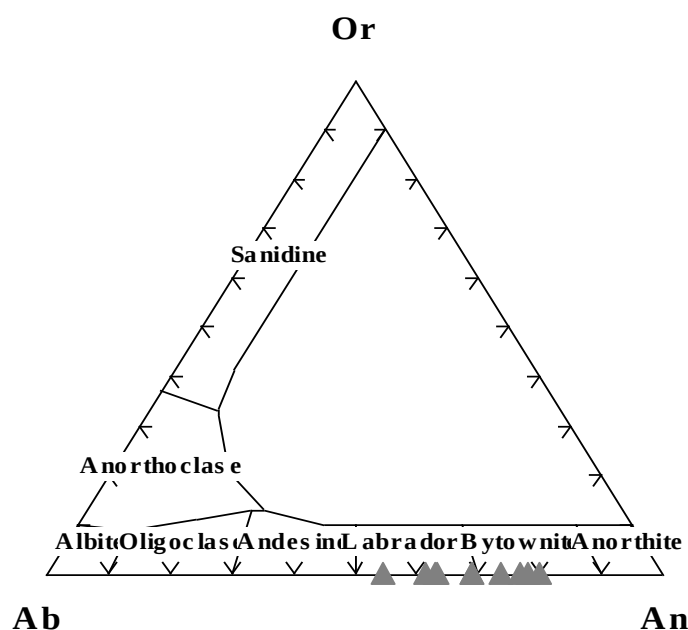
نمونه	۹-۲۵۰	۹-۲۲۱	۹-۲۳۱	۹-۲۳۲	۹-۲۳۴	۹-۲۳۵	۹-۲۳۶	۹-۲۴۸	۹-۲۴۹	۹-۲۵۶
SiO ₂	۵۲٫۶۸	۵۲٫۵۵۱	۵۲٫۱۹۷	۵۲٫۴۵	۵۱٫۹۴۷	۵۲٫۴	۵۲٫۴۳۴	۵۳٫۱۷۶	۵۳٫۳۶	۵۲٫۳۰۳
TiO ₂	۰٫۵۷۲	۰٫۵۳۴	۰٫۴۸	۰٫۶۳۶	۰٫۵۴۹	۰٫۵۰۲	۰٫۵۲۶	۰٫۴۴۸	۰٫۵۷۳	۰٫۴۹۷
Al ₂ O ₃	۳٫۳۶۷	۳٫۲۸۳	۳٫۷۲۸	۳٫۸۴۶	۳٫۸۴۷	۳٫۷۸۱	۳٫۷۰۴	۳٫۱۰۷	۳٫۱۳۸	۳٫۳۵۷
FeO	۷٫۰۲۶	۵٫۵۷۱	۵٫۶۰۶	۵٫۷۴۴	۵٫۶۷۷	۵٫۷۶۱	۵٫۵۶۹	۶٫۵۳	۶٫۲۳۱	۵٫۵۶۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۹۶۱	۱٫۰۱۶	۱٫۰۸	۱٫۰۵	۱٫۱۴۷	۱٫۱۵۶	۱٫۰۶۵	۰٫۸۹۳	۰٫۹۷۵	۰٫۹۸۸
MnO	۰٫۱۸۵	۰٫۱۵۴	۰٫۱۵۹	۰٫۱۴۵	۰٫۱۸۴	۰٫۱۶۷	۰٫۱۵۶	۰٫۱۵۳	۰٫۱۷۲	۰٫۱۴۱
NiO	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۳۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۵۸	۰٫۰۳۱	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۲
MgO	۱۶٫۷۲۴	۱۶٫۷۰۱	۱۶٫۴۳۹	۱۶٫۴۴۳	۱۶٫۳۵	۱۶٫۶۱۴	۱۶٫۴۹۵	۱۶٫۶۶۵	۱۶٫۹۷۶	۱۶٫۶۰۸
CaO	۱۹٫۳۳۳	۲۰٫۹۳۲	۲۰٫۶۷۳	۲۰٫۷۱	۲۰٫۹۵۶	۲۰٫۷۰۴	۲۱٫۰۹۴	۱۹٫۹۹۱	۱۹٫۹۴۷	۲۱٫۱۵۷
Na ₂ O	۰٫۴۴۵	۰٫۳۴۴	۰٫۳۵۵	۰٫۳۴	۰٫۳۸۵	۰٫۳۴۱	۰٫۳۵۲	۰٫۳۷۲	۰٫۴۹۹	۰٫۳۷۱
K ₂ O	۰٫۰۰۷	۰	۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱	۰	۰	۰
مجموع	۱۰۱٫۳۲	۱۰۱٫۱۲	۱۰۰٫۷۳	۱۰۱٫۴۱	۱۰۱٫۰۶	۱۰۱٫۴۹	۱۰۱٫۴۴	۱۰۱٫۲۶	۱۰۱٫۹	۱۰۱٫۰۱
TSi	۱٫۹۰۹	۱٫۹۰۳	۱٫۸۹۸	۱٫۸۹۷	۱٫۸۸۴	۱٫۸۹۲	۱٫۸۹۴	۱٫۹۲۷	۱٫۹۱۸	۱٫۸۹۶
TAl	۰٫۰۹۱	۰٫۰۹۷	۰٫۱۰۲	۰٫۱۰۳	۰٫۱۱۶	۰٫۱۰۸	۰٫۱۰۶	۰٫۰۷۳	۰٫۰۸۲	۰٫۰۸۴
M1Al	۰٫۰۵۲	۰٫۰۴۳	۰٫۰۵۸	۰٫۰۶	۰٫۰۴۸	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۲	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۱	۰٫۰۳۹
Alt	۰٫۱۴۳	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۶۳	۰٫۱۶۴	۰٫۱۶۱	۰٫۱۵۸	۰٫۱۲۹	۰٫۱۳۳	۰٫۱۴۳
M1Ti	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴
M1Cr	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۸
M1Mg	۰٫۹۰۳	۰٫۹۰۲	۰٫۸۹۱	۰٫۸۸۶	۰٫۸۸۶	۰٫۸۹۴	۰٫۸۸۸	۰٫۹	۰٫۹۰۵	۰٫۸۹۷
M1Ni	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
M2Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۴	۰
*M2Fe ²⁺	۰٫۲۱۲	۰٫۱۵۹	۰٫۱۶۴	۰٫۱۶۹	۰٫۱۵۳	۰٫۱۷	۰٫۱۵۴	۰٫۱۹۳	۰٫۱۸۷	۰٫۱۴۸
M2Mn	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴
M2Ca	۰٫۷۵۱	۰٫۸۱۲	۰٫۸۰۶	۰٫۸۰۲	۰٫۸۱۴	۰٫۸۰۱	۰٫۸۱۶	۰٫۷۷۶	۰٫۷۶۸	۰٫۸۲۲
M2Na	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۶
Sum_cat	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
WO	۴۰٫۰۸۳	۴۳٫۰۳۵	۴۳٫۰۲۶	۴۳٫۹۷۹	۴۳٫۴۰۳	۴۳٫۷۳۳	۴۳٫۴۷۹	۴۱٫۳۰۷	۴۱٫۰۷۱	۴۳٫۴۲۳
EN	۴۸٫۲۴۴	۴۷٫۷۷۵	۴۷٫۶۰۵	۴۷٫۴۷۹	۴۷٫۱۱۸	۴۷٫۷۱۳	۴۷٫۳۰۷	۴۷٫۹۱۲	۴۸٫۶۳۵	۴۷٫۴۲۷
FS	۱۱٫۶۷۳	۹٫۱۹	۹٫۳۶۹	۹٫۵۴۲	۹٫۴۷۹	۹٫۵۵۴	۹٫۲۱۴	۱۰٫۷۸۲	۱۰٫۲۹۴	۹٫۱۵

TiO₂ نسبت به SiO₂ [۳۲] در مرز مشترک آمفیبول‌های درون صفحه‌ای و فروانش جایابی می‌شوند (شکل‌های ۱۰ الف و ب). براساس نمودار F1-F2 [۳۱]، کلینوپیروکسن‌های گابروهای مورد بررسی در گستره مشترک بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت‌های کف اقیانوسی (OFB) و نزدیک به مرز قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ پ). چنانکه با توجه به نمودارهای مختلف دیده می‌شود، گابروهای مورد بررسی بر اساس شیمی کانی‌های تشکیل دهنده، در محیط مشترک درون صفحه‌ای و سری آهکی قلیایی مناطق فروانش قرار دارند. این ویژگی‌ها به احتمال بسیار می‌تواند نشاندهنده یک خاستگاه گوشته سنگ کره ای شبیه بازالت‌های درون صفحه‌ای اقیانوسی و یا مورب باشد که در محیط‌های کشتی پهنه‌های فروانش اواخر نئوپروتروزوئیک تشکیل شده باشند. شکاری [۷] نیز خاستگاه سنگ‌های بازیک منطقه را یک گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای تا حدی دگرنهاده می‌داند که به احتمال بسیار طی بالاآمدگی و جایگیری در معرض آرایش پوسته‌ای قرار گرفته و در اواخر نئوپروتروزوئیک و طی رخداد کوهزایی کادومین و جمع شدگی، بسته شدن و برخورد از نوع قاره-قاره و طی یک فرایند فروانشی ناقص تشکیل شده‌اند.

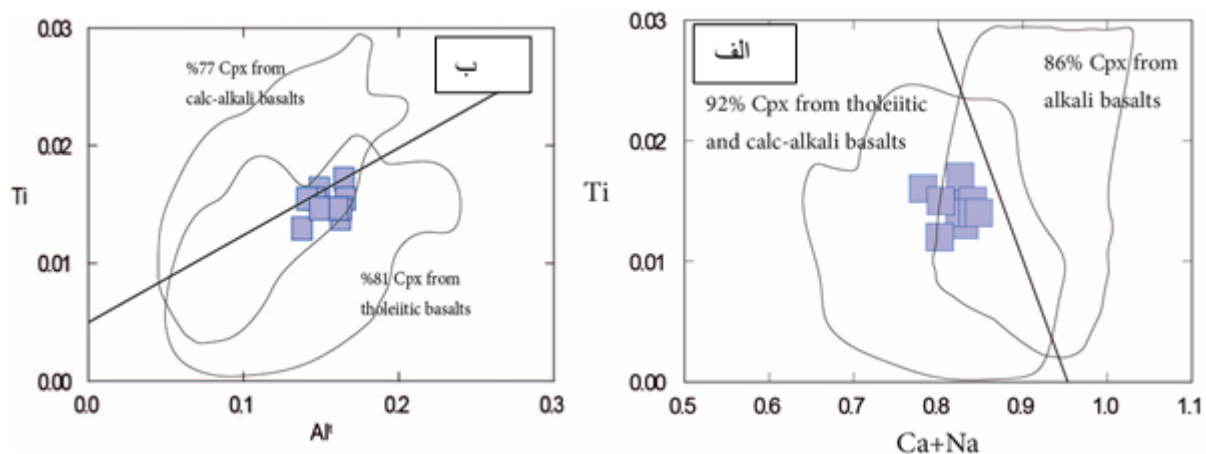
فلدسپار ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها نشاندهنده بالا بودن مقدار کلسیم در آنهاست. ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی مورد بررسی از نوع لابرادوریت و بایتونیت است (شکل ۸) [۲۷]. بالا بودن درصد آنورتیت پلاژیوکلازها تا بایتونیت بیانگر بالا بودن نسبی فشار جزئی آب در سامانه ماگمایی آنهاست [۲۸].

تعیین جایگاه زمین‌ساختی

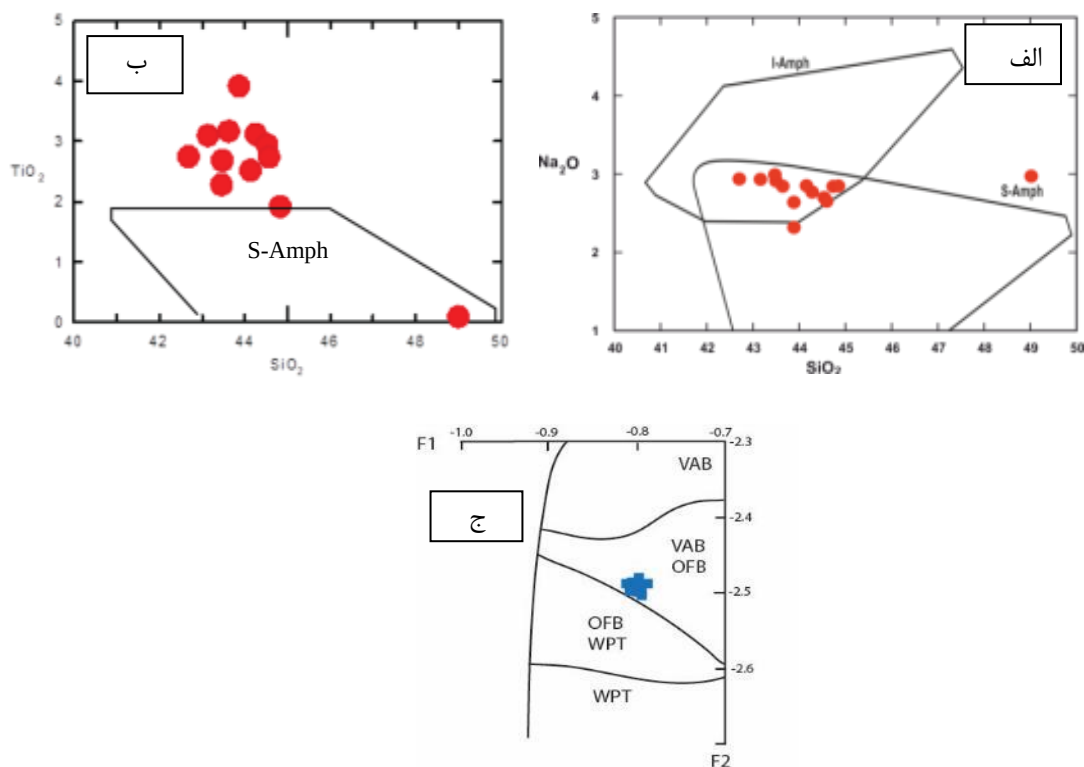
چنانکه اشاره شد، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی براساس نمودار SiO₂ نسبت به Al₂O₃ [۲۴] در قلمرو نیمه‌قلیایی - آهکی قلیایی واقع هستند (شکل ۶ ب). ویژگی‌های زمین-شیمیایی کلینوپیروکسن‌های اولیه برای تعیین ماهیت ماگمایی بیشتر سنگ‌های بازیک قابل استفاده هستند [۲۹-۳۱]. در نمودار Ti نسبت به Ca+Na که برای کلینوپیروکسن‌ها ارائه شده‌است [۳۰]، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های تولیتی و آهکی قلیایی مناطق کوهزایی و در مرز مشترک بازالت‌های قلیایی قرار می‌گیرند، ولی بیشتر متمایل به بازالت‌های کوهزایی هستند (شکل ۹ الف). بر پایه نمودار Ti نسبت به Al_{tot} [۳۰] نیز همه نمونه‌ها تقریباً در مرز و قلمرو مشترک بازالت‌های تولیتی و آهکی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب). آمفیبول‌های نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای Na₂O و



شکل ۸ ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی مورد بررسی در نمودار سه تایی فلدسپارها [۲۷].



شکل ۹ الف- نمودار Ti نسبت به Ca+Na [۳۰] برای تعیین موقعیت زمین ساختی کاینوپیروکسن‌های مورد بررسی، ب - نمودار Ti نسبت به Al_{tot} [۳۰] برای تفکیک بازالت‌های تولئیتی و آهکی قلیایی.



شکل ۱۰ الف و ب - نمودارهای Na_2O و TiO_2 نسبت به SiO_2 [۳۲] برای آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی که در مرز مشترک قلمرو آمفیبول‌های درون صفحه‌ای (I-Amph) و پهنه‌های فروانش (S-Amph) قرار دارند، پ- نمودار F1-F2 [۳۱]، پیروکسن‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت‌های کف اقیانوسی (OFB) قرار می‌گیرند. (WPT: بازالت‌های تولئیتی درون صفحه‌ای).

دما-فشارسنجی سنگ‌های مورد بررسی

دما-فشارسنجی بر اساس ترکیب پیروکسن

ترکیب شیمیایی کاینوپیروکسن‌ها را می‌توان به عنوان یک شاخص کیفی برای تعیین فشار تبلور به کار برد [۳۳]. کاینوپیروکسن‌های مورد بررسی بر پایه نمودار Al^6/Al^4 نسبت به

Al^4 [۳۳] اغلب در قلمرو بازالت‌های منطقه گرانولیت (فشار متوسط) و متمایل به قلمرو آذرین (فشار پایین) واقع هستند. نسبت‌های Al^6/Al^4 آنها به نسبت کم و بین ۰٫۲ تا ۰٫۷ و اغلب برابر با ۰٫۵ (شکل ۱۱ الف) بوده و نشان‌دهنده فشارهای متوسط

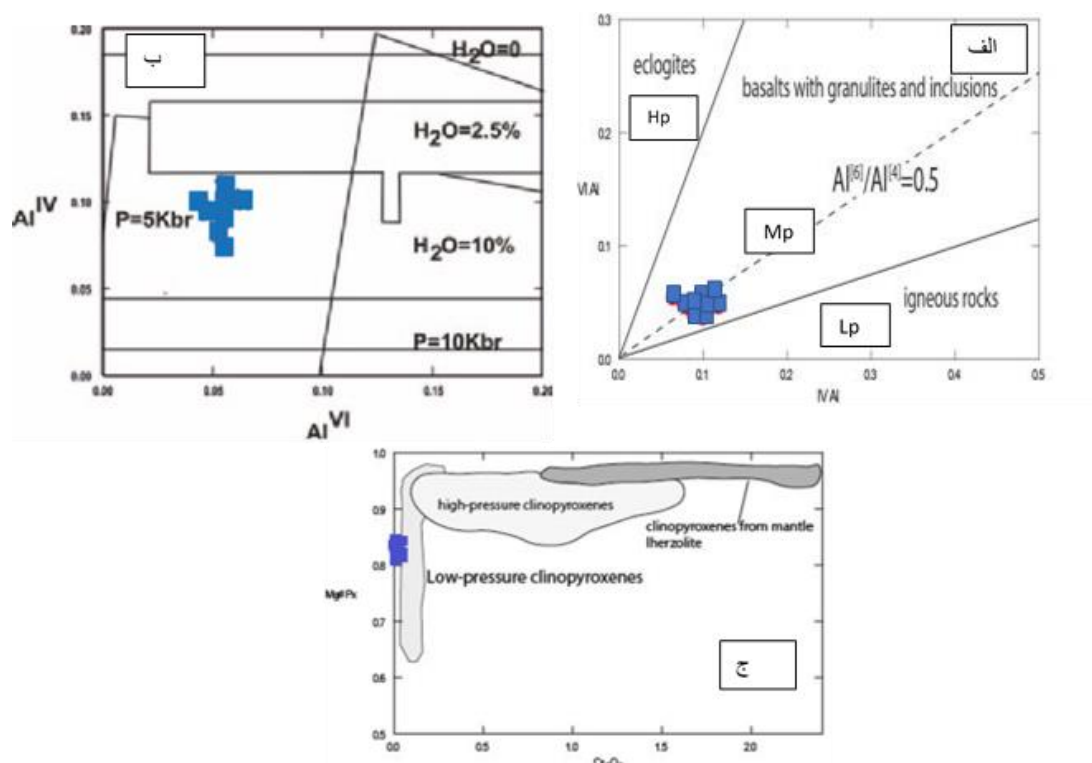
تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۵ تا ۷ کیلو بار متبلور شده‌اند (شکل ۱۲). پارامترهای X_{PT} و Y_{PT} از روابط زیر محاسبه شده‌اند [۲۹]:

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^+ - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

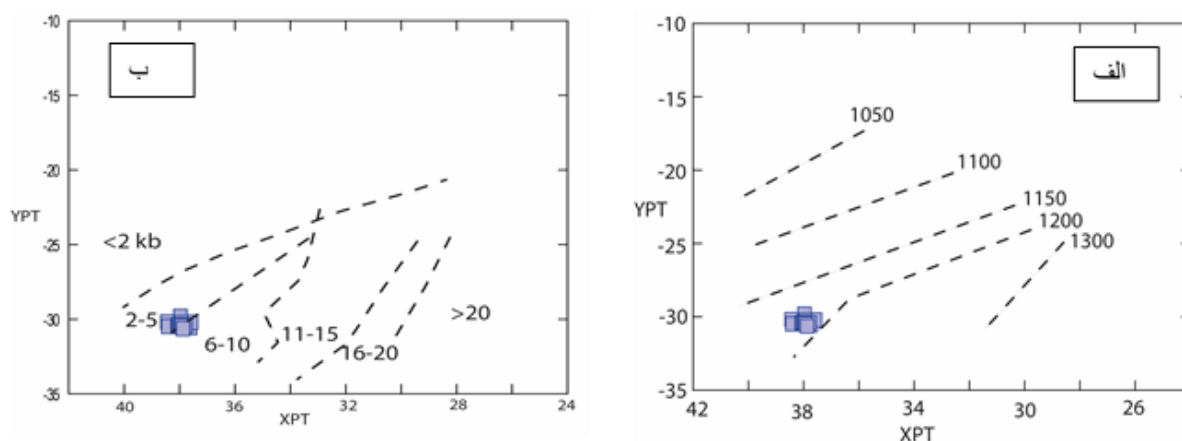
$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^+ + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

حدود ۵ کیلو بار هستند (شکل ۱۱ ب). در نمودار $Mg\#$ پیروکسن نسبت به Cr_2O_3 [۲۶]، نمونه‌های مورد بررسی دور از قلمرو بیگانه سنگ‌های لرزولیت گوشته [۳۴] و قلمرو کلینوپيروكسن‌های فشار بالا [۳۵] قرار می‌گیرند و مقدار $Mg\#$ پایین‌تر و مقدار Cr_2O_3 بسیار کمتری دارند (شکل ۱۱ پ).

به نظر می‌رسد که همه کلینوپيروكسن‌های سنگ‌های مورد بررسی در نمودار Y_{PT} نسبت به X_{PT} [۲۹] در دماهای ۱۱۵۰



شکل ۱۱ الف و ب - نمودارهای Al^6 نسبت به Al^4 [۳۳] برای تعیین فشار کلینوپيروكسن‌های مورد بررسی، ب- نمودار $Mg\#$ پیروکسن نسبت به Cr_2O_3 [۲۶]، قلمرو بیگانه سنگ‌های لرزولیت گوشته برگرفته از مرجع [۳۴] و قلمرو کلینوپيروكسن‌های فشار بالا برگرفته از مرجع [۳۵] (برگرفته از شکاری [۷]).



شکل ۱۲ الف و ب- نمودارهای Y_{PT} نسبت به X_{PT} [۲۹] برای دما-فشارسنجی سنگ‌های گابرویی مورد بررسی برپایه شیمی کلینوپيروكسن.

دما-فشارسنجی بر پایه ترکیب آمفیبول

براساس بررسی‌های پژوهشگران بسیاری طی دو دهه گذشته، مقدار آلومینیم کل آمفیبول رابطه مستقیمی با عمق تبلور آن دارد و از این رو می‌توان از آن برای زمین دما-فشارسنجی استفاده نمود. آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما-فشارسنجی در سنگ‌های آذرین آهکی قلیایی هستند، زیرا تقریباً در همه سنگ‌های آهکی قلیایی، صرف‌نظر از ترکیب‌های بازیک، حد واسط یا اسیدی وجود دارند و در گستره وسیع از دما-فشار ۱-۲۳ kbar و ۱۱۵۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد پایدار هستند [۳۶، ۱۸]. روابط بسیاری بر این اساس ارائه شده است. شرایط جایگیری سنگ‌های گابرویی با تغییر مقدار Al^{total} از ۲ تا ۲/۵ محاسبه شده و فشار آنها بر اساس رابط مرجع [۳۷] بین ۶/۵۲ تا ۸/۹ کیلو بار (معادل با عمق ۲۳ تا ۳۲ کیلومتر)، برآورد شده است. دمای تبلور سنگ‌های مورد بررسی نیز بر اساس رابطه، $T = 25.3 P + 654.9$ [۳۸] و بر اساس محاسبه شده اشمیت [۳۷]، ۸۲۰ تا ۸۸۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شد.

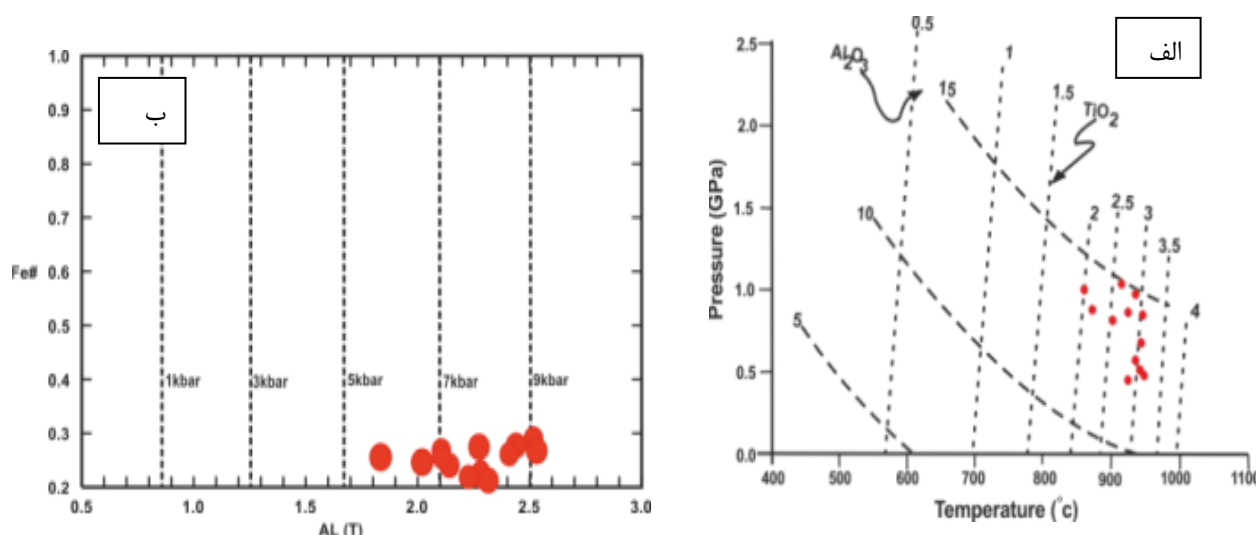
دماسنجی بر پایه مقدار کاتیون‌های مختلف آمفیبول [۳۹]:

$$T^{\circ}C = 1781 - 132.74[Si^{Amph}] + 116.6[Ti^{Amph}] -$$

$$69.41[Fe^{Amph}] + 101.62[Na^{Amph}]$$

دماهای ۹۳۷-۹۹۱ °C را به دست می‌دهد. بررسی تجربی بر

پایداری آمفیبول‌های غنی از Ti نشان می‌دهد که حد بالای پایداری Ti-پارگازیت/کرسوتیت در فشار ۱ GPa و دماهای کمتر از ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است [۴۰]. مقدار Ti، کلسیم آمفیبول‌ها با افزایش دما انطباق مثبتی دارد و افزایش می‌یابد، اما تقریباً مستقل از فشار است [۴۰] و بر اساس نتایج ارنست و لیو [۴۰]، مقدار Ti در دماهای بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد یک دماسنج به نسبت کمی است. در زمین دما-فشارسنج نیمه کمی ارائه شده بر اساس تغییر مقدار اکسیدهای TiO_2 و Al_2O_3 کلسیم آمفیبول‌های سنگ‌های متابازالتی [۴۰]، نمونه‌های مورد بررسی، دمای ۸۵۰ تا ۹۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱-۰/۵ GPa را نشان می‌دهند (شکل ۱۳ و جدول ۲). نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به Al^{total} [۲۱] آمفیبول، فشار احتمالی تبلور آمفیبول‌های گابروهای مورد بررسی را بین ۵ تا ۹ کیلو بار برآورد می‌نماید. همچنین شواهد متعددی نشان می‌دهد که سنگ‌های پارگازیت - هورنبلند گابرویی مورد بررسی از یک مایع به نسبت آبدار متبلور شده‌اند و بر اساس بالا بودن مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز (تا بایتونیت)، کلینوپیروکسن کلسیمی و وجود هورنبلند ماگمایی، مشخص می‌شود که مایع‌های مخزن ماگمایی مورد بررسی ۱/۵ تا ۳ درصد آب داشته‌اند [۴۰].



شکل ۱۳ همناهای Al_2O_3 و TiO_2 کلسیم آمفیبول‌ها براساس درصد وزنی به عنوان تابعی برای تعیین فشار و دما [۴۰] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی آن. ب- نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به Al^{total} [۲۱] برای تعیین فشار تبلور آمفیبول‌های گابروهای مورد بررسی شترکوه.

برداشت

توده‌های گابرویی مورد بررسی در حد استوک و به طور پراکنده در مقیاس کوچک در مجموعه دگرگونی -آذرین شترکوه رخنمون دارند. این گابروها از کانی‌های شاخص آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن، اولیوین و کدر تشکیل شده‌اند. ماهیت ماگمای آنها بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن، نیمه‌قلیایی است و مقدار پایین نسبت Ti/Al کلینوپیروکسن و ترکیب آمفیبول در آنها نشان می‌دهد که در شرایط اکسایشی تشکیل شده‌اند. براساس نتایج برآمده از ریز گمانه الکترونی، آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع پارگازیت و هورنبلندپارگازیت هستند. این آمفیبول‌ها از نوع ماگمایی و دمای بالا هستند. حضور هورنبلند ماگمایی در آنها نشان می‌دهد که ماگمای آنها باید آب فراوانی داشته باشد. شواهد متعدد نشان می‌دهد که سنگ‌های پارگازیت - هورنبلند گابرویی مورد بررسی از یک مایع به نسبت آبدار متبلور شده‌اند و بر اساس بالا بودن مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن کلسیمی و وجود هورنبلند ماگمایی، برآورد می‌شود که مایع‌های مخزن ماگمایی مورد بررسی ۱/۵ تا ۳ درصد آب داشته‌اند. دما-فشارسنجی‌های انجام شده بر پایه کانی‌های کلینوپیروکسن دماهای ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای حدود ۵ تا ۷ کیلو بار را نشان می‌دهند براساس ترکیب آمفیبول‌ها تعیین شده به روش‌های مختلف، آنها در دماهای بالا، بین ۸۲۰ تا ۹۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۹ کیلو بار متبلور شده‌اند.

قدردانی

بدین وسیله از داوران محترم برای پیشنهادات و ذکر نکات ارزشمند جهت بهبود مقاله سپاسگزاریم. همچنین از دانشگاه دامغان که ما را در انجام این تحقیق یاری کردند صمیمانه تشکر می‌کنیم.

مراجع

- (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana", *Chemie der Erde* 75, (2015) 207–218.
- [3] Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., "Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran", *J. Asian Earth Sci.*, (2014). 06.011. 10.1016/j.jseae.
- [4] Aghanabati S.A., "Geology of Iran", Geological Survey of Iran Press, p 586.
- [5] Shekari S., Sadeghian M., Ghasemi H., Zaki M.G., "Mineral chemistry, Petrogenesis of metapelitic rocks of metamorphic-igneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood)", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 26 (1), (2018), 179-194. doi: 1029252/ijcm.26.1179.
- [6] Shekari S., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Zou Y., "Mineral chemistry and petrogenesis of metabasites of Shotor-Kuh metamorphic - igneous complex (SE Shahrood) as an indicator for evolution of intracontinental extensional basins of late Neoproterozoic", *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, Vol. 27, No.105, (2017), 167-182.
- [7] Shekari S., "Petrology and geochemistry of Shotor-Kuh metamorphic complex (SE Shahrood)", Ph.D. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2018), (in Persian).
- [8] Shafaii Moghadam H., Li Q.L., Griffin W.L., Stern R.J., Ishizuka O., Henry H., Lucci F., O'Reilly S.Y., Ghorbani G., 2020, "Repeated magmatic buildup and deep "hot zones" in continental evolution: The Cadomian crust of Iran", *Earth and Planetary Science Letters* Volume 531, 1 February 2020, 115989
- [9] Shafaii Moghadam H., Li H. X., Stern R. J., Ghorbani G., Bakhshizad F., "Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan – Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments", *Lithos* (240–243) (2016), 34–48.
- [10] Sadeghian M., Hosseini S. H., Hemmati A., Shekari S., "Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids", *Scientific Quarterly journal, Geosciences*, 26, 103, (2017) 61-72.
- [11] Sadeghian M., "Typical geological characteristics of Late Neoproterozoic- early Cambrian Iranian Gondwanan terranes as indicators for better and faster their
- [1] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove, M., Shmitt A., Walker D., "U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics*, (2008) 451: 71- 96.
- [2] Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites

- metamorphic Geol., 23, 2005, 795–812. doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x.
- [24] Le Bas N.J., “*The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*”, Am.J.Sci. 260, 1962, 267-288.
- [25] Schweitzer E. L., Papike, J. J., Bence A. E., “*Clinopyroxenes from deep sea basalts: A statistical analysis*”, Geophysical Research Letters, 5(7), 1978, 573-576. doi.org/10.1029/GL005i007p00573
- [26] Aydin F., Karsli O., Sadiklar M.B., “*Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey*”, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 18, 2009, pp. 163–186. doi:10.3906/yer-0802-2
- [27] Deer W.A., Howie R.A., Sussman J., “*An introduction to the rock forming minerals*”, Longman Ltd (1992) 528p.
- [28] Johannes W., “*Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O at P_{H₂O} = 5Kbar an equilibrium problem*”, Contrib. Mineral. Petrol. 66, 1978, 295-303.
- [29] Soesoo A., “*A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations*”, GFF, Vol. 119 1997, (Pt. 1, March), pp. 55–60. Stockholm. ISSN 1103–5897
- [30] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., “*Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series*”, Earth and Planetary Science Letters 59, 1982, 139–154.
- [31] Nisbet F.G., Pearce J.A., “*Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 63, 1977, 149–160.
- [32] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., O, Reilly S.Y., Powell W., “*Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle*”, Lithos, 99, 2007, 68-84.
- [33] Aoki K., Shiba, I., “*Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata*”, Japan. Lithos 6, 1973, 41–51.
- [34] Dawson J.B., “*Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and ‘flushed’ lherzolites. In: MENZIES, M.A. & HAWKESWORTH, C.J. (eds), Mantle Metasomatism. Academic Press, London, 1987, 125–144.*
- [35] Simonetti A., Shore M., Bell K., “*Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak understanding*”, 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran (2016).
- [13] Shafaii Moghadam H., Li X.H., Santos J.F., Stern R.J., Griffin W.L., Ghorbani Gh, Sarebani N., “*Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran*”, Earth and Planetary Science letters, 474, 2017, 83-96.
- [14] Bakhshizad F., Ghorbani Gh., “*Geochemistry, Geochronology and tectonic setting of metamorphic rocks from Zanjan-Takab region*”, Scientific Quarterly Journal, Geosciences, vol 25, N 97, 2015, p361-374.
- [15] Mardani F., “*Geothermobarometry and petrology of gabbroic bodies from Shotor-Kuh (SE Shahrood)*”, N Iran. M.Sc. Thesis In Geology (Petrology), 2021, Damghan University, Damghan, Iran. In Persian.
- [16] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., “*Nomenclature of amphibole supergroup*”, American Mineralogist v.97, 2012, 2031-2048. doi.org/ 10.2138/am.2012.4276
- [17] Leake B., et al., “*Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature*”, American Mineralogist v.89, 2004, 883-887. doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0191
- [18] Leake B.E., et al., “*Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association*”, American Mineralogist 83, 1997. 1019-1037. doi.org/10.1016/j.cageo.2004.05.007
- [19] Leake B.E., et al., “*On aluminous and edenitic hornblendes*”, Mineralogical magazine, v. 38, N. 296, 1971, p.389-407.
- [20] Ernst W. G., “*Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains*”, eastern California. Am.Mineral. 87, 2002, 478-490. doi: 10.2138/am-2002-0411
- [21] Anderson J. L., Smith D. R., “*The effect of temperature and fo₂ on the Al-in-hornblende barometer*”, American Mineralogist. 80, (1995) 549-559.
- [22] Morimoto N., “*Nomenclature of pyroxenes*”, Bull. Mineral., 111, 1988, 535-550.
- [23] Berger J., Femenlas O., J . C. C. 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*”, J.

granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", Am.Mineral. 1991, 76, 176.

[39] Putirka K., "Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes", American Mineralogist, Volume 101, 2016, pages 841–858.

[40] Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer", Am. Mineral. 83, 1998, 952-969.

Volcano", Eastern Uganda: Evidence for magma mixing. Canadian Mineralogist 34, 1996, 411–421.

[36] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72, 1-3, 2001, pp 185-207. doi: 10.1007/s007100170033

[37] Schmidt M .W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al – in hornblende barometer". Contrib. Mineral. Petrol. 110, 1992, 304 – 310. doi.org/10.1007/BF00310745.

[38] Vyhnal C.R., McSween H.Y., Jr., "Hornblende chemistry in southern Appalachian