



بررسی جایگاه زمین‌ساختی و دما-فشارسنجی توده گابرویی منطقه کنگره (جنوب غرب کردستان) با استفاده از ترکیب کانی پیروکسن آن

فرهاد آلیانی، محمد معانی‌جو، زهرا صبوری^{*}، میرمحمد میری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۶/۵/۷، نسخه نهایی: ۹۶/۹/۱)

چکیده: توده گابروی کنگره در جنوب استان کردستان و جنوب غربی منطقه قروه واقع است. این منطقه جزو پهنه سنج - سیرجان به حساب می‌آید. دگرگونی‌های زمین‌ساختی طی مزوزوئیک و فعالیت‌های ماگمایی صورت گرفته در نتیجه فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نفوتتیس به زیر صفحه ایران، سبب تشکیل سنگ‌های آذرین مختلفی در این منطقه شده است. نتایج بررسی‌های زمین-شیمیایی کانی پیروکسن و سنگ کل نشان می‌دهند که این توده دارای طبیعت شبه‌رخشانی بوده و به سری ماگمایی تولیتی تا آهکی-قلیایی تعلق دارد. نمونه‌های مورد بررسی دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین فروانشی مانند ناهنجاری منفی عناصر P, Nb, Ti و Zr و ناهنجاری مثبت عناصر Rb, Sr و Eu هستند. نتایج این پژوهش هم‌چنین نشان می‌دهد که توده گابروی کنگره در موقعیت زمین‌ساختی جزیره کمانی شکل گرفته است. بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که طی دوران مزوزوئیک در مجاورت کرانه قاره‌ای ایران (پهنه سنج-سیرجان) جزایر کمانی حضور داشته‌اند که پس از بسته‌شدن اقیانوس نفوتتیس به کرانه قاره ایران (منطقه قروه) پیوسته‌اند.

واژه‌های کلیدی: گابرو؛ پیروکسن؛ محیط زمین‌ساختی؛ دما-فشارسنجی؛ قروه؛ سنج - سیرجان.

مقدمه

منطقه قروه واقع در جنوب استان کردستان پیشینه زمین-شناسی منحصر به فردی دارد و جایگاه زمین‌ساختی آن موضوع بحث پژوهشگران طی سال‌های اخیر بوده است [۸-۱]. به‌طور کلی می‌توان گفت که دو نظریه در مورد جایگاه زمین‌ساختی قروه وجود دارد: (۱) جزیره کمانی طی تریاس و ژوراسیک [۷] و (۲) کرانه فعال قاره‌ای طی این زمان [۸]. حضور توده‌های متعدد بازی، حدواسط و اسیدی با ویژگی‌های نسبتاً متغیر و نیز حضور گرانیتوئیدهای نوع A2 در این منطقه [۸-۱۰] بیانگر این است که شکل‌گیری همه آن‌ها تنها در یک رویداد زمین-ساختی و فعالیت ماگمایی مشترک رخ نداده است و این موضوع نیاز به بررسی بیشتر دارد.

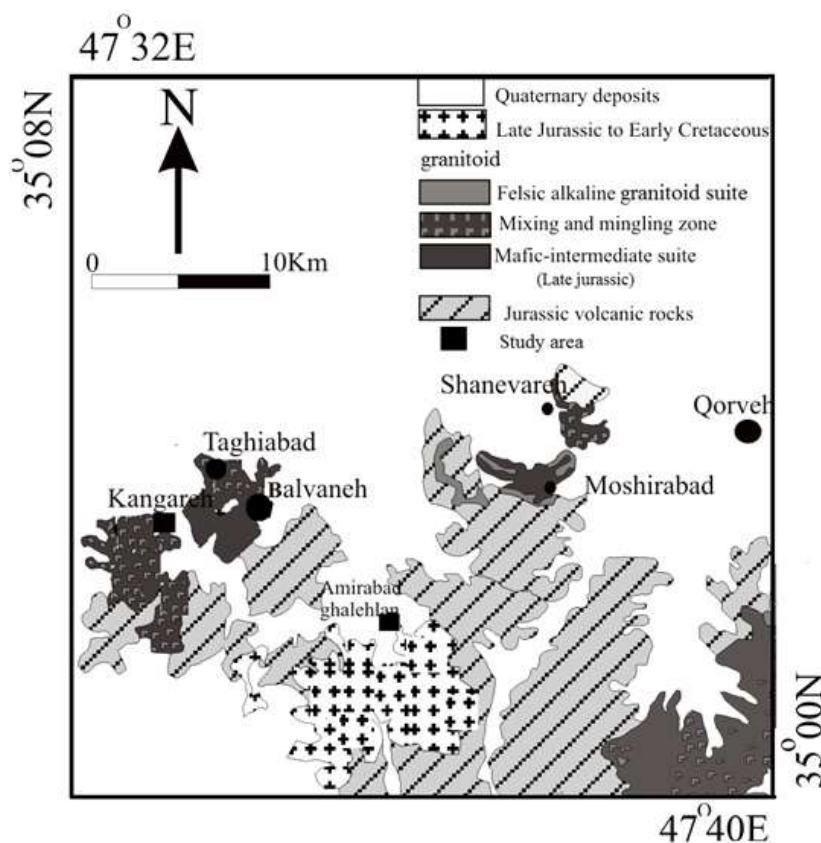
توده گابروی منطقه کنگره (که در این مقاله گابروی کنگره نامیده می‌شود) در جنوب غربی استان کردستان و شهرستان

قروه قرار دارد. این توده از سنگ‌های گابرویی به همراه مقداری دیوریت و دایک‌های گرانیتی تشکیل شده است. عزیزی و همکاران [۷] گابروی کنگره را از نظر شیمی سنگ کل و مقدار ماده ایزوتوپی بررسی کرده و آن را پیامد فعالیت ماگمایی در یک جزیره کمانی در مجاورت کرانه قاره‌ای غیرفعال (پهنه سنج-سیرجان) دانسته‌اند، که در ژوراسیک تا کرتاسه رخ داده است. در این پژوهش، نویسندگان علاوه بر ترکیب سنگ کل، از ترکیب کانی پیروکسن نیز برای بررسی جایگاه زمین-ساختی گابروی کنگره بهره جستند، تا نتایج بررسی‌های پیشین را کامل‌تر سازند. هم‌چنین دما و فشار تبلور این سنگ-ها نیز بر پایه ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بررسی شده است، تا چگونگی شکل‌گیری گابروی کنگره بیش از پیش روشن گردد.

زمین‌شناسی منطقه و مشاهدات صحرایی

منطقه قروه در بخش شمالی پهنه سندرچ-سیرجان قرار دارد و از سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی به همراه توالی ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی شامل آمفیبولیت، مرمر و میکاشیست تشکیل شده است. براساس سن‌سنجی‌های انجام شده تا کنون، سن توده‌های آذرین درونی این منطقه ۱۵۰ تا ۱۷۰ میلیون سال (تریاس تا ژوراسیک) است [۳، ۸-۶]. اما چنان که در بالا اشاره شد، در مورد چگونگی شکل‌گیری این توده‌ها اتفاق نظر وجود ندارد. باور عمومی بر این است که فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته ایران، سبب ایجاد یک کرانه فعال قاره‌ای طی دوران مزوزوئیک شده که با فعالیت ماگمایی گسترده همراه بوده است و توده‌های آذرین قروه نیز طی آن شکل گرفته‌اند. این در حالی است که عزیزی و همکاران [۷] پهنه ماگمایی قروه و سنقر را جزایر کمائی در نظر می‌گیرند که از فروانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر پوسته اقیانوسی متصل به پوسته قاره‌ای ایران شکل گرفته و پس از برخورد پوسته عربستان به ایران، به پهنه سندرچ-سیرجان پیوسته‌اند.

توده آذرین نفوذی کنگره به شکل یک بیضی نامنظم و با ریختار نسبتاً ملایم با امتداد شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در جنوب روستای کنگره واقع شده (شکل ۱) و به درون سنگ‌های دگرگونی پنجه‌علی نفوذ کرده است (شکل ۲ الف). در نمونه دستی سنگ‌های این توده به رنگ خاکستری تیره تا سبز تیره هستند و ساخت توده‌ای دارند. این سنگ‌ها درشت‌دانه تا بسیار درشت‌دانه هستند، به‌طوری که در برخی نقاط اندازه بلورها به بیش از ۵ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲ ب). در کناره توده، سنگ‌ها ریزدانه‌تر شده‌اند و در برخی نقاط می‌توان آثار میلونیت شدن را مشاهده کرد که سبب جهت‌یافتگی کانی‌ها شده است. تغییر از سنگ‌شناسی گابرویی به دیوریتی به صورت یک‌باره صورت نمی‌گیرد و در بیشتر موارد نمی‌توان مرزی مشخص برای آن در نظر گرفت. این امر می‌تواند به دلیل آمیزش و آلاش ماگمایی باشد. در توده کنگره، سنگ‌های فلسی با ترکیب گرانیتی نیز حضور دارند اما به ندرت دیده می‌شوند و اغلب به‌صورت دایک‌های آپلینی و پگماتیته با ضخامت چند سانتی‌متر تا حدود ۱ متر بخش‌های گابرویی را قطع کرده‌اند (شکل ۲ ج).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه کنگره، برگرفته از مرجع [۱].



شکل ۲ الف) نمایی از توده کنگره و کوه پنجه‌علی از مسیر کنگره. ب) پگماتیت برداشت شده از منطقه کنگره که دارای بلورهای درشت هورنبلند و پلاژیوکلاز است (طول مقیاس = ۱۴cm). پ) نمایی از دایک‌های فلسی که توده کنگره را قطع کرده‌اند.

روش بررسی

به منظور انجام این پژوهش، تعداد ۴۰ نمونه از بخش‌های مختلف توده گابروی کنگره برداشت شده و مقاطع نازک آن‌ها توسط میکروسکوپ قطبشی بررسی شد. از میان این نمونه‌ها، تعداد ۹ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای تجزیه سنگ کل به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) انتخاب شده و در آزمایشگاه Acme ونکوور کانادا توسط دستگاه مدل Spectro Arcos/Ciros Vision (برای تعیین اکسیدهای اصلی)، و دستگاه مدل ELAN9000 (برای تعیین عناصر فرعی) تجزیه شدند (جدول ۱). عناصر اصلی، عناصر فرعی و خاکی نادر در مجموع شامل ۴۴ عنصر بودند که جهت تعیین عناصر اصلی از روش‌های ذوب لیتیم متابورات و ICP-MS و برای تعیین عناصر فرعی از روش‌های ذوب لیتیم متابورات و طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی ICP-OES، استفاده شد. از این نمونه‌ها تعداد ۴۰ نقطه از ۷ بلور پیروکسن با کمترین میزان دگرسانی در آزمایشگاه دانشگاه نیوبرانسیویک کشور کانادا با استفاده از دستگاه ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL JXA-733 با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و جریان ۳۰ nA تجزیه شدند (جدول ۲).

سنگ‌نگاری گابروهای مورد مطالعه

بافت‌های غالب این سنگ‌ها نیمه شکلدار دانه‌ای، خال خال، پوست ماری، نیمه پوست ماری و میان دانه‌ای هستند. پلاژیوکلاز (حدود ۶۰-۵۰ درصد)، پیروکسن (۳۰-۳۵ درصد)، هورنبلند (۱۰ تا ۱۵ درصد) و بیوتیت (<۱۰٪) کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و کوارتز، تیتانیت، آپاتیت و اکسیدهای آهن کانی‌های فرعی آنها هستند. سرسیت، کلریت، اکتینولیت، ترمولیت و اپیدوت کانی‌های ثانویه این نمونه‌ها هستند که از دگرسانی پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول حاصل شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، دارای دوقلویی‌های آلپیتی، کارلسباد و نیز ساخت منطقه‌ای هستند و در نمونه‌های دگرسان شده به سرسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازهای نمونه‌های بخش‌های مرکزی توده گابرویی درشت‌تر و شکل‌دارتر از پلاژیوکلازهای بخش‌های کناری که به صورت بلورهای کوچک، باریک و نیمه‌شکل دیده می‌شوند هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). این موضوع نشان دهنده اختلاف در سرعت تبلور بخش‌های کناری در مقایسه با بخش‌های مرکزی است. بلورهای پیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و با توجه به رنگ تداخلی سری دوم و زاویه خاموشی ۳۶ تا ۵۰

دارند و در برخی موارد به کلریت و اکتینولیت دگرسان شده‌اند اما به طور کلی سالم‌تر از پیروکسن‌ها هستند. این بلورها نیز گاهی میانبرهای پلاژیوکلاز هستند. بیوتیت‌ها به صورت بلورهای ریز و با رنگ قهوه‌ای در مقطع نازک دیده می‌شوند و دسر برخی موارد کلریتی شده‌اند.

درجه، می‌توان آنها را از نوع دیوپسید و اوژیت دانست. این بلورها نیز در نمونه‌های دگرسان شده به ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده‌اند. پیروکسن‌ها پس از پلاژیوکلازها تبلور یافته‌اند چرا که آنها طی رشد بلورهای کوچکتر پلاژیوکلاز را به صورت میانبر در خود گرفته‌اند (شکل ۳ الف). هورنبلندها کانی مافیک در این سنگ‌ها هستند که به صورت بلورهای بی‌شکل حضور

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی انواع گابروهای مورد بررسی (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm بیان).

Sample	B.S.4	B.S.5	B.S.6	T.S.1	K.S.11	K.S.21	K.S.24	K.S.42	K.S.47
SiO ₂	۴۸,۸۲	۴۹,۱۳	۴۹,۸۴	۴۸,۵	۴۸,۸۲	۴۸,۹۱	۴۹,۰۴	۴۸,۹۴	۴۹,۴۵
Al ₂ O ₃	۲۱,۱۹	۱۸,۵۲	۱۶,۲۴	۱۶,۰۵	۱۸,۷۲	۱۷,۵	۱۶,۸	۱۷	۲۲,۴
Fe ₂ O ₃	۶,۵۵	۶,۸۱	۷,۰۲	۷,۶	۶,۹	۶,۵	۷,۳	۷,۹	۴,۵
MgO	۵,۲	۷,۲	۸,۲	۱۰,۴۵	۷,۲۱	۹,۰۲	۸,۱۴	۸,۴	۵,۳۲
CaO	۱۲,۳	۱۳,۷	۱۴,۳	۱۲,۶	۱۲,۷	۱۲,۸	۱۲,۵۳	۱۱,۴	۱۲,۹
Na ₂ O	۲,۸	۲,۳	۲,۲	۱,۹۵	۲,۵	۲,۲۳	۲,۵	۲,۵	۲,۷
K ₂ O	۰,۴۳	۰,۲	۰,۳	۰,۲۲	۰,۴۳	۰,۴۱	۰,۴	۰,۸	۰,۴۵
TiO ₂	۰,۹	۰,۶	۰,۶	۰,۴۶	۰,۸۴	۰,۴۲	۱,۲	۰,۹۹	۰,۴
P ₂ O ₅	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۱۷	۰,۱۱	۰,۰۳
MnO	۰,۱	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۰۷
Cr ₂ O ₃	۰,۰۲	۰,۰۸	۰,۰۳	۰,۱۵	۰,۰۶	۰,۱۳	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۲
مجموع	۹۹,۸۳	۹۹,۸۵	۹۹,۸۵	۹۹,۸۶	۹۹,۸۵	۹۹,۸۷	۹۹,۸۴	۹۹,۸۵	۹۹,۸۵
LOI	۱,۵	۱,۲	۱,۱	۱,۷	۱,۶	۱,۸	۱,۶	۱,۶	۱,۶
Ba	۷۲	۳۶	۵۵	۳۴	۶۶	۵۷	۵۴	۹۷	۶۶
Ni	۴۰	۴۸	۶۰	۱۳۰	۷۱	۱۰۵	۸۴	۷۸	۶۴
Sc	۳۲	۴۳	۵۳	۴۴	۳۸	۴۰	۴۳	۳۸	۲۷
Be	<۱	<۱	<۱	<۱	۲	<۱	۱	<۱	۳
Co	۲۹	۳۳,۱	۳۴,۸	۴۳,۸	۳۲,۳	۳۵,۱	۳۴,۶	۳۸,۹	۲۰,۱
Cs	۱,۴	۰,۶	۰,۶	۰,۵	۱	۱,۱	۰,۵	۱,۵	۱,۵
Ga	۱۵,۳	۱۳,۵	۱۲,۴	۱۰,۴	۱۳,۸	۱۰,۶	۱۳,۵	۱۲,۲	۱۶,۵
Hf	۱,۱	۰,۵	۰,۵	۰,۵	۱	۰,۷	۱,۹	۲	۰,۶
Nb	۲,۵	۱,۱	۱,۱	۰,۲	۲,۸	۰,۵	۴,۸	۲,۶	۱,۱
Rb	۱۶,۸	۶,۱	۹,۸	۵,۳	۱۴,۵	۱۴,۲	۱۰,۷	۳۵,۹	۱۳,۲
Sr	۵۷۳,۵	۴۴۰,۵	۳۹۰,۳	۳۱۷,۷	۴۵۸	۳۳۵,۸	۴۲۰,۶	۳۳۵,۶	۶۶۳,۲
Ta	۰,۳	<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	۰,۳	<۰,۱	۰,۳	۰,۲	<۰,۱
Th	۰,۵	۰,۵۲	۰,۳	۰,۳	۰,۷	۰,۵	۱,۱	۰,۷	۰,۶۷
U	<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	۰,۱	۰,۲۳	۰,۱	۰,۴	۰,۳	<۰,۱
V	۲۰,۳	۱۹,۰	۱۹,۵	۱۴۲	۱۷۹	۱۳۸	۲۳۷	۱۷۴	۹۴
W	۰,۶	<۰,۵	<۰,۵	۰,۶	۰,۹	<۰,۵	۱,۶	<۰,۵	۰,۷
Zr	۳۵,۹	۱۵,۶	۱۶,۵	۲۲,۱	۳۵,۵	۲۲,۶	۷۳,۲	۷۹,۷	۱۶
Y	۹,۹	۷,۷	۸,۸	۹,۴	۱۰,۴۳	۸,۳	۱۷,۸	۱۸,۳	۶,۴
La	۴,۵	۳,۱	۲,۴	۳,۱	۴,۰۹	۳	۷	۶,۳	۲,۹
Ce	۹,۹	۵,۹	۵,۲	۶,۶	۸,۶	۶,۵	۱۴,۹	۱۳,۷	۵,۹
Pr	۱,۳۱	۰,۷۶	۰,۸۶	۰,۸۶	۱,۱۹	۰,۸۸	۲,۱۳	۲,۰۵	۰,۷۳
Nd	۶,۳	۳,۸	۴,۴	۴,۸	۵,۶	۴,۴	۹,۴	۹,۵	۳,۲
Sm	۱,۶	۱,۱۵	۱,۴	۱,۲	۱,۵	۱,۱۲	۲,۵	۲,۶	۰,۹۶
Eu	۰,۸۵	۰,۶۹	۰,۷۵	۰,۶۴	۰,۸۲	۰,۵۶	۱,۰۲	۰,۹۴	۰,۷۶
Gd	۱,۸۹	۱,۵۶	۱,۹	۱,۷	۲	۱,۶	۳,۳۵	۳,۱۱	۱,۲۵
Tb	۰,۳۱	۰,۲۵	۰,۳۲	۰,۲۸	۰,۳۲	۰,۲۴	۰,۶	۰,۵۳	۰,۲
Dy	۱,۵۶	۱,۹۵	۲,۴۸	۱,۲۳	۲,۰۷	۱,۴۹	۳,۷۴	۳,۳۷	۱,۱۹
Ho	۰,۳۳	۰,۴۲	۰,۴۸	۰,۲۲	۰,۴۱	۰,۳۱	۰,۷۴	۰,۶۷	۰,۲۴
Er	۰,۸۹	۱	۱,۳۴	۰,۷۹	۱,۱۷	۰,۹۳	۲,۰۹	۲,۰۴	۰,۶۵
Tm	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۲	۰,۱۲	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۲۸	۰,۲۸	۰,۰۹
Yb	۰,۷	۰,۸۷	۱,۲۹	۰,۷۴	۱,۰۱	۰,۷۱	۱,۸۷	۱,۶۹	۰,۵۶
Lu	۰,۱۱	۰,۱۴	۰,۱۹	۰,۱۴	۰,۱۶	۰,۱۲	۰,۲۷	۰,۲۶	۰,۰۸

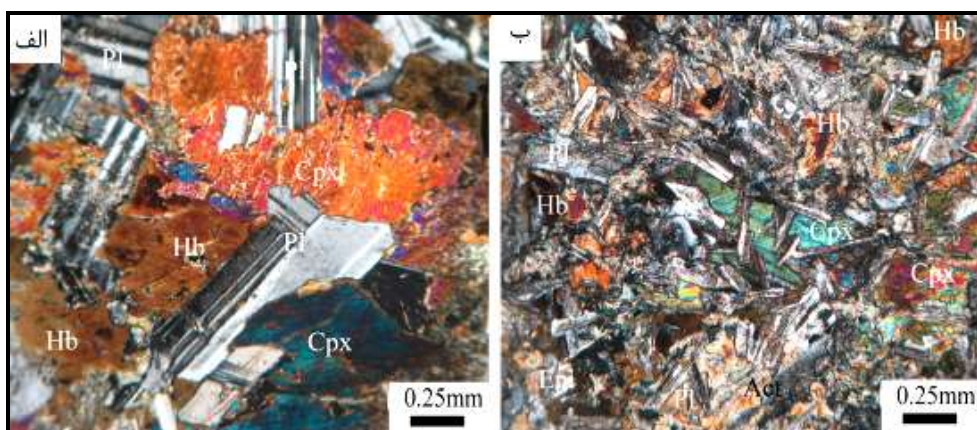
آهن کل به صورت Fe₂O₃ محاسبه شده. ۲. LOI: مقدار آب از دست رفته در دمای ۱۱۰۰ °C.

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در گابروی کنگره (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی بیان شده‌اند).

نمونه	نقطه	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	مجموع
B.S.4	۱	۰٫۲۴	۱۱٫۷	۱٫۸	۵۸٫۸	۰٫۱۶	۲۰٫۳	۰٫۴۵	۰	۰٫۲۵	۵٫۵	۹۹
	۲	۰٫۱۴	۱۳٫۱۴	۱٫۴۳	۵۵٫۵	۰٫۰۴	۲۳٫۳۵	۰٫۳	۰	۰٫۲۶	۵٫۵۴	۹۹٫۷
	۳	۰٫۲۷	۱۱٫۹	۲٫۶	۵۷٫۱	۰٫۰۲	۲۱٫۲۱	۰٫۶	۰	۰٫۲۱	۵٫۰۳	۹۸٫۹
	۴	۰٫۳۵	۱۱٫۹	۳	۵۷٫۹	۰٫۰۳	۲۰٫۷	۰٫۷	۰	۰٫۲۱	۵٫۲	۱۰۰٫۰۱
	۵	۰٫۴۲	۱۲٫۰۶	۳٫۸	۵۷٫۱	۰٫۰۴	۲۰٫۴	۰٫۹	۰	۰٫۲	۵٫۰۳	۱۰۰
B.S.5	1	۰٫۳۳	۱۲	۳٫۷	۵۷٫۴	۰٫۰۵	۲۰٫۵	۰٫۸۶	۰	۰٫۲	۵٫۱	۱۰۰٫۱
	۲	۰٫۴۲	۱۲٫۱	۳٫۵	۵۷٫۸	۰٫۰۴	۲۰٫۲	۰٫۶۶	۰	۰٫۲	۵٫۱۶	۱۰۰٫۰۵
	۳	۰٫۴	۱۲٫۰۹	۳٫۳	۵۷٫۵	۰٫۰۴	۲۰٫۶	۰٫۷۵	۰	۰٫۲	۵٫۱۳	۱۰۰٫۰۱
	۴	۰٫۴	۱۲٫۰۵	۳٫۶	۵۷٫۶	۰٫۰۵	۲۰٫۲	۰٫۸	۰	۰٫۲	۵٫۱۳	۱۰۰
	۵	۰٫۵۱	۱۲٫۰۲	۳٫۹	۵۶٫۸	۰٫۰۹	۱۹٫۲	۱٫۱۵	۰	۰٫۲۱	۵٫۹	۱۰۰
B.S.6	۱	۰٫۳	۱۱٫۹	۳٫۰۶	۵۷٫۷	۰٫۱۵	۲۰٫۶	۰٫۷	۰	۰٫۲۳	۵٫۵۵	۱۰۰٫۰۲
	۲	۰٫۳۶	۱۲	۳٫۴	۵۷٫۶	۰٫۰۰۶	۲۰٫۲۵	۰٫۸	۰	۰٫۲۱	۵٫۴	۱۰۰٫۰۲
	۳	۰٫۳۲	۱۱٫۹	۳٫۹	۵۵٫۵	۰٫۰۲	۲۰٫۵	۰٫۸۴	۰	۰٫۲	۵٫۰۵	۹۸٫۱
	۴	۰٫۳۱	۱۱٫۹	۳٫۹	۵۷٫۷	۰٫۰۰۷	۲۰٫۰۹	۰٫۸۲	۰	۰٫۲	۵٫۱۵	۱۰۰٫۰۴
	۵	۰٫۳۳	۱۱٫۸	۳٫۴	۵۷٫۸	۰٫۰۲	۲۰٫۵	۰٫۸۴	۰	۰٫۲۲	۵٫۱۳	۱۰۰
B.S.7	1	۱٫۲	۱۲٫۲	۴٫۷	۵۶٫۸	۰٫۲۶	۱۹٫۱۴	۰٫۰۶	۰	۰٫۲۶	۵٫۵	۱۰۰٫۰۶
	۲	۰٫۴۱	۱۳٫۲	۲٫۲۱	۵۵٫۲	۰٫۰۸	۲۰٫۵	۰٫۰۵	۰	۰٫۲۶	۸٫۱	۱۰۰٫۰۱
	۳	۰٫۲۶	۱۲	۲٫۳	۵۴٫۶	۰٫۰۰۶	۲۱٫۱۲	۰٫۶	۰	۰٫۲۲	۵٫۹۴	۹۷٫۰۳
	۴	۰٫۴۴	۱۲٫۲	۴٫۰۱	۵۷٫۴	۰٫۱	۱۸٫۷	۱٫۰۱	۰	۰٫۲۱	۵٫۸۳	۱۰۰
B.S.8	۱	۰٫۲۵	۱۴٫۱۱	۲٫۲۳	۵۲٫۷	۰٫۰۵	۲۱٫۴	۰٫۲۴	۰٫۰۶	۰٫۲۵	۸٫۲	۹۹٫۵
	۲	۰٫۳۳	۱۳٫۹	۲٫۰۷	۵۲٫۰۷	۰	۲۲٫۵	۰٫۶۵	۰٫۰۵	۰٫۲۵۵	۷٫۸	۹۹٫۷
	۳	۰٫۲۵	۱۳٫۹	۱٫۴۶	۵۲٫۴	۰٫۰۰۳	۲۲٫۸	۰٫۳	۰٫۰۴	۰٫۲۷	۸	۹۹٫۴
	۴	۰٫۳	۱۴٫۲	۲٫۰۳	۵۳٫۰۲	۰	۲۲٫۱۲	۰٫۵	۰٫۰۲	۰٫۳	۸٫۰۵	۱۰۰٫۰۶
	۵	۰٫۱۷	۱۴٫۲	۱٫۴	۵۳٫۶	۰٫۰۰۳	۲۲٫۵	۰٫۱۳	۰٫۰۲	۰٫۲۳	۷٫۵	۹۹٫۷
	۶	۰٫۳۱	۱۳٫۵	۲٫۵	۵۲٫۱	۰٫۰۰۲	۲۲٫۶	۰٫۵۳	۰٫۰۴	۰٫۲۴	۸	۹۹٫۸
K.S.33	۱	۰٫۵۱	۱۲٫۲۴	۳٫۸	۵۶٫۵	۰٫۰۳	۱۹٫۸	۱٫۲۵	۰	۰٫۱۹	۵٫۶	۹۹٫۹
	۲	۰٫۴۵	۱۲٫۴	۳٫۴	۵۶٫۷	۰٫۰۰۳	۱۹٫۲	۱٫۱	۰	۰٫۱۹	۵٫۵	۹۹٫۹
	۳	۰٫۳۴	۱۲٫۶	۳٫۰۴	۵۷٫۲	۰٫۰۰۸	۱۹٫۸	۱٫۰۴	۰	۰٫۲۱	۵٫۸	۹۹٫۹۷
	۴	۰٫۵	۱۲٫۲	۳٫۹۹	۵۶٫۵	۰٫۰۰۳	۲۰٫۲	۱٫۰۵	۰	۰٫۱۸	۵٫۴۳	۱۰۰
	۵	۰٫۴۵	۱۲٫۳	۳٫۶	۵۶٫۸	۰٫۰۰۳	۲۰٫۲	۰٫۹۳	۰	۰٫۲	۵٫۴	۹۹٫۹
	۶	۰٫۴۶	۱۲٫۳	۳٫۷	۵۶٫۷	۰٫۰۰۶	۱۹٫۸	۱٫۱	۰	۰٫۱۹	۵٫۷	۱۰۰
	۷	۰٫۴	۱۲٫۵۶	۳٫۵	۵۶٫۸	۰٫۰۰۱	۱۹٫۸	۱٫۱۴	۰	۰٫۲	۵٫۶۲	۱۰۰
	۸	۰٫۴۷	۱۲٫۳	۳٫۷	۵۶٫۶	۰٫۰۰۲	۲۰٫۱۷	۱٫۰۹	۰	۰٫۲	۵٫۴۳	۱۰۰
K.S.36	۱	۰٫۵	۱۴٫۳	۳٫۱۱	۵۰٫۵۸	۰	۲۰٫۹	۱٫۱	۰٫۰۳	۰٫۲	۸٫۲	۹۸٫۹
	۲	۰٫۳۶	۱۴٫۶	۳٫۲۵	۵۰٫۹	۰	۲۱٫۰۸	۱٫۱۴	۰٫۰۴	۰٫۲	۸٫۲۲	۹۹٫۸۴
	۳	۰٫۵	۱۴٫۵	۲٫۸۵	۵۱٫۵۶	۰	۲۱٫۹	۱	۰٫۰۶	۰٫۱۸	۷٫۶	۱۰۰٫۰۹
	۴	۰٫۴۳	۱۴٫۷۵	۳٫۱۱	۵۰٫۴۲	۰	۲۰٫۸	۱٫۲۲	۰٫۰۵	۰٫۲۲	۸٫۵	۹۹٫۵۵
	۵	۰٫۴۳	۱۴٫۰۶	۳٫۰۸	۵۰٫۴۴	۰	۲۲	۱٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۲۳	۷٫۴۵	۹۸٫۸
	۶	۰٫۴۶	۱۴٫۶	۳٫۶	۵۱٫۴۱	۰	۲۰٫۹۵	۱٫۳	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۸٫۱۱	۱۰۰٫۷
	۷	۰٫۴	۱۴٫۶	۳٫۳	۵۱٫۵۵	۰	۲۱٫۴	۱٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۲۳	۷٫۹۵	۱۰۰٫۷

ادامه جدول ۲ محاسبه کاتیون‌های پیروکسن بر اساس ۶ اکسیژن.

نمونه	نقطه	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ^{III}	Cr	Ti	Fe ^{II}	Mn	Mg	Ca	Na	K
B.S.4	۱	۱/۱۵	-۰/۱۱	۰/۱۹	.	.	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۶۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۱
	۲	۱/۷	-۰/۰۱	۰/۰۷	.	.	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۲
	۳	۰/۹۹	-۰/۰۹	۰/۰۲	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۰۶	۰/۶۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۱
	۴	۲/۰۸	-۰/۰۸	۰/۰۲۱	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۰۶	۰/۶۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۱
	۵	۲/۰۵	-۰/۰۵	۰/۰۲۱	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۰۶	۰/۶۶	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲
B.S.5	۱	۱/۹۹	۰/۰۰۳	۰/۱۶	.	.	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲
	۲	۲/۰۷	-۰/۰۷	۰/۰۲۲	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۰۶	۰/۶۵	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲
	۳	۲/۰۷	-۰/۰۷	۰/۰۲۱	.	.	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰۶	۰/۶۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲
	۴	۲/۰۶	-۰/۰۷	۰/۰۲۲	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۰۶	۰/۶۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲
	۵	۲/۰۵	-۰/۰۴	۰/۰۲۱	.	.	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰۶	۰/۶۵	۰/۰۷۴	۰/۰۴	۰/۰۴
B.S.6	۱	۲/۰۷	-۰/۰۷	۰/۰۲۱	.	.	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۶۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۱
	۲	۲/۰۷	-۰/۰۷	۰/۰۲۱	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۱	۰/۶۴	۰/۰۷	۰/۰۲	.
	۳	۱/۰۶	-۰/۰۶	۰/۰۲۲	.	.	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰۶	۰/۶۳	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۱
	۴	۲/۰۶	-۰/۰۷	۰/۰۲۳	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۰۶	۰/۶	۰/۰۷	۰/۰۲	.
	۵	۲/۰۷	-۰/۰۷	۰/۰۲۲	.	.	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۱	۰/۶۳	۰/۰۷۸	۰/۰۲	.
B.S.7	۱	۰/۹۵	۱/۰۵	۰/۰۲۳	۱/۰۲۴	.	۰/۰۲	-۰/۰۶	۰/۰۱	۱/۰۰۶	۰/۰۳۶	۰/۰۹	۰/۰۱
	۲	۱	۱/۰۱	۰/۰۰۶	۱/۰۳	.	۰/۰۱	-۰/۰۷	۰/۰۱	۱/۰۴	۰/۰۲۶	۰/۰۳	۰/۰۴
	۳	۱/۱۱	-۰/۱۱	۰/۰۲	.	.	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۶۴	۰/۰۸۱	۰/۰۲	.
	۴	۲/۰۶	-۰/۰۶	۰/۰۲۳	.	.	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰۶	۰/۶	۰/۰۷۲	۰/۰۳	.
B.S.8	۱	۱/۹۶	۰/۰۴	۰/۰۰۶	.	۰/۰۰۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۲	.
	۲	۱/۹۴	۰/۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۰۸	۰/۰۷۷	۰/۰۹	۰/۰۲	.
	۳	۱/۹۶	۰/۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۱	.	۰/۰۰۸	۰/۰۲۴	۰/۰۰۸	۰/۰۷۷	۰/۰۹	۰/۰۲	.
	۴	۱/۹۵	۰/۰۴	۰/۰۰۴	.	.	۰/۰۱	۰/۰۲۵	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۸۷	۰/۰۲	.
	۵	۲	۰/۰۱	۰/۰۰۵	.	.	۰/۰۰۳	۰/۰۲۳	۰/۰۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	.	.
	۶	۱/۹۴	۰/۰۶	۰/۰۰۵	.	.	۰/۰۱	۰/۰۲۵	۰/۰۱	۰/۰۷۵	۰/۰۹	۰/۰۲	.
K.S.33	۱	۲/۰۴	-۰/۰۴	۰/۰۲	.	.	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۶۶	۰/۰۸	۰/۰۴	.
	۲	۲/۰۵	-۰/۰۵	۰/۰۲	.	.	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۳	.
	۳	۲/۰۶	-۰/۰۶	۰/۰۲	.	.	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۲	.
	۴	۲/۰۳	-۰/۰۳	۰/۰۲	.	.	۰/۰۳	۰/۱۷	۰/۰۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۲	.
	۵	۲/۰۵	-۰/۰۵	۰/۰۲	.	.	۰/۰۳	۰/۱۶	۰/۰۰۵	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۳	.
	۶	۲/۰۴	-۰/۰۴	۰/۰۲	.	.	۰/۰۳	۰/۱۸	۰/۰۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۳	.
	۷	۲/۰۳	-۰/۰۳	۰/۱۸	.	.	۰/۰۳	۰/۱۷	۰/۰۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۶
	۸	۲/۰۳	-۰/۰۳	۰/۱۸	.	.	۰/۰۳	۰/۱۶	۰/۰۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۶
K.S.36	۱	۱/۹	۰/۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	.	۰/۰۳	۰/۰۲۱	۰/۰۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸۴	۰/۰۳	.
	۲	۱/۹	۰/۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	.	۰/۰۳	۰/۰۲۱	۰/۰۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸۴	۰/۰۲	.
	۳	۱/۹۱	۰/۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۳	.
	۴	۱/۸۹	۰/۱۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۸۲	۰/۰۸۳	۰/۰۳	.
	۵	۱/۹	۰/۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۳	۰/۱۸	۰/۰۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۳	.
	۶	۱/۸۹	۰/۱۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲۲	۰/۰۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸۳	۰/۰۴	.
	۷	۱/۹	۰/۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲۲	۰/۰۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸۴	۰/۰۳	.



شکل ۳ (الف) بافت نیمه شکل‌دار دانه‌ای و بلورهای درشت پلاژیوکلاز در گابرو که توسط بلورهای کلینوپیروکسن و هورنبلند دربرگرفته شده‌اند (XPL). (ب) بافت پوست ماری در گابرو با بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده که فضای بین آن‌ها توسط پیروکسن و آمفیبول پر شده است (XPL). Cpx: کلینوپیروکسن، Hb: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز.

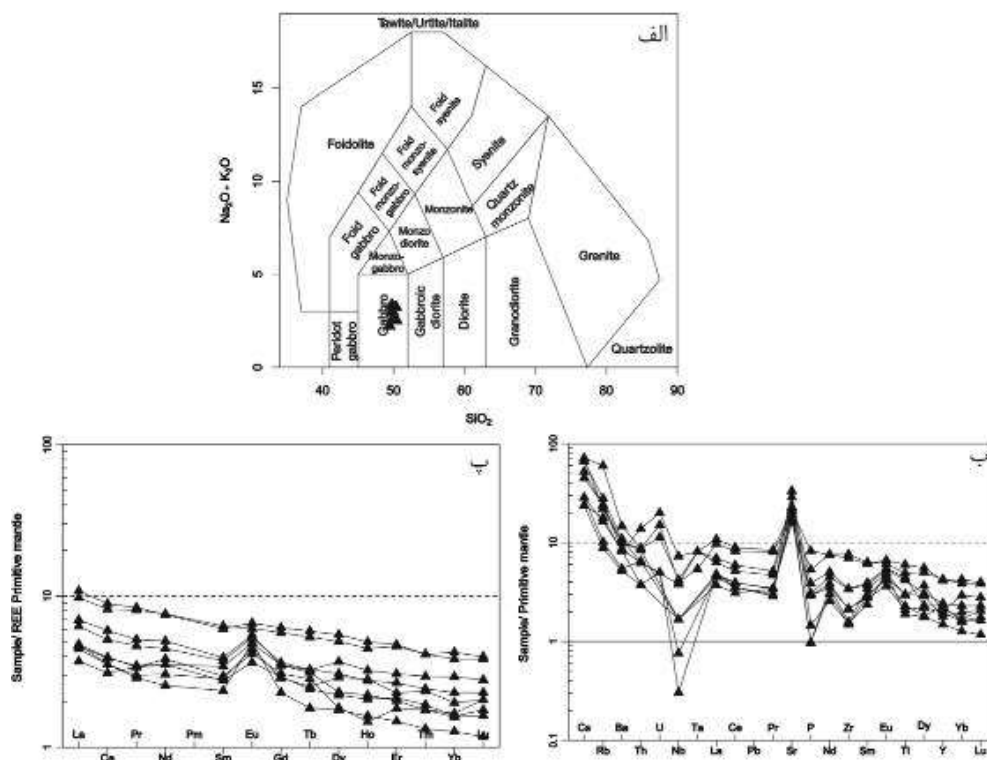
کوارتز نیز به صورت دانه‌ریز، بی‌شکل و دارای خاموشی موجی است که گویای تنش‌های اعمال شده بر سنگ است. حضور کوارتز در این گابروها می‌تواند در اثر آلایش با رسوبات هنگام بالا آمدن مذاب رخ داده باشد. بلورهای تیتانیت اغلب به صورت دانه‌ریز و بی‌شکل‌اند. بلورهای ریز و کشیده آپاتیت به صورت میان‌بار در برخی بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند.

زمین‌شیمی سنگ کل

مقدار SiO_2 نمونه‌های مورد بررسی از ۴۸/۸ تا ۴۹/۸ درصد وزنی تغییر می‌کند و در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین [۱۱]، همه آنها در گستره گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). عدد منیزیم در این نمونه‌ها تقریباً بالاست (۶۷-۰/۰). به طور کلی این سنگ‌ها دارای Al_2O_3 (۱۶/۴-۲۲wt%)، MgO (۲/۵-۵/۱۰wt%) و CaO (۳/۳-۱۱/۱۴wt%) بالا و مقادیر کمی Na_2O (۹/۸-۱/۲wt%)، K_2O (۲/۸-۰/۰wt%)، TiO_2 (۴/۲-۰/۱wt%) و P_2O_5 (۰/۲-۰/۰wt%) هستند. با افزایش SiO_2 ، مقادیر Na_2O ، K_2O ، P_2O_5 و افزایش یافته و مقادیر MgO ، CaO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 هم‌چنین گابروهای کنگره با توجه به مقادیر $A/\text{CNK}=0.5-0.9$ و $4.7-4.9$

$A/\text{NK}=3.5$ دارای طبیعت شبه رخشانی هستند [۱۲]. نمودار عناصر فرعی نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به گوشته اولیه [۱۳] بهنجار شده‌اند، در شکل ۴ ب ارائه شده است. چنان که مشخص است، بیشتر نمونه‌ها دارای ناهنجاری منفی در عناصر P ، Nb ، Ti و Zr هستند و برای عناصر Rb ، Sr و Eu ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند. غنی‌شدگی نسبی این نمونه‌ها در عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون مانند Ba ، U و Rb در این سنگ‌ها ناهنجاری مشخص است (شکل ۴ ب).

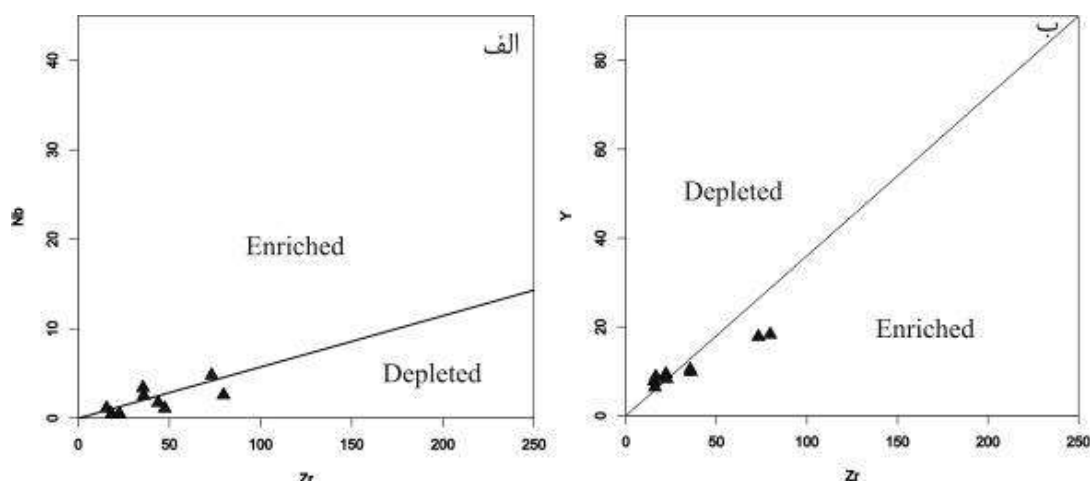
نمودار عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به مقادیر گوشته اولیه [۱۴] این نمونه‌ها نیز در شکل ۴ پ نشان داده شده است. الگوی بهنجار شده عناصر REE دارای شیب منفی بوده و از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی شده است. به طور کلی جدایش اندکی بین عناصر سبک و سنگین به چشم می‌خورد ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=2.4-4.4$). همه نمونه‌ها دارای ناهنجاری مثبت Eu البته با شدت و ضعف هستند، ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.2-2.5$). غنی‌شدگی از LREE در گابروهای کنگره در نتیجه جدایش کانی‌ها [۱۵] و منبع اولیه غنی از LREE قابل توجیه است.



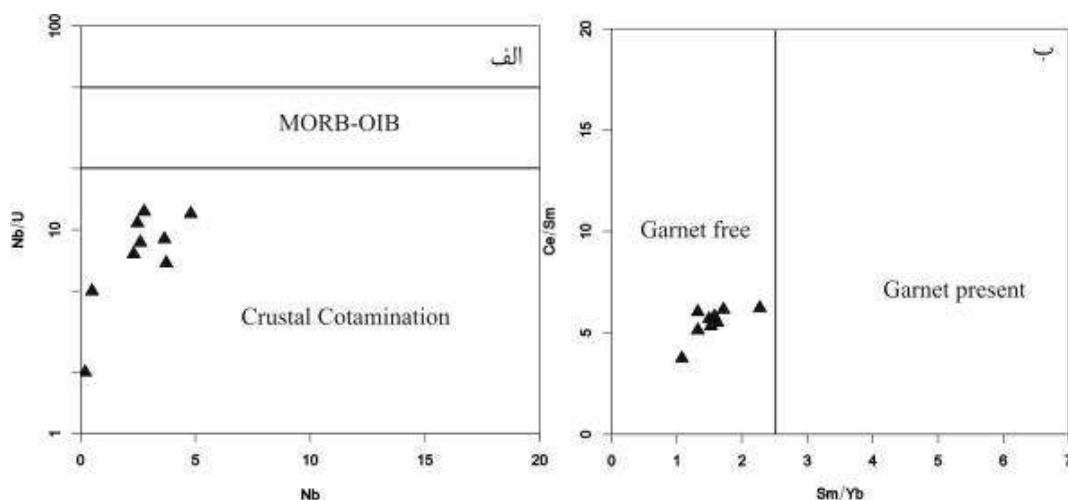
شکل ۴ الف) رده‌بندی سنگ‌های مورد بررسی بر اساس نمودار $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ نسبت به SiO_2 [۱۱]. ب) نمودار عنکبوتی گابروهای مورد بررسی، بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه [۱۳]. پ) نمودار عناصر خاکی نادر گابروهای مورد بررسی، بهنجار شده با مقادیر REE گوشته اولیه [۱۴].

پوسته‌ای است. از آنجا که تبلور جدایشی نمی‌تواند تغییرات اساسی در نسبت‌های این عناصر ناسازگار ایجاد کند [۲۰]، بنابراین می‌توان گفت که بروز تغییرات در این نسبت‌ها می‌تواند به علت تفاوت درجه ذوب‌بخشی از یک منبع همگن [۲۱] و یا در اثر ناهمگنی خاستگاه [۲۲] باشد. از طرفی، ناهنجاری منفی Nb و مقدار پایین نسبت Nb/La ($< ۱/۳$) نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است [۲۳]. همچنین با توجه به نمودار Nb-Nb/U [۲۴] می‌توان به نقش آلودگی پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی پی برد (شکل ۶ الف). برای تعیین حضور و عدم حضور گارنت در ناحیه خاستگاه از نمودار نسبت‌های Sm/Yb-Ce/Sm [۲۵] استفاده شد، که براساس این نمودار (شکل ۶ ب) گابروهای منطقه در گستره ناحیه خاستگاه بدون گارنت ترسیم شده‌اند.

ناهنجاری مثبت Eu و Sr در این نمونه‌ها به دلیل حضور مقادیر بالای پلاژیوکلاز رخ داده است و نشان می‌دهد که در ناحیه خاستگاه آن‌ها ذوب‌بخشی تا اندازه‌ای پیشرفت داشته است که پلاژیوکلازها تا حد زیادی در ترکیب ماگما شرکت نموده‌اند [۱۸-۱۶]. به منظور تعیین غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی در خاستگاه گابروهای مورد بررسی، از نسبت‌های عناصر ناسازگار Nb-Zr و Y-Zr استفاده شد [۱۳]. از آنجا که این عناصر در برابر سیال‌ها غیر متحرک هستند، می‌توانند اطلاعاتی در مورد منبع گوشته‌ای و میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی آن در اختیار قرار دهند [۱۹]. بر اساس شکل‌های ۵ الف و ب، نمونه‌های گابروی کنگره در گستره گوشته تهی‌شده (Depleted mantle) قرار می‌گیرند، البته برخی نمونه‌ها در گستره غنی شده واقع شده‌اند که احتمالاً به دلیل آلودگی



شکل ۵ نمودارهای تفکیک خاستگاه غنی‌شده و تهی‌شده برای گابروهای مورد بررسی [۱۳]. الف) نمودار Nb-Zr و ب) نمودار Y-Zr.



شکل ۶ الف) نمودار Nb نسبت به Nb/U جهت تعیین نقش آلودگی پوسته‌ای در تشکیل گابروهای مورد بررسی [۲۴]. ب) نمودار Sm/Yb نسبت به Ce/Sm [۲۵] جهت تعیین حضور و عدم حضور گارنت در ناحیه خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی.

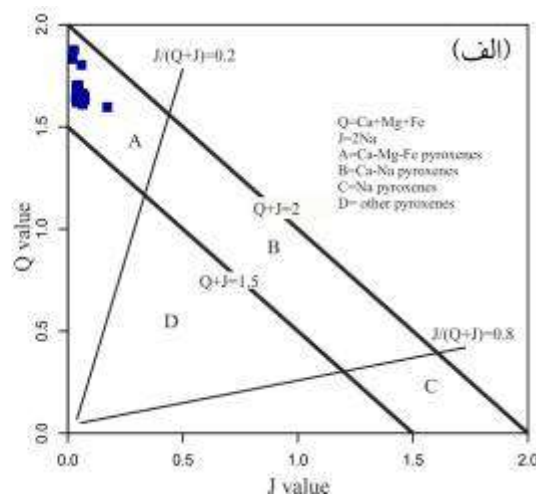
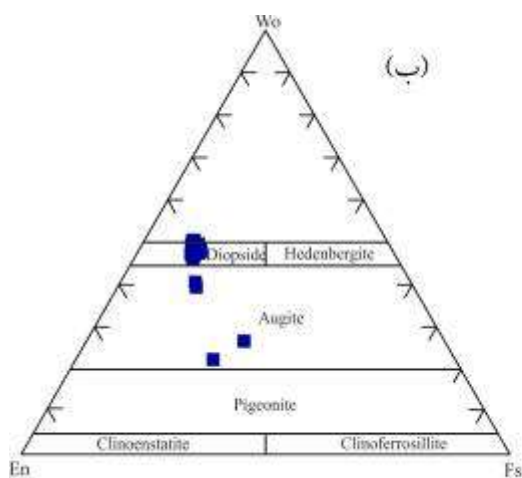
شیمی کانی پیروکسن

به قرار گرفتن نمونه‌های مورد بررسی در گستره Quad، برای رده‌بندی آنها می‌توان از نمودار انستاتیت-ولاستونیت-فروسیلیت [۲۶]، استفاده کرد که در آن کلینوپیروکسن‌ها در گستره اوژیت و دیوپسید هستند (شکل ۷ ب). این نتایج با ویژگی‌های میکروسکوپی پیروکسن‌ها همخوانی دارد.

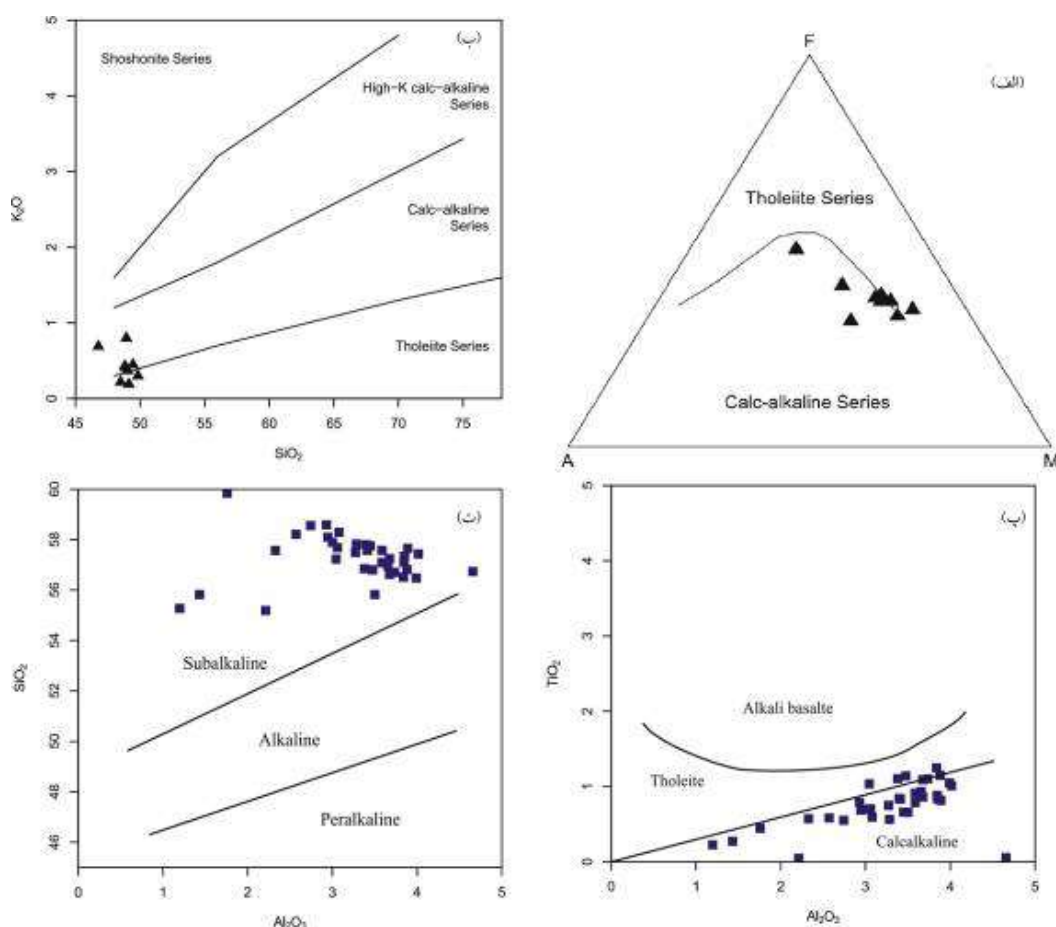
تعیین سری ماگمایی

نمونه‌های گابروی مورد بررسی، بر اساس نمودار Th-Co [۲۷] و نمودار K₂O نسبت به SiO₂ [۲۸] ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های سری تولیتی تا اندکی آهکی-قلیایی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۸ الف و ب). ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها بازتابی از ماهیت سنگ‌های میزبان آن‌هاست، به‌طوری‌که تنوع ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها اغلب مربوط به تغییرات در شیمی ماگماست. گفته می‌شود که مقادیر Al، Si و Ti در شبکه بلوری پیروکسن به شدت با قلیائیت ماگما ارتباط دارد [۲۹]. بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن، نمودارهایی جهت تعیین سری‌های ماگمایی ارائه شده است (شکل‌های ۸ پ و ت) که بر اساس آن‌ها کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Al₂O₃ نسبت به TiO₂ در گستره سری‌های ماگمایی آهکی-قلیایی تا اندکی تولیتی قرار گرفته (شکل ۸ پ) و در نمودار Al₂O₃ نسبت به SiO₂ در گستره سری ماگمایی نیمه قلیایی واقع می‌شوند (شکل ۸ ت). نتایج این نمودارها همخوانی خوبی با نمودارهای شیمی سنگ کل نشان می‌دهند.

پیروکسن به گروه سیلیکات‌های زنجیره‌ای مضاعف تعلق دارد که با فرمول M₂M₁T₂O₆ تعریف می‌شود و شامل یک جایگاه چاروجهی (T) و دو جایگاه هشت‌وجهی (M₂, M₁) موقعیت اکتاهدری است. بنا بر نظر موریموتو [۲۶]، قرارگیری کاتیون‌ها در فرمول به‌صورت زیر است: ۱) کاتیون‌های Al³⁺ و Si⁴⁺ سپس Fe³⁺ در مکان T جایگزین می‌شوند و مجموع کاتیون‌های مکان T برابر ۲ است. ۲) مجموع کاتیون‌های جایگاه M₁ برابر ۱ است و کاتیون‌های Al³⁺ و Fe³⁺ باقی‌مانده از جایگاه T، در این جایگاه قرار می‌گیرند. در صورتی که Al³⁺ و Fe³⁺ برای پر شدن جایگاه M₁ کافی نباشد، کاتیون‌هایی مانند Ti⁴⁺، Cr³⁺، V³⁺ و ... می‌توانند در این جایگاه قرار گیرند. ۳) کاتیون‌های باقی‌مانده از جایگاه M₁ مانند Mg²⁺، Fe²⁺ و Mn²⁺ در این جایگاه جایگزین شده و در مرحله بعد کاتیون‌های Li⁺، Ca²⁺ و Na⁺ در جایگاه M₂ قرار می‌گیرند که ظرفیت آن حدود ۱ است. نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های کنگره در جدول ۲ ارائه شده است. ترکیب اعضای انتهایی کلینوپیروکسن‌های کنگره Fs_{11.6-15.25}، En_{37.7-44.3}، Wo_{42.5-48.3} بوده و میانگین عدد منیزیم (Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)) این کانی ۰/۸۶ است. براساس نمودار Q-J [۲۶]، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره آهن-منیزیم-کلسیم‌دار (Quad) قرارگیری (شکل ۷ الف). با توجه



شکل ۷ الف) رده‌بندی پیروکسن‌های کنگره در نمودار Q-J [۲۶]. ب) ترکیب پیروکسن‌های کنگره در نمودار En-Fs-Wo [۲۶].



شکل ۸ تعیین سری ماگمایی کنگره توسط ترکیب سنگ کل الف) نمودار AFM (A=Na₂O+K₂O, F=FeO, M=MgO) [۲۷]. ب) نمودار K₂O به نسبت به SiO₂ [۲۸]. سری ماگمایی کنگره توسط شیمی کانی پ) نمودار TiO₂ به نسبت به SiO₂ [۲۹] و ت) نمودار SiO₂ به نسبت به Al₂O₃ [۲۹].

محیط زمین‌ساختی

ناهنجاری منفی عناصر Nb, P, Ti و Zr و ناهنجاری مثبت عناصر Rb, Sr و Eu به سنگ‌های شکل گرفته در محیط‌های فرورانشی نسبت داده شده است [۱۷، ۳۰]. اما در عین حال نمودارهایی نیز جهت بررسی این موضوع ارائه شده است. در اینجا، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی گابروهای مورد بررسی از نمودارهای شیمی سنگ کل و نیز نمودارهای مربوط به ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن استفاده شد.

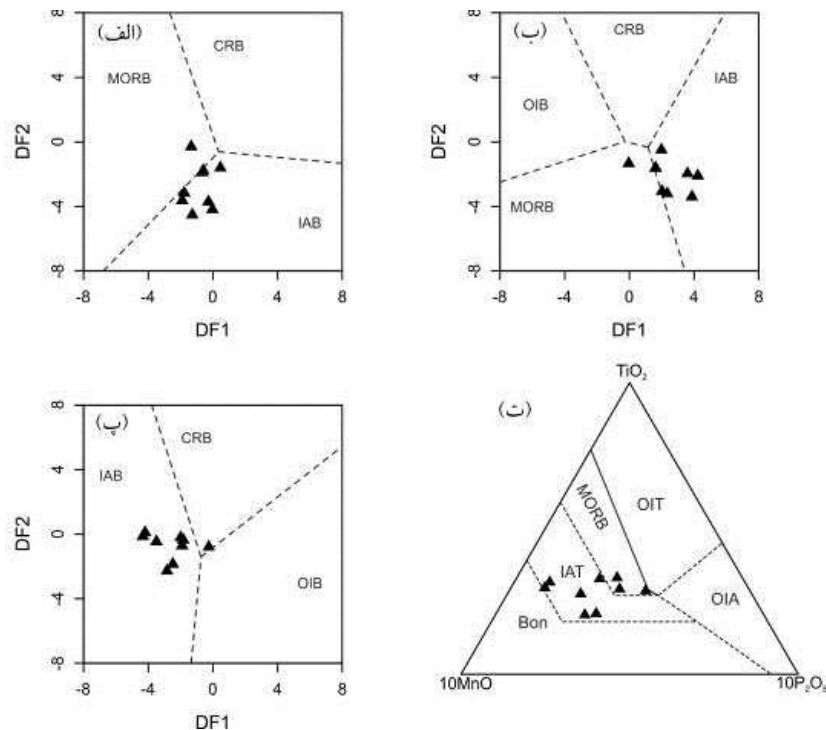
ورما و همکاران [۳۱] بر اساس تغییرات مقدار عناصر اصلی، عواملی را جهت بررسی محیط زمین‌ساختی گابروها ارائه نموده‌اند (شکل‌های ۹ الف، ب و پ). نمونه‌های مورد بررسی در این نمودارها بیشتر در بخش جزایر کمانی واقع می‌شوند. در نمودار MnO-TiO₂-P₂O₅ [۳۲]، نیز نمونه‌ها بیشتر در گستره تولیت‌های جزایر کمانی قرار می‌گیرند، اگرچه برخی از آن‌ها

به سمت بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) گرایش دارند (شکل ۹ ت). اگرآوال و همکاران [۳۳] نمودارهایی را بر اساس تغییرات عناصر فرعی Th, Nb, La, Sm و Yb طراحی نموده‌اند (شکل‌های ۱۰ الف، ب و پ) که در آنها نیز نمونه‌ها در گستره جزایر کمانی واقع می‌شوند. مزیت استفاده از این نمودارها این است که عناصر فرعی به کار رفته در آنها به نسبت نامتحرک هستند و کمتر دستخوش دگرسانی می‌شوند. در نمودار Ti-Zr [۳۴] نیز نمونه‌ها بیشتر در بخش جزایر کمانی قرار می‌گیرند، اگرچه برخی از آن‌ها با MORB هم‌پوشی دارند (شکل ۱۰ ت).

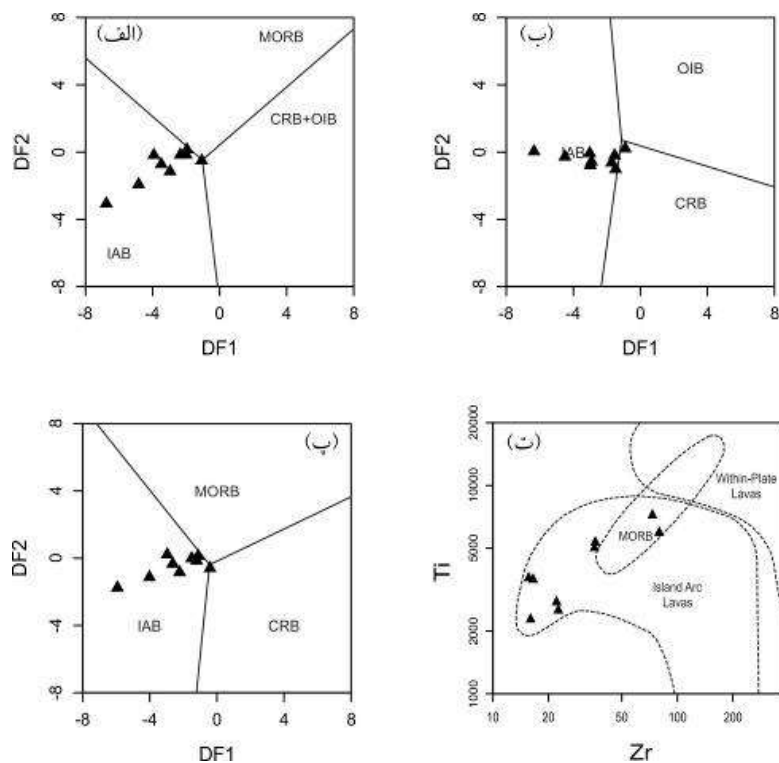
محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین را با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها نیز می‌توان تعیین کرد. در نمودار Ti نسبت به Al^T [۳۵] (شکل ۱۱ الف) و در نمودار سه‌تایی SiO₂/100-TiO₂-Na₂O [۳۵] (شکل ۱۱ ب) نیز

نمودارهای ارائه شده بر اساس شیمی سنگ کل دارد.

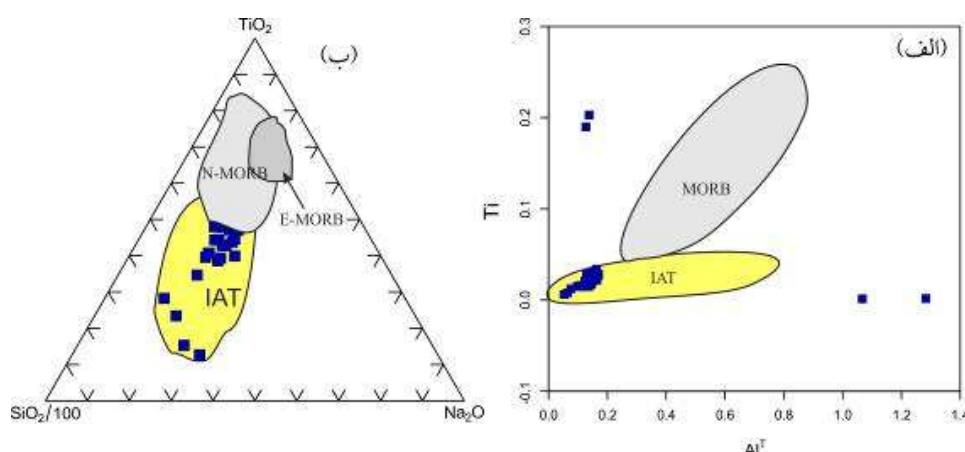
کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره تولیت جزیره کمائی (IAT) قرار دارند که همخوانی بسیار خوبی با



شکل ۹ الف، ب و پ) نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی گابروهای منطقه بر اساس تغییرات مقدار عناصر اصلی [۳۱]، و ت) نمودار [۳۲] MnO-TiO₂-P₂O₅.



شکل ۱۰ الف، ب و پ) نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی گابروهای مورد بررسی بر اساس تغییرات مقدار عناصر فرعی [۳۳]، و ت) نمودار جهت تعیین محیط زمین‌ساختی گابروهای منطقه [۳۴].



شکل ۱۱ (الف) نمودار Ti نسبت به Al^T [۳۵]. (ب) نمودار سه متغیره $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ [۳۵].

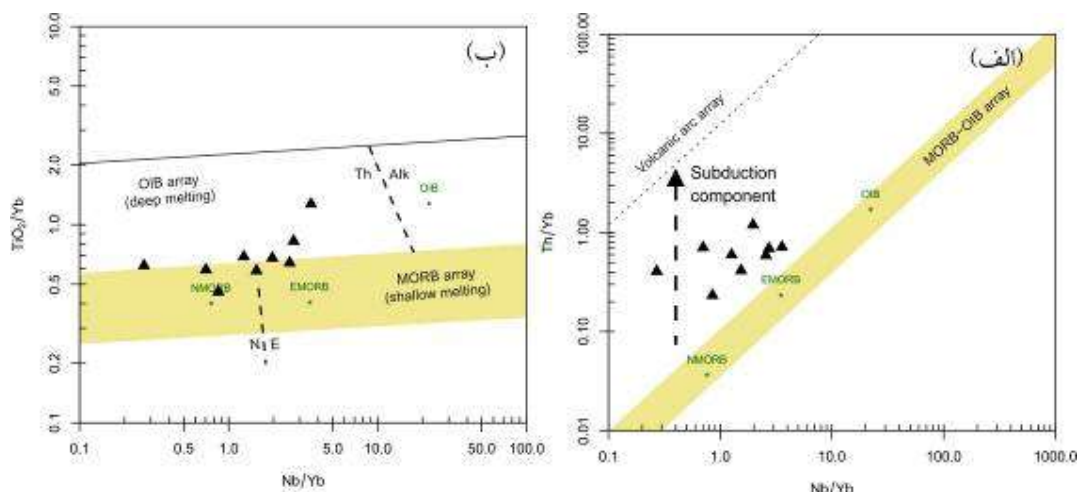
دما و فشارسنجی

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای سنجش دما و فشار تبلور سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. برای محاسبات دما-فشارسنجی از روش‌های برنامه صفحه گسترده اکسل [۳۶] استفاده شد. بر این اساس، دمای تشکیل گابروی کنگره ۱۰۵۰ تا ۱۱۷۰ درجه سانتی‌گراد (با مقدار میانگین حدود $1115^\circ C$) و میانگین فشار تبلور ۸/۵ کیلو بار بدست آمد. مقادیر محاسبه شده برای دما و فشار با نتایج گزارش شده [۳۷] همخوانی دارد.

بحث و بررسی

سنگ‌های آذرین با ترکیب مافیک در بسیاری از محیط‌های زمین‌ساختی و در نظام‌های زمین ساختی متفاوتی شکل می‌گیرند. در منطقه قروه، چنان که پیشتر نیز بیان شد، در مورد تشکیل گابروها در محیط کرانه قاره و یا در محیط جزیره کمائی اختلاف نظر وجود دارد. نتایج این پژوهش از نظریه دوم

پشتیبانی می‌کند و نشان دهنده تشکیل توده گابروی کنگره در یک جزیره کمائی است. مقدار عناصر فرعی این گابروها نیز به مقادیر مورب (برای مثال، [۳۸]) نزدیک است. این موضوع در شکل‌های ۱۲ الف و ب نیز به نمایش در آمده است. چنان که دیده می‌شود، ترکیب گابروهای مورد بررسی مابین ترکیب مورب‌های عادی و غنی شده قرار می‌گیرد. البته نقش مواد فرورانشی را نیز در ترکیب شیمیایی آنها باید در نظر گرفت، که سبب شده‌اند تا ترکیب گابروها از آرایش مورب فاصله بگیرد. تأثیر این رسوبات منطقه فرورانشی بر خاستگاه گابروها موجب شده است تا آنها اندکی ویژگی سنگ‌های آهکی-قلیایی را کسب کنند. به هر حال، شباهت ترکیبی گابروهای مورد بررسی با مورب نشان‌دهنده تأثیر بسیار پوسته اقیانوسی بر خاستگاه این سنگ‌هاست، که چنین رویدادی در موقعیت‌های جزایر کمائی که در نتیجه فرورانش دو پوسته اقیانوسی به وجود می‌آیند، دیده می‌شود.



شکل ۱۲ (الف) نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۰]. (ب) نمودار TiO_2/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۸].

Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.

[4] Sepahi A. A., Maanijou M., Salami S., Gardideh S., Khaksar T., "Mineral chemistry and geothermobarometry of Moshirabad pluton, Qorveh, Kurdistan, western Iran", Island Arc (2012) 170-187.

[5] Maanijou M., Aliani F., Miri, M. M., Lentz D. R., "Geochemistry and petrology of igneous assemblage in the south of Qorveh area, west Iran", Chemie der Erde 73 (2013) 181-196.

[6] Azizi H., Zanjefili-Beiranvand M., Asahara Y., "Zircon U-Pb ages and petrogenesis of a tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc-continent collision", Lithos 216-217 (2015a) 178-195.

[7] Azizi H., Najari M., Asahara Y., Catlos E. J., Shimizu M., Yamamoto, K., "U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj-Sirjan Zone: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic", Tectonophysics 660 (2015b) 47-64.

[8] Yajam S., Montero P., Scarrow J. H., Razavi S. M. H., Bea F., "The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehghan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence", Geologica Acta 13 (2015) 25-43.

[9] Miri M. M., "The petrological and geochemical study igneous bodies yn Tekyeh-Bala area (SW Kurdistan) with special view on iron mineralization", MSc thesis, Bu-Ali-Sina University, Hamedan, Iran (in Persian) (2011) 143 p.

[10] Aliani F., Maanijou M., Miri M. M., "Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast Sonqor), some evidences for A2-type granitoids", Petrology 9 (2012) 1-16 (in Persian).

[11] Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Science Reviews (1994) 215-224.

[12] Shand S. J., "Eruptive Rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits", D. Van Nostrand Company. New York (1943) 444 pp.

[13] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes", In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London (1989) 313-345 (Special Publication No. 42).

بررسی‌های ایزوتوپی صورت گرفته [۷] نشان داده اند که گابروهای کنگره از گوشته تهی شده نتیجه شده‌اند. پس از پیشروی پوسته اقیانوسی نفوتتیس بین صفحه‌های ایران و عربستان طی پرمین، پوسته اقیانوسی به عنوان یک سیستم کمائی یا پشت کمائی در اوایل تا اواسط ژوراسیک شروع به فرورانش کرده است. به احتمال زیاد پوسته اقیانوسی نفوتتیس از پرمین تا ژوراسیک میانی پیشروی نموده، و در این زمان شمال پهنه سندنجد-سیرجان در امتداد کرانه غیر فعال تحت-تأثیر نظام کششی قرار گرفته است. در این زمان، حجم زیادی از سنگ‌های آذرین مافیک بین رسوبات جای گرفته و توده‌های یاد شده را بوجود آورده‌اند [۷].

برداشت

پژوهش حاضر نشان می‌دهد که توده گابروی کنگره دارای پیروکسن‌هایی با ترکیب دیوپسید تا اوژیت است. بر اساس ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، این توده در میانگین فشار ۸/۵ کیلو بار و میانگین دمای ۱۱۱۵ درجه سانتی‌گراد متبلور شده است. ناهنجاری منفی برای عناصر Nb، P، Ti و Zr و ناهنجاری مثبت برای عناصر Sr، Rb، Eu و هم‌چنین غنی-شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین در الگوهای عناصر خاکی نادر این توده، شکل‌گیری آن در یک محیط فرورانشی را نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی سنگ‌کل و کانی پیروکسن نشان دهنده شکل‌گیری توده گابروی کنگره در یک جزیره کمائی است که با نتایج عزیزی و همکاران [۷] همخوانی خوبی داشته و در واقع تکمیل‌کننده آن است. همچنین مقدار عناصر فرعی این گابروها به ترکیب مورب نزدیک است که از نظریه بیان شده حمایت می‌کند و نشان دهنده تأثیر زیاد پوسته اقیانوسی برخاستگاه آنهاست. البته تأثیر رسوبات ناشی از قاره را نیز باید در نظر گرفت که موجب بالا رفتن برخی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون مانند Ba و Sr در این سنگ شده است.

مراجع

- [1] Hoseini M., "Geological map of Qorveh 1:100000", No.5560, Geological Survey of Iran, Tehran (1977).
- [2] Torkian A., Khalili M., Sepahi A. A., "Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 185 (2008) 131-142.
- [3] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern

- [26] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", *Fortschr mineral* 66 (1988) 237-252.
- [27] Irvine T. N., Baragar, W. R. A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (1971) 523-548.
- [28] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1976) 63-81.
- [29] Le Base M. J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science* 260 (1962) 267-288.
- [30] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", London: Unwin Hyman press (1989) 466 pp.
- [31] Verma S. P., Guevara M., Agrawal S., "Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data", *Journal of Earth System Science* 115 (2006) 485-528.
- [32] Mullen E. D., "MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis", *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1983) 53-62.
- [33] Agrawal S., Guevara M., Verma S., "Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements", *International Geology Review* 50 (2008) 1057-1079.
- [34] Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In: R. S. Thorpe (ed) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester (1982) 525-548.
- [35] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda, O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", *Chemical Geology* 77 (1989) 165-182.
- [36] Putrika K. D., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69 (2008) 61-120.
- [37] Greene A. R., Debari S. M., Kelemen P. B., Blusztajn J., Clift P. D., "A Detailed Geochemical Study of Island Arc Crust: the Talkeetna Arc Section, South-Central Alaska", *Journal of Petrology* 47 (2006) 1051-1093.
- [38] Pearce J.A., "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust", *Lithos* 100 (2008) 14-48.
- [14] McDonough W., Sun S. S., "The composition of the Earth", *Chemical Geology* 120 (1995) 223-253.
- [15] Haschke M., Siebel W., Gunther A., Scheuber, E., "Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile", *Journal of Geophysical Research*. 107 (2002) DOI: 10.1029/2001JB000328.
- [16] Henderson P., "Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier Science (1984) 501 pp.
- [17] Foley S. F., Wheller G. E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", *Chemical Geology* 85 (1990) 1-18.
- [18] Rollinson H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical press (1993) 352 pp.
- [19] Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W., "Chemical characteristics of fluid phase released from subducted and natural rocks", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29 (1986) 293-309.
- [20] Alvaro J. J., Ezzouhairi H., Vennin E., Ribeiro M. L., Clausen S., Charif A., Ait-Ayad N., Moreira M. E., "The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco: Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation", *Journal of African Earth Science* 44 (2006) 396-410.
- [21] Rao D. R., Rai H., "Signatures of rift environment in the production of garnet amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study", *Gondwana Research* 9 (2006) 12-523.
- [22] Weaver, B. L., Tarney, J., "The scourie dyke suite: Petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78 (1981) 175-188.
- [23] Kurkcuoglu B., "Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Asian Earth Science* 37 (2010) 42-51.
- [24] Yan J. Zhao J. X., "Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction", *Journal of Asian Earth Science* 33 (2008) 106-121.
- [25] Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia", *Earth Science Reviews* 80 (2007) 219-238.