



بررسی خاستگاه و زمین دما - فشارسنجی توده‌ی دیوریت گابرویی (جنوب قروه - کردستان)؛ با تکیه بر شیمی کانی‌ها

طاهره مولایی یگانه، اشرف ترکیان*، علی اصغر سپاهی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۵/۲/۱۵، نسخه نهایی: ۹۵/۶/۱)

چکیده: توده‌ی دیوریت گابرویی در جنوب قروه و در شمال منطقه‌ی سنندج - سیرجان قرار دارد. از نظر سنگ‌شناسی، آمفیبول و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. آمفیبول‌ها از نوع کلسیک بوده و دارای ترکیب فروهورنبلند و منیزیهورنبلندند. مقدار آلبيت در پلاژیوکلازها ۳۹ تا ۸۱ درصد بوده و ترکیب آنها از لابرادوریت تا الیگوکلاز در تغییر است. با استفاده از روش‌های زوج کانی هورنبلند - پلاژیوکلاز و محتوای آلومینیوم در آمفیبول، دمای تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در ماگمای دیوریت‌های گابرویی حدود ۷۲۳ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شد. از روش اخیر چنین استنباط می‌شود که سنگ‌های حدواسط مورد بررسی در میانگین فشار ۳/۵ کیلو بار که معادل با عمق ۱۲ کیلومتری است، متبلور شده باشند. فشار بخشی اکسیژن در ماگما بالاست. محتوای Na_2O و ماهیت آهکی - قلیایی آمفیبول‌ها ارتباط این سنگ‌ها را با رژیم زمین‌ساختی فرورانشی نشان می‌دهد. مقادیر Al_2O_3 ، $\text{Mg\#}$ و TiO_2 در هورنبلند حاکی از آمیزش منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای برای تشکیل ماگمای دیوریت‌های گابرویی دروازه است. تغییر ترکیب شیمیایی در طول بلورهای پلاژیوکلاز نیز می‌تواند ناشی از نوسان H_2O در محیط تشکیل آنها و نیز تغییرات شیمیایی حاصل از ورود مواد پوسته‌ای باشد.

واژه‌های کلیدی: آمفیبول؛ پلاژیوکلاز؛ پوسته؛ گوشته؛ سنندج - سیرجان؛ قروه.

مقدمه

فشار ۱/۵ تا ۱۲ کیلو بار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی - گراد پدیدارند. ترکیب شیمیایی آمفیبول به نسبت ترکیب ماگما، فشار، دما، فشار بخشی اکسیژن و نوع فازهای همزیست تغییر می‌کند. مقدار Al در آمفیبول‌های کلسیک وابسته به فشار و عمق تبلور است [۲]. از این رو بسیاری از پژوهشگران از ترکیب شیمیایی آمفیبول برای برآورد دما - فشار و از زوج کانی آمفیبول - پلاژیوکلاز همزیست به منظور دستیابی به دمای تبلور استفاده کرده‌اند [۹-۱۲].

سال‌سنجی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی برخی از توده‌های مافیک - حدواسط در منطقه‌ی قروه توسط پژوهشگران قبلی بررسی شده‌است.

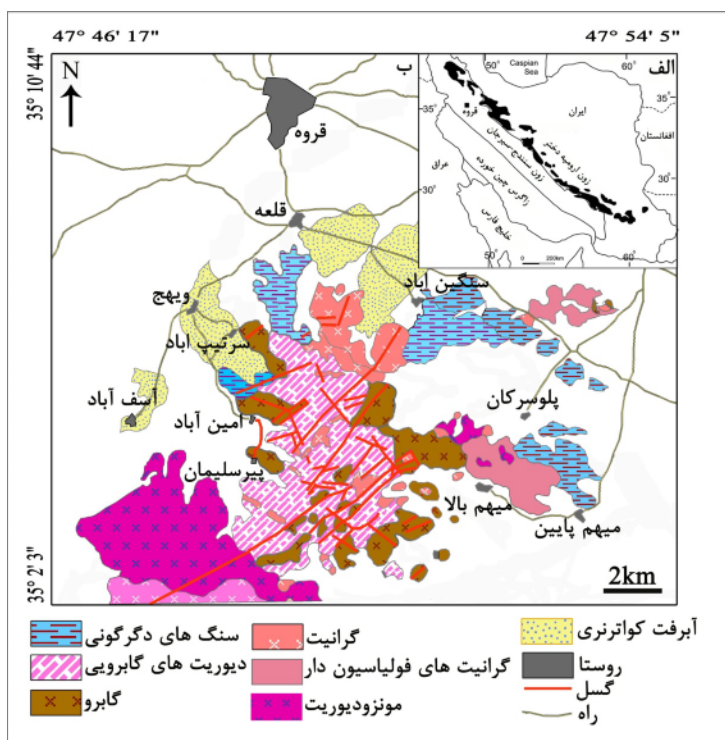
برآورد دما و فشار به همراه فشار بخشی اکسیژن در سیستم‌های ماگمایی، لازمه‌ی بازسازی سازوکار تشکیل سنگ‌هاست. آگاهی از عمق انجماد ماگماهای آهکی - قلیایی راهنمای خوبی برای دستیابی به دما و چگونگی تکامل شیمیایی کمرندهای کوهزایی است [۱]. برای تحقق این امر معمولاً از ترکیب شیمیایی کانی‌ها استفاده می‌شود. هورنبلند و پلاژیوکلاز از جمله کانی‌ها متداول در سنگ‌های مافیک و حدواسط هستند که روش‌های دما - فشارسنجی مختلفی براساس ترکیب آنها ارائه شده‌اند [۸-۱]. آمفیبول‌ها کانی‌های متداول در ماگماهای آهکی - قلیایی آبدار (بیش از ۲ درصد) هستند که معمولاً در

سندج-سیرجان و جنوب شهرستان قروه واقع شده است (شکل ۱) که با گویش محلی با نام توده دروازه شناخته می‌شود. دیوریت‌های گابرویی و گابروها بخش اعظم این توده را تشکیل می‌دهند. علاوه بر سنگ‌های مافیک و حدواسط رخنمون‌هایی از سنگ‌های فلسیک نیز در منطقه دیده می‌شوند که به صورت توده‌های کوچک در اطراف و داخل توده‌ی حدواسط-مافیک، و برخی به درون درز و شکاف‌های ناشی از حرکات زمین‌ساختی موجود در آنها تزریق شده‌اند. قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی منطقه وابسته به تریاس، و شامل دولومیت‌های بلورین و دولومیت‌های خرد شده هستند. شیل، شیست و سنگ‌های آتشفشانی به سن ژوراسیک رسوب‌های تریاس را پوشانده‌اند. شیل و ماسه سنگ‌های دارای عدسی‌های آهکی به همراه سنگ‌های آتشفشانی مجموعه‌ی رسوب‌ها را تشکیل می‌دهند که به صورت هم‌شیب روی رسوب‌های کرتاسه بالایی-پالئوسن قرار گرفته‌اند [۱۶]. سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای (شیست، آمفیبولیت و مرمر) میزبان سنگ‌های آذرین هستند که بالاترین درجه‌ی دگرگونی آنها تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت برآورد شده است. رخنمون هورنفلس‌ها در منطقه به خصوص در مجاور گرانیتوئیدها معرف رویداد دگرگونی مجاورتی است.

از جمله [۱۳] توده‌های مافیک غرب قروه (۱۴۸-۱۵۸ میلیون سال) را به محیط پشت قوس اقیانوسی و [۱۵، ۱۴] محیط کششی پشت قوس قاره‌ای را برای تشکیل سنگ‌های مافیک و فلسیک منطقه پیشنهاد داده‌اند. دما-فشارسنجی و فشار بخشی اکسیژن دیوریت‌های گابرویی جنوب قروه (معروف به کوه دروازه) تاکنون تعیین نشده است. حال آنکه، برآورد دما، فشار و عمق جایگیری ماگمای یاد شده می‌تواند برای تکمیل تاریخچه تشکیل و شکل‌گیری منطقه‌ی سندج-سیرجان مفید باشد. این مقاله بخشی از نتایج حاصل از پایان‌نامه‌ی مؤلف اول است که از ترکیب شیمیایی هورنبلند و پلاژیوکلاز، به عنوان مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها، برای دست-یابی به شرایط دما-فشار، خاستگاه و عمق تشکیل سنگ‌های حدواسط منطقه استفاده شده است.

جایگاه زمین‌شناسی

سنگ‌های فلسیک بخش مهم توده‌های جنوب قروه را به خود اختصاص داده و توده‌های مافیک-حدواسط به نسبت حجم و بروز کمتری دارند. منطقه‌ی مورد بررسی با مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 2' 3''$ تا $35^{\circ} 10' 44''$ عرض شمالی و $47^{\circ} 46' 17''$ تا $47^{\circ} 54' 5''$ طول شرقی در شمال منطقه‌ی



شکل ۱ نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (با تغییر از [۱۶]). الف) منطقه‌ی سندج-سیرجان. ب) توده مافیک-حدواسط جنوب قروه (دروازه).

آمفیبول به صورت تمام شکل تا نیمه شکل‌دار، فراوان‌ترین کانی فرومنیزین در سنگ‌های مورد بررسی است. ترکیب شیمیایی کانی نامبرده در حاشیه‌ی و مرکز یکسان و گاهی به بیوتیت تبدیل شده‌اند. اسفن‌ها بیشتر ریزدانه و بی‌شکل‌اند، ولی به ندرت درشت بلور و به صورت شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). اپیدوت و ایلمنیت، ریزدانه و عموماً بی‌شکل و آپاتیت‌ها ریز بلور و کشیده هستند.

روش پژوهش

به منظور بررسی شیمی کانی‌های سنگ‌های مورد بررسی ۳۹ نقطه از ۱۷ بلور هورنبلند و ۶۴ نقطه از ۹ بلور پلاژیوکلاز به- وسیله‌ی دستگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل SX-50 در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه برینگهام (آمریکا) تجزیه شدند. آزمایش‌های انجام شده در شرایط تابش پرتو با ولتاژ شتاب- دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۳۰ nA قطر باریکه‌ی الکترونی ۲ تا ۲۰ میکرونی انجام گرفت. در این روش، کانی‌های مصنوعی و طبیعی به عنوان استاندارد استفاده شدند. نتایج بررسی‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده‌اند.

شیمی کانی‌ها

آمفیبول

گستره‌ی Si در آمفیبول‌ها برابرند با ۶/۵۳ تا ۷/۸۵ اتم در واحد فرمولی (apfu) و محتوای Na₂O آن‌ها ۰/۳۶apfu-۱/۵۳ است. مقدار کلسیم موجود در جایگاه B (BCa) بین ۱/۶۷ تا ۱/۹۹ و میزان سدیم در جایگاه B (BNa) کمتر از ۰/۵ است که با توجه به این مقدار که از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند.

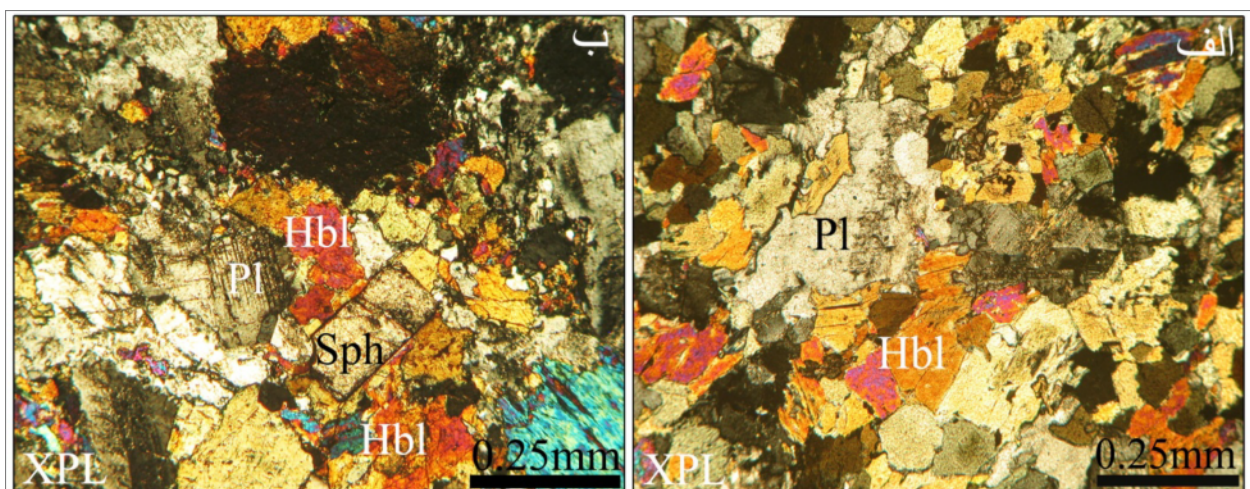
حریری [۱۷] با توجه به مجموعه کانی‌شناسی در سنگ‌های دگرگون، بیشترین حد دگرگونی مجاورتی منطقه را رخساره پیروکسن هورنفلس در نظر گرفته‌است. ولی رضوانی [۱۸] سنگ‌های این نوع دگرگونی را شامل اسلیت‌های لکه‌دار، میکاهورنفلس و کردیریت هورنفلس دانسته که از رخساره‌ی البیت-اپیدوت هورنفلس تا هورنبلند هورنفلس دستخوش دگرگونی شده‌اند.

مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری

دیوریت‌های گابرویی و گابروها بخش عمده سنگ‌های منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند که با سنگ میزبان دگرگون خود دارای مرز واضح هستند. به علاوه سنگ‌های فلسیک به شکل دایک- استوک در اشکال نامنظم و ابعاد مختلف در آن‌ها تزریق شده‌اند. حضور دو دسته درزه در سنگ‌ها و نیز ساختارهای میلونیتی بیانگر عملکرد فرآیندهای دینامیکی در منطقه است. هرچند حضور برونوم‌های مافیک در سنگ‌های فلسیک به ندرت دیده می‌شود، ولی این ممکن است حاکی از اختلاط ماگماهای فلسیک و مافیک باشد.

دیوریت‌های گابرویی

دیوریت‌های گابرویی ریز تا میان دانه، مزوکرات و متشکل از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۳۰-۲۰٪) به همراه آمفیبول (۴۰-۳۰٪) و کانی‌های فرعی کوارتز (۵-۰٪)، اسفن (۷-۲٪)، آپاتیت (۴-۱٪) و ایلمنیت (۵-۲٪)، کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت (۸-۰٪) و بیوتیت (۵-۰٪) هستند. بافت از نوع دانه‌ای (شکل ۲ الف) تا درون‌دانه‌ای و گاهی پورفیروئیدی است. پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، و بیشتر دارای منطقه‌بندی هستند.



شکل ۲ الف) بافت دانه‌ای در دیوریت‌های گابرویی. ب) تصویر میکروسکوپی از دیوریت‌های گابرویی همراه با اسفن‌های شکل‌دار، پلاژیوکلاز و هورنبلند.

جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌ها در دیوریت‌های گابرویی منطقه.

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^I	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	H ₂ O*	Total
6_C1_C	۴۴٫۲۷	۱٫۴۰	۹٫۰۸	۱۸٫۹۲	۰٫۲۰	۸٫۷۶	۱۱٫۷۶	۱٫۳۵	۱٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۲۰	۱٫۸۴	۹۸٫۸۲
6_C2_C	۴۳٫۸۴	۱٫۷۳	۸٫۷۲	۱۹٫۵۷	۰٫۲۸	۸٫۵۵	۱۱٫۳۸	۱٫۵۳	۱٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۲۵	۱٫۸۴	۹۸٫۷۰
6_C2_E	۴۵٫۱۲	۱٫۵۵	۸٫۷۹	۱۷٫۹۱	۰٫۲۰	۹٫۱۲	۱۱٫۷۶	۱٫۲۴	۰٫۹۸	۰٫۱۵	۰٫۲۶	۱٫۸۳	۹۸٫۷۷
6_C3_A	۴۳٫۶۴	۱٫۷۵	۸٫۹۵	۱۹٫۲۱	۰٫۳۰	۸٫۴۷	۱۱٫۶۴	۱٫۵۱	۱٫۱۰	۰٫۱۵	۰٫۳۴	۱٫۷۹	۹۸٫۷۰
6_C3_C	۴۴٫۳۴	۱٫۸۵	۹٫۲۹	۱۸٫۶۵	۰٫۲۶	۸٫۲۵	۱۲٫۱۴	۱٫۱۹	۱٫۰۷	۰٫۱۶	۰٫۳۰	۱٫۸۰	۹۹٫۱۷
22_C1_A	۵۰٫۷۳	۰٫۷۰	۴٫۱۳	۱۵٫۴۵	۰٫۳۱	۱۲٫۶۳	۱۱٫۳۷	۰٫۷۲	۰٫۳۶	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۱٫۹۵	۹۸٫۴۸
22_C2_A	۴۹٫۳۹	۰٫۸۲	۵٫۶۸	۱۵٫۸۱	۰٫۲۷	۱۱٫۶۴	۱۱٫۹۳	۰٫۷۷	۰٫۴۸	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۱٫۹۵	۹۸٫۸۷
22_C2_B	۵۰٫۷۹	۰٫۶۲	۴٫۶۹	۱۴٫۲۹	۰٫۲۷	۱۲٫۴۶	۱۲٫۰۵	۰٫۵۵	۰٫۳۶	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۱٫۹۶	۹۸٫۱۵
22_C2_E	۴۸٫۹۲	۰٫۸۳	۵٫۶۵	۱۶٫۱۸	۰٫۲۹	۱۱٫۷۴	۱۱٫۹۹	۰٫۷۳	۰٫۴۹	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۱٫۹۳	۹۸٫۹۳
22_C3_A	۴۹٫۹۴	۰٫۸۷	۵٫۲۴	۱۵٫۱۶	۰٫۲۹	۱۲٫۱۶	۱۲٫۰۶	۰٫۷۴	۰٫۴۵	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۱٫۹۱	۹۹٫۰۲
22_C3_C	۴۹٫۳۴	۰٫۹۸	۵٫۱۹	۱۵٫۶۵	۰٫۲۵	۱۱٫۹۷	۱۱٫۶۵	۰٫۹۴	۰٫۵۲	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۱٫۹۳	۹۸٫۶۰
22_C4_A	۴۷٫۲۰	۱٫۱۳	۶٫۹۵	۱۶٫۸۰	۰٫۲۶	۱۰٫۹۴	۱۱٫۸۳	۱٫۱۱	۰٫۶۵	۰٫۰۳	۰٫۲۶	۱٫۹۲	۹۹٫۰۱
22_C4_B	۴۷٫۶۰	۰٫۹۳	۶٫۶۵	۱۶٫۷۵	۰٫۳۴	۱۱٫۶۶	۱۱٫۳۸	۱٫۲۱	۰٫۵۳	۰٫۱۴	۰٫۲۳	۱٫۹۰	۹۹٫۲۱
22_C4_C	۵۳٫۵۸	۰٫۱۱	۲٫۱۹	۱۴٫۵۵	۰٫۳۵	۱۴٫۲۸	۱۱٫۳۶	۰٫۵۰	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۱٫۹۸	۹۹٫۲۰
24_C1_A	۴۶٫۴۸	۰٫۸۵	۶٫۱۸	۱۷٫۷۸	۰٫۳۷	۱۰٫۸۰	۱۱٫۴۹	۱٫۱۰	۰٫۴۶	۰٫۱۱	۲٫۴۴	۱٫۳۰	۹۸٫۷۷
24_C1_B	۴۶٫۵۹	۰٫۹۲	۶٫۹۲	۱۷٫۸۷	۰٫۳۴	۱۰٫۷۶	۱۱٫۵۸	۱٫۰۹	۰٫۵۷	۰٫۰۹	۰٫۳۲	۱٫۸۸	۹۸٫۸۱
24_C1_E	۴۶٫۷۱	۰٫۶۴	۶٫۴۶	۱۸٫۲۴	۰٫۳۷	۱۰٫۸۰	۱۱٫۴۹	۰٫۹۸	۰٫۳۸	۰٫۰۸	۰٫۱۶	۱٫۹۱	۹۸٫۱۴
24_C2_A	۴۶٫۳۵	۱٫۲۳	۶٫۷۰	۱۷٫۶۴	۰٫۳۸	۱۰٫۵۹	۱۱٫۳۸	۱٫۰۷	۰٫۶۱	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۱٫۸۸	۹۸٫۰۴
24_C2_C	۴۶٫۵۲	۱٫۲۱	۶٫۷۹	۱۷٫۶۲	۰٫۳۱	۱۰٫۶۲	۱۱٫۳۸	۱٫۰۴	۰٫۶۱	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۱٫۹۰	۹۸٫۱۶
24_C3_C	۴۶٫۵۸	۱٫۰۹	۶٫۴۲	۱۸٫۹۱	۰٫۳۵	۱۰٫۷۰	۱۱٫۳۱	۰٫۹۹	۰٫۵۷	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۱٫۹۲	۹۹٫۰۰
24_C3_E	۴۶٫۹۱	۱٫۲۰	۶٫۰۹	۱۸٫۰۷	۰٫۳۵	۱۱٫۰۱	۱۱٫۶۲	۰٫۹۸	۰٫۵۶	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۱٫۹۴	۹۸٫۸۶
24_C3_F	۴۵٫۸۴	۱٫۳۵	۶٫۹۱	۱۸٫۶۲	۰٫۳۷	۱۰٫۲۸	۱۱٫۳۳	۱٫۱۶	۰٫۶۵	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۱٫۹۱	۹۸٫۵۹
24_C3_G	۵۳٫۸۶	۰٫۰۸	۰٫۹۴	۱۳٫۹۵	۰٫۳۵	۱۵٫۳۱	۱۲٫۰۳	۰٫۳۶	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۱٫۹۸	۹۹٫۰۹
24_C4_A	۴۶٫۸۳	۱٫۰۲	۶٫۰۹	۱۹٫۵۹	۰٫۲۵	۱۰٫۴۵	۱۰٫۸۷	۱٫۱۰	۰٫۵۶	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۱٫۹۰	۹۸٫۸۴
24_C4_B	۴۷٫۰۶	۰٫۷۳	۶٫۳۷	۱۹٫۰۳	۰٫۳۰	۱۰٫۷۳	۱۱٫۳۳	۱٫۰۴	۰٫۴۰	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۱٫۹۴	۹۹٫۰۷
24_C4_E	۴۵٫۴۰	۱٫۴۹	۶٫۹۰	۲۰٫۹۳	۰٫۴۶	۱۰٫۰۹	۱۰٫۴۹	۱٫۰۹	۰٫۶۷	۰٫۰۸	۰٫۱۵	۱٫۹۴	۹۹٫۶۴
24_C5_A	۴۵٫۲۹	۱٫۳۲	۷٫۷۴	۱۸٫۸۵	۰٫۳۸	۹٫۷۴	۱۱٫۴۴	۱٫۱۱	۰٫۷۱	۰٫۱۰	۰٫۲۰	۱٫۸۹	۹۸٫۶۸
24_C5_B	۴۶٫۳۳	۰٫۹۵	۶٫۶۹	۱۸٫۱۹	۰٫۳۵	۱۰٫۶۶	۱۱٫۶۱	۱٫۱۲	۰٫۵۳	۰٫۰۹	۰٫۴۰	۱٫۸۴	۹۸٫۶۳
24_C5_A	۵۱٫۶۹	۰٫۲۶	۳٫۰۷	۱۵٫۵۴	۰٫۳۷	۱۳٫۴۸	۱۱٫۸۲	۰٫۴۷	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۱٫۹۹	۹۸٫۸۹
24_C5_C	۴۶٫۶۰	۰٫۳۳	۷٫۵۰	۱۸٫۳۶	۰٫۴۹	۱۰٫۳۷	۱۱٫۵۱	۱٫۰۹	۰٫۳۶	۰٫۰۵	۰٫۱۶	۱٫۹۴	۹۸٫۶۹
35_C1_A	۵۰٫۸۴	۰٫۲۵	۶٫۴۷	۱۱٫۰۷	۰٫۱۸	۱۵٫۱۸	۱۲٫۵۳	۰٫۶۷	۰٫۱۷	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۲٫۰۷	۹۹٫۴۶
35_C1_D	۴۸٫۲۸	۰٫۳۵	۸٫۳۲	۱۲٫۴۸	۰٫۱۹	۱۳٫۹۴	۱۲٫۱۱	۰٫۸۷	۰٫۲۹	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۲٫۰۲	۹۸٫۹۱
35_C2_A	۵۱٫۵۹	۰٫۲۳	۴٫۸۱	۱۰٫۱۸	۰٫۳۲	۱۶٫۰۰	۱۲٫۶۳	۰٫۵۹	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۲٫۰۵	۹۸٫۵۴
35_C2_D	۴۶٫۸۶	۰٫۴۵	۱۰٫۱۶	۱۲٫۵۸	۰٫۳۰	۱۲٫۴۹	۱۲٫۳۲	۱٫۱۴	۰٫۳۴	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۲٫۰۱	۹۸٫۷۱
35_C2_E	۴۸٫۶۷	۰٫۶۱	۷٫۴۱	۱۲٫۰۵	۰٫۲۹	۱۴٫۱۳	۱۲٫۳۷	۰٫۸۲	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۲٫۰۰	۹۸٫۶۵
35_C3_B	۴۴٫۴۰	۰٫۵۴	۱۱٫۴۲	۱۴٫۷۰	۰٫۲۴	۱۱٫۸۳	۱۲٫۰۹	۱٫۴۹	۰٫۴۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۱٫۹۵	۹۹٫۲۲
35_C3_C	۴۹٫۱۷	۰٫۳۵	۷٫۵۶	۱۱٫۴۳	۰٫۲۰	۱۴٫۵۷	۱۲٫۵۳	۰٫۹۱	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۲٫۰۲	۹۹٫۰۷
35_C4_A	۴۷٫۷۶	۰٫۳۵	۸٫۷۵	۱۲٫۶۸	۰٫۱۹	۱۳٫۳۵	۱۲٫۳۶	۱٫۰۴	۰٫۲۵	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۱٫۹۹	۹۸٫۸۲
35_C4_D	۴۶٫۴۵	۰٫۴۵	۹٫۵۰	۱۳٫۰۴	۰٫۲۱	۱۲٫۹۷	۱۲٫۳۱	۱٫۱۱	۰٫۳۱	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۲٫۰۰	۹۸٫۴۴

ادامه جدول ۱ محاسبه کاتیون‌ها براساس ۲۳ اکسیژن. $Mg\# = Mg/(Fe^{+2} + Mg)$

Sample	Si	Al ^I	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ^I	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Mn	Mg	Ca	Na ^I	K	BCa	BNa	F	Cl	Mg#	Type
6_C1_C	۶۷۴	۱۶۳	۱۲۶	۰۳۷	۰۱۶	۲۴۱	۲۲۰	۰۲۱	۰۰۳	۱۹۹	۱۹۲	۰۴۰	۰۱۹	۱۹۳	۰۰۷	۰۰۷	۰۰۵	۰۴۸	فروهورنبلند
6_C2_C	۶۷۱	۱۵۷	۱۲۹	۰۲۹	۰۲۰	۲۵۱	۲۲۴	۰۲۷	۰۰۴	۱۹۵	۱۸۷	۰۴۵	۰۲۰	۱۸۷	۰۱۳	۰۰۵	۰۰۷	۰۴۷	فروهورنبلند
6_C2_E	۶۸۴	۱۵۷	۱۱۶	۰۴۱	۰۱۸	۲۲۷	۲۱۲	۰۱۵	۰۰۳	۲۰۶	۱۹۱	۰۳۶	۰۱۹	۱۹۲	۰۰۸	۰۰۷	۰۰۷	۰۴۹	فروهورنبلند
6_C3_A	۶۷۰	۱۶۲	۱۳۱	۰۳۱	۰۲۰	۲۴۶	۲۲۷	۰۱۹	۰۰۴	۱۹۴	۱۹۱	۰۴۵	۰۲۲	۱۹۲	۰۰۸	۰۰۸	۰۰۹	۰۴۶	فروهورنبلند
6_C3_C	۶۷۵	۱۶۷	۱۲۵	۰۴۲	۰۲۱	۲۳۸	۲۳۲	۰۰۵	۰۰۳	۱۸۷	۱۹۸	۰۳۵	۰۲۱	۱۹۹	۰۰۱	۰۰۸	۰۰۸	۰۴۵	فروهورنبلند
22_C1_A	۷۵۱	۰۷۲	۰۴۹	۰۲۳	۰۰۸	۱۹۱	۱۷۶	۰۱۵	۰۰۴	۲۷۹	۱۸۰	۰۲۱	۰۰۷	۱۸۰	۰۲۰	۰۰۵	۰۰۳	۰۶۱	اکتینولیت
22_C2_A	۷۳۱	۰۹۹	۰۶۹	۰۳۰	۰۰۹	۱۹۶	۱۷۷	۰۱۹	۰۰۳	۲۵۷	۱۸۹	۰۲۲	۰۰۹	۱۹۰	۰۱۰	۰۰۳	۰۰۴	۰۵۹	مگنز یوهورنبلند
22_C2_B	۷۵۲	۰۸۲	۰۴۹	۰۳۳	۰۰۷	۱۷۷	۱۷۱	۰۰۶	۰۰۳	۲۷۵	۱۹۱	۰۱۶	۰۰۷	۱۹۲	۰۰۸	۰۰۳	۰۰۳	۰۶۲	اکتینولیت
22_C2_E	۷۲۵	۰۹۹	۰۷۵	۰۲۴	۰۰۹	۲۰۱	۱۷۵	۰۲۶	۰۰۴	۲۶۰	۱۹۱	۰۲۱	۰۰۹	۱۹۱	۰۰۹	۰۰۴	۰۰۵	۰۶۰	مگنز یوهورنبلند
22_C3_A	۷۳۶	۰۹۱	۰۶۴	۰۲۷	۰۱۰	۱۸۷	۱۷۰	۰۱۷	۰۰۴	۲۶۷	۱۹۱	۰۲۱	۰۰۸	۱۹۱	۰۰۹	۰۰۷	۰۰۴	۰۶۱	مگنز یوهورنبلند
22_C3_C	۷۳۲	۰۹۱	۰۶۸	۰۲۳	۰۱۱	۱۹۴	۱۷۲	۰۲۲	۰۰۳	۲۶۵	۱۸۵	۰۲۷	۰۱۰	۱۸۶	۰۱۴	۰۰۴	۰۰۴	۰۶۱	مگنز یوهورنبلند
22_C4_A	۷۰۵	۱۲۲	۰۹۵	۰۲۷	۰۱۳	۲۱۰	۱۸۵	۰۲۵	۰۰۳	۲۴۴	۱۸۹	۰۳۲	۰۱۲	۱۹۰	۰۱۰	۰۰۱	۰۰۷	۰۵۷	مگنز یوهورنبلند
22_C4_B	۷۰۶	۱۱۶	۰۹۴	۰۲۲	۰۱۰	۲۰۸	۱۶۶	۰۴۱	۰۰۴	۲۵۸	۱۸۱	۰۳۵	۰۱۰	۱۸۰	۰۲۰	۰۰۷	۰۰۶	۰۶۱	مگنز یوهورنبلند
22_C4_C	۷۸۰	۰۳۸	۰۲۰	۰۱۸	۰۰۱	۱۷۷	۱۷۰	۰۰۷	۰۰۴	۳۱۰	۱۷۷	۰۱۴	۰۰۳	۱۷۶	۰۱۴	۰۰۶	۰۰۳	۰۶۵	اکتینولیت
24_C1_A	۷۰۶	۱۱۱	۰۹۴	۰۱۶	۰۱۰	۲۲۶	۱۸۴	۰۴۲	۰۰۵	۲۴۴	۱۸۷	۰۳۳	۰۰۹	۱۸۷	۰۱۳	۰۰۵	۰۶۳	۰۵۷	مگنز یوهورنبلند
24_C1_B	۶۹۹	۱۲۲	۱۰۱	۰۲۲	۰۱۰	۲۲۴	۱۸۳	۰۴۲	۰۰۴	۲۴۱	۱۸۶	۰۳۲	۰۱۱	۱۸۶	۰۱۴	۰۰۴	۰۰۸	۰۵۷	مگنز یوهورنبلند
24_C1_E	۷۰۳	۱۱۵	۰۹۷	۰۱۸	۰۰۷	۲۳۰	۱۷۴	۰۵۵	۰۰۵	۲۴۲	۱۸۵	۰۲۹	۰۰۷	۱۸۵	۰۱۵	۰۰۴	۰۰۴	۰۵۸	مگنز یوهورنبلند
24_C2_A	۷۰۱	۱۱۹	۰۹۹	۰۲۰	۰۱۴	۲۲۳	۱۸۵	۰۳۸	۰۰۵	۲۳۹	۱۸۴	۰۳۱	۰۱۲	۱۸۴	۰۱۶	۰۰۶	۰۰۵	۰۵۶	مگنز یوهورنبلند
24_C2_C	۷۰۱	۱۲۱	۰۹۹	۰۲۲	۰۱۴	۲۲۲	۱۸۵	۰۳۸	۰۰۴	۲۳۹	۱۸۴	۰۳۱	۰۱۲	۱۸۴	۰۱۶	۰۰۵	۰۰۴	۰۵۶	مگنز یوهورنبلند
24_C3_C	۶۹۸	۱۱۳	۱۰۲	۰۱۱	۰۱۲	۲۳۷	۱۸۲	۰۵۵	۰۰۵	۲۳۹	۱۸۲	۰۲۹	۰۱۱	۱۸۱	۰۱۹	۰۰۵	۰۰۳	۰۵۷	مگنز یوهورنبلند
24_C3_E	۷۰۳	۱۰۸	۰۹۷	۰۱۱	۰۱۴	۲۲۷	۱۸۱	۰۴۵	۰۰۵	۲۴۶	۱۸۷	۰۲۸	۰۱۱	۱۸۶	۰۱۴	۰۰۴	۰۰۳	۰۵۸	مگنز یوهورنبلند
24_C3_F	۶۹۲	۱۲۳	۱۰۸	۰۱۵	۰۱۵	۲۳۵	۱۹۲	۰۴۳	۰۰۵	۲۳۲	۱۸۳	۰۳۴	۰۱۳	۱۸۳	۰۱۷	۰۰۴	۰۰۵	۰۵۵	مگنز یوهورنبلند
24_C3_G	۷۸۵	۰۱۶	۰۱۵	۰۰۱	۰۰۱	۱۷۰	۱۶۳	۰۰۷	۰۰۴	۳۳۳	۱۸۸	۰۱۰	۰۰۱	۱۸۷	۰۱۰	۰۰۵	۰۰۴	۰۶۷	اکتینولیت
24_C4_A	۷۰۵	۱۰۸	۰۹۵	۰۱۳	۰۱۲	۲۴۷	۱۹۸	۰۴۸	۰۰۳	۲۳۵	۱۷۵	۰۳۲	۰۱۱	۱۷۴	۰۲۶	۰۰۷	۰۰۳	۰۵۴	مگنز یوهورنبلند
24_C4_B	۷۰۳	۱۱۲	۰۹۷	۰۱۵	۰۰۸	۲۳۸	۱۸۰	۰۵۷	۰۰۴	۲۳۹	۱۸۱	۰۳۰	۰۰۸	۱۸۱	۰۱۹	۰۰۴	۰۰۳	۰۵۷	مگنز یوهورنبلند
24_C4_E	۶۸۴	۱۲۳	۱۱۶	۰۰۶	۰۱۷	۲۶۴	۲۰۹	۰۵۵	۰۰۶	۲۲۷	۱۶۹	۰۳۲	۰۱۳	۱۶۷	۰۳۱	۰۰۴	۰۰۴	۰۵۲	مگنز یوهورنبلند
24_C5_A	۶۸۵	۱۳۸	۱۱۵	۰۲۳	۰۱۵	۲۳۹	۱۹۷	۰۴۱	۰۰۵	۲۲۰	۱۸۵	۰۳۳	۰۱۴	۱۸۵	۰۱۵	۰۰۵	۰۰۵	۰۵۳	مگنز یوهورنبلند
24_C5_B	۶۹۸	۱۱۹	۱۰۲	۰۱۷	۰۱۱	۲۲۹	۱۸۴	۰۴۵	۰۰۵	۲۳۹	۱۸۷	۰۳۳	۰۱۰	۱۸۷	۰۱۳	۰۰۵	۰۱۰	۰۵۷	مگنز یوهورنبلند
24_C5_A	۷۶۰	۰۵۳	۰۴۰	۰۱۳	۰۰۳	۱۹۱	۱۷۱	۰۲۰	۰۰۵	۲۹۵	۱۸۶	۰۱۳	۰۰۲	۱۸۵	۰۱۳	۰۰۴	۰۰۲	۰۶۳	اکتینولیت
24_C5_C	۶۹۸	۱۳۲	۱۰۲	۰۳۰	۰۰۴	۲۳۰	۱۷۸	۰۵۲	۰۰۶	۲۳۲	۱۸۵	۰۳۲	۰۰۷	۱۸۴	۰۱۶	۰۰۲	۰۰۴	۰۵۷	مگنز یوهورنبلند
35_C1_A	۷۲۸	۱۰۹	۰۷۲	۰۳۷	۰۰۳	۱۳۳	۱۰۵	۰۲۷	۰۰۲	۳۲۴	۱۹۲	۰۱۹	۰۰۳	۱۹۲	۰۰۸	۰۰۱	۰۰۱	۰۷۶	مگنز یوهورنبلند
35_C1_D	۷۰۰	۱۴۲	۱۰۰	۰۴۲	۰۰۴	۱۵۱	۱۰۷	۰۴۴	۰۰۲	۳۰۱	۱۸۸	۰۲۴	۰۰۵	۱۸۸	۰۱۲	۰۰۴	۰۰۱	۰۷۴	مگنز یوهورنبلند
35_C2_A	۷۴۳	۰۸۲	۰۵۷	۰۲۵	۰۰۳	۱۲۳	۰۹۸	۰۲۵	۰۰۴	۳۴۴	۱۹۵	۰۱۷	۰۰۲	۱۹۵	۰۰۵	۰۰۲	۰۰۱	۰۷۸	مگنز یوهورنبلند
35_C2_D	۶۸۶	۱۷۵	۱۱۴	۰۶۱	۰۰۵	۱۵۴	۱۳۰	۰۲۴	۰۰۴	۲۷۳	۱۹۳	۰۳۲	۰۰۶	۱۹۴	۰۰۶	۰۰۲	۰۰۱	۰۶۸	مگنز یوهورنبلند
35_C2_E	۷۰۸	۱۲۷	۰۹۲	۰۳۵	۰۰۷	۱۴۷	۱۱۲	۰۳۵	۰۰۴	۳۰۶	۱۹۳	۰۲۳	۰۰۴	۱۹۳	۰۰۷	۰۰۵	۰۰۱	۰۷۳	مگنز یوهورنبلند
35_C3_B	۶۵۳	۱۹۸	۱۴۷	۰۵۱	۰۰۶	۱۸۱	۱۲۵	۰۵۶	۰۰۳	۲۵۹	۱۹۰	۰۴۲	۰۰۸	۱۹۰	۰۱۰	۰۰۵	۰۰۳	۰۶۸	مگنز یوهورنبلند
35_C3_C	۷۱۱	۱۲۹	۰۸۹	۰۳۹	۰۰۴	۱۳۸	۱۰۸	۰۳۰	۰۰۲	۳۱۴	۱۹۴	۰۲۶	۰۰۴	۱۹۴	۰۰۶	۰۰۴	۰۰۱	۰۷۴	مگنز یوهورنبلند
35_C4_A	۶۹۶	۱۵۰	۱۰۴	۰۴۷	۰۰۴	۱۵۵	۱۲۱	۰۳۳	۰۰۲	۲۹۰	۱۹۳	۰۲۹	۰۰۵	۱۹۳	۰۰۷	۰۰۵	۰۰۲	۰۷۱	مگنز یوهورنبلند
35_C4_D	۶۸۲	۱۶۴	۱۱۸	۰۴۶	۰۰۵	۱۶۰	۱۱۸	۰۴۲	۰۰۳	۲۸۴	۱۹۴	۰۳۲	۰۰۶	۱۹۴	۰۰۶	۰۰۲	۰۰۲	۰۷۱	مگنز یوهورنبلند

جدول ۲ نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها در دیوریت‌های گابرویی مورد بررسی. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه ۸ اکسیژن انجام شده‌است.

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Fe ³	Ca	Na	K	Ab	An	Or
6_C3_A_Rim	۵۹,۱۹	۲۵,۹۰	۰,۰۱	۷,۱۷	۷,۹۱	۰,۱۱	۱۰۰	۲,۶۴	۱,۳۶	-	۰,۳۴	۰,۶۸	۰,۰۱	۰,۶۶	۰,۳۳	۰,۰۱
6_C3_B	۵۸,۹۶	۲۵,۵۹	۰,۰۶	۷,۲۱	۷,۸۲	۰,۱۴	۹۹,۷۸	۲,۶۴	۱,۳۵	-	۰,۳۵	۰,۶۸	۰,۰۱	۰,۶۶	۰,۳۳	۰,۰۱
6_C3_C	۵۸,۲۸	۲۵,۹۸	۰,۱۴	۷,۵۴	۷,۷۰	۰,۱۲	۹۹,۷۶	۲,۶۲	۱,۳۷	-	۰,۳۶	۰,۶۷	۰,۰۱	۰,۶۴	۰,۳۵	۰,۰۱
6_C3_D	۵۹,۰۸	۲۵,۴۲	۰,۰۲	۷,۰۱	۷,۹۹	۰,۱۵	۹۹,۶۷	۲,۶۵	۱,۳۴	-	۰,۳۴	۰,۶۹	۰,۰۱	۰,۶۷	۰,۳۲	۰,۰۱
6_C3_E	۵۲,۱۲	۲۹,۸۷	۰,۰۵	۱۲,۶۰	۴,۷۰	۰,۰۸	۹۹,۴۲	۲,۳۸	۱,۶۱	-	۰,۶۲	۰,۴۲	-	۰,۴۰	۰,۵۹	-
6_C3_F	۵۱,۳۶	۲۹,۷۶	۰,۴۹	۱۲,۴۵	۴,۶۴	۰,۳۲	۹۹,۰۱	۲,۳۶	۱,۶۱	-	۰,۶۱	۰,۴۰	۰,۰۲	۰,۴۰	۰,۵۹	۰,۰۲
6_C3_G	۵۱,۷۸	۳۰,۲۱	۰,۱۶	۱۱,۹۸	۴,۵۳	۰,۱۱	۹۸,۷۷	۲,۳۷	۱,۶۳	-	۰,۵۹	۰,۴۰	۰,۰۱	۰,۴۰	۰,۵۹	۰,۰۱
6_C3_H	۵۰,۶۷	۲۹,۷۴	۰,۲۹	۱۲,۶۹	۴,۵۷	۰,۱۱	۹۸,۰۷	۲,۳۵	۱,۶۳	-	۰,۶۳	۰,۴۱	۰,۰۱	۰,۳۹	۰,۶۰	۰,۰۱
6_C3_I	۵۱,۴۸	۲۹,۹۹	۰,۰۷	۱۲,۷۶	۴,۵۳	۰,۰۸	۹۸,۹۰	۲,۳۶	۱,۶۲	-	۰,۶۳	۰,۴۰	-	۰,۳۹	۰,۶۱	-
6_C3_J	۵۱,۵۷	۲۹,۸۷	۰,۰۶	۱۲,۶۰	۴,۶۲	۰,۱۳	۹۸,۸۶	۲,۳۷	۱,۶۲	-	۰,۶۲	۰,۴۱	۰,۰۱	۰,۴۰	۰,۶۰	۰,۰۱
6_C3_K_Core	۵۲,۲۰	۲۹,۵۷	۰,۲۳	۱۲,۶۳	۴,۶۷	۰,۱۲	۹۹,۴۱	۲,۳۹	۱,۵۹	۰,۰۱	۰,۶۲	۰,۴۱	۰,۰۱	۰,۴۰	۰,۶۰	۰,۰۱
24_C1_A_Rim	۶۲,۶۷	۲۳,۹۰	-	۴,۸۷	۹,۴۴	۰,۰۹	۱۰۰,۹۷	۲,۷۵	۱,۲۴	-	۰,۲۳	۰,۸۰	۰,۰۱	۰,۷۷	۰,۲۲	-
24_C1_B	۵۹,۸۹	۲۶,۰۰	-	۷,۵۷	۷,۷۱	۰,۰۷	۱۰۱,۲۳	۲,۶۴	۱,۳۵	-	۰,۳۶	۰,۶۶	-	۰,۶۵	۰,۳۵	-
24_C1_C	۵۸,۴۴	۲۶,۲۸	-	۸,۲۴	۷,۳۱	۰,۰۸	۱۰۰,۳۵	۲,۶۱	۱,۳۸	-	۰,۳۹	۰,۶۳	-	۰,۶۱	۰,۳۸	-
24_C1_D	۵۹,۲۷	۲۶,۰۲	-	۷,۶۷	۷,۷۹	۰,۰۶	۱۰۰,۸۱	۲,۶۳	۱,۳۶	-	۰,۳۶	۰,۶۷	-	۰,۶۵	۰,۳۵	-
24_C1_E	۶۱,۰۳	۲۴,۳۷	-	۵,۶۱	۸,۸۴	۰,۱۳	۹۹,۸۸	۲,۷۲	۱,۲۷	-	۰,۲۷	۰,۷۶	۰,۰۱	۰,۷۴	۰,۲۶	۰,۰۱
24_C1_F	۵۱,۲۴	۲۴,۵۰	-	۵,۷۶	۸,۷۴	۰,۰۸	۱۰۰,۳۲	۲,۷۱	۱,۲۸	-	۰,۲۷	۰,۷۵	-	۰,۷۲	۰,۲۷	-
24_C1_G	۶۰,۲۶	۲۵,۳۷	-	۶,۹۵	۸,۱۷	۰,۰۸	۱۰۰,۸۲	۲,۶۷	۱,۳۲	-	۰,۳۳	۰,۷۰	-	۰,۶۸	۰,۳۲	-
24_C1_H	۶۱,۶۲	۲۴,۱۳	-	۵,۷۴	۸,۹۲	۰,۱۰	۱۰۰,۵۰	۲,۷۳	۱,۲۶	-	۰,۲۷	۰,۷۷	۰,۰۱	۰,۷۳	۰,۲۶	۰,۰۱
24_C1_I-Core	۵۸,۵۹	۲۶,۶۶	-	۸,۱۵	۷,۳۰	۰,۰۸	۱۰۰,۷۹	۲,۶۰	۱,۴۰	-	۰,۳۹	۰,۶۳	-	۰,۶۲	۰,۳۸	-
24_C6_A_Rim	۶۲,۰۶	۲۴,۷۲	-	۵,۸۹	۸,۷۲	۰,۰۶	۱۰۱,۴۵	۲,۷۲	۱,۲۸	-	۰,۲۸	۰,۷۴	-	۰,۷۳	۰,۲۷	-
24_C6_B	۵۷,۹۸	۲۶,۹۴	-	۸,۵۷	۷,۱۲	۰,۰۵	۱۰۰,۶۶	۲,۵۸	۱,۴۱	-	۰,۴۱	۰,۶۱	-	۰,۶۰	۰,۴۰	-
24_C6_C	۵۸,۲۳	۲۶,۵۶	-	۸,۱۵	۷,۲۳	۰,۱۳	۱۰۰,۳۰	۲,۶۰	۱,۴۰	-	۰,۳۹	۰,۶۳	۰,۰۱	۰,۶۱	۰,۳۸	۰,۰۱
24_C6_D	۵۹,۲۷	۲۵,۶۴	-	۷,۳۸	۷,۸۷	۰,۰۷	۱۰۰,۲۳	۲,۶۴	۱,۳۵	-	۰,۳۵	۰,۶۸	-	۰,۶۶	۰,۳۴	-
24_C6_E	۶۱,۳۴	۲۴,۷۱	-	۶,۰۵	۸,۶۸	۰,۱۰	۱۰۰,۸۸	۲,۷۱	۱,۲۹	-	۰,۲۹	۰,۷۴	۰,۰۱	۰,۷۲	۰,۲۸	۰,۰۱
24_C6_F	۶۱,۴۶	۲۴,۴۱	-	۶,۰۷	۸,۶۹	۰,۰۹	۱۰۰,۷۲	۲,۷۲	۱,۲۷	-	۰,۲۹	۰,۷۴	-	۰,۷۲	۰,۲۸	-
24_C6_G	۶۱,۲۰	۲۴,۷۳	-	۵,۹۸	۸,۷۳	۰,۰۸	۱۰۰,۷۲	۲,۷۰	۱,۲۹	-	۰,۲۸	۰,۷۵	-	۰,۷۲	۰,۲۷	-
24_C6_H	۶۳,۵۱	۲۳,۴۳	-	۴,۴۵	۹,۶۳	۰,۰۷	۱۰۱,۰۹	۲,۷۸	۱,۲۱	-	۰,۲۱	۰,۸۲	-	۰,۷۳	۰,۲۰	-
24_C6_I_Core	۶۱,۵۸	۲۴,۴۵	-	۵,۷۵	۸,۸۷	۰,۰۸	۱۰۰,۷۴	۲,۷۲	۱,۲۷	-	۰,۲۷	۰,۷۶	-	۰,۷۳	۰,۲۶	-
24_C9_A_Rim	۶۳,۰۵	۲۲,۹۷	-	۴,۱۶	۹,۸۴	۰,۱۲	۱۰۰,۱۴	۲,۷۹	۱,۲۰	-	۰,۲۰	۰,۸۴	۰,۰۱	۰,۸۱	۰,۱۹	۰,۰۱
24_C9_B	۶۱,۹۸	۲۴,۱۵	-	۵,۴۷	۸,۸۴	۰,۱۱	۱۰۰,۶۵	۲,۷۴	۱,۲۶	-	۰,۲۶	۰,۷۶	۰,۰۱	۰,۷۴	۰,۲۵	۰,۰۱
24_C9_C	۶۲,۱۴	۲۳,۶۷	-	۵,۰۶	۹,۱۹	۰,۰۹	۱۰۰,۱۴	۲,۷۵	۱,۲۴	-	۰,۲۴	۰,۷۹	۰,۰۱	۰,۷۶	۰,۲۳	۰,۰۱
24_C9_D	۶۰,۱۰	۲۵,۱۳	-	۶,۶۸	۸,۱۳	۰,۱۳	۱۰۰,۲۷	۲,۶۷	۱,۳۲	-	۰,۳۲	۰,۷۰	-	۰,۶۸	۰,۳۱	۰,۰۱
24_C9_E	۵۸,۸۱	۲۶,۰۳	-	۷,۵۳	۷,۶۵	۰,۱۰	۱۰۰,۱۱	۲,۶۳	۱,۳۷	-	۰,۳۶	۰,۶۶	۰,۰۱	۰,۶۴	۰,۳۰	۰,۰۱
24_C9_F	۵۷,۵۷	۲۷,۱۵	-	۸,۶۲	۶,۸۶	۰,۲۶	۱۰۰,۴۵	۲,۵۷	۱,۴۳	-	۰,۴۱	۰,۵۹	۰,۰۱	۰,۵۸	۰,۴۰	۰,۰۱
24_C9_G	۵۷,۹۰	۲۷,۰۲	-	۸,۷۲	۷,۰۲	۰,۰۸	۱۰۰,۷۴	۲,۵۸	۱,۴۲	-	۰,۴۲	۰,۶۱	-	۰,۵۹	۰,۴۱	-
24_C9_H	۵۶,۲۷	۲۶,۶۶	-	۹,۷۵	۶,۴۹	۰,۱۱	۹۹,۲۷	۲,۵۵	۱,۴۲	-	۰,۴۷	۰,۵۷	۰,۰۱	۰,۵۴	۰,۴۵	۰,۰۱
24_C9_I_Core	۵۷,۱۷	۲۷,۰۲	-	۹,۰۷	۶,۸۴	۰,۰۷	۱۰۰,۱۶	۲,۵۶	۱,۴۳	-	۰,۴۴	۰,۵۹	-	۰,۵۷	۰,۴۲	-
35_C4_A_Rim	۵۹,۵۳	۲۵,۲۷	-	۷,۰۶	۸,۰۱	۰,۰۸	۹۹,۹۵	۲,۶۶	۱,۳۳	-	۰,۳۴	۰,۶۹	-	۰,۶۷	۰,۳۳	-
35_C4_B	۵۳,۰۲	۲۹,۷۱	-	۱۲,۱۳	۴,۸۸	۰,۰۹	۹۹,۸۳	۲,۴۱	۱,۵۹	-	۰,۵۹	۰,۳۰	۰,۰۱	۰,۴۲	۰,۵۸	۰,۰۱
35_C4_C	۵۳,۱۲	۲۸,۹۷	-	۱۱,۹۲	۴,۹۴	۰,۰۷	۹۹,۰۲	۲,۴۳	۱,۵۶	-	۰,۵۸	۰,۴۴	-	۰,۴۳	۰,۵۷	-
35_C4_D	۵۲,۰۸	۲۸,۸۴	-	۱۲,۴۵	۴,۷۳	۰,۱۰	۹۸,۲۰	۲,۴۱	۱,۵۷	-	۰,۶۲	۰,۴۲	۰,۰۱	۰,۴۱	۰,۵۹	۰,۰۱
35_C4_F_Core	۵۲,۸۷	۲۸,۹۲	-	۱۱,۷۶	۴,۹۲	۰,۱۳	۹۸,۶۰	۲,۴۳	۱,۵۶	-	۰,۵۸	۰,۴۴	۰,۰۱	۰,۴۳	۰,۵۶	۰,۰۱
35_C3_A_Rim	۵۵,۲۰	۲۸,۸۷	-	۱۱,۰۷	۵,۵۵	۰,۰۵	۱۰۰,۷۴	۲,۴۷	۱,۵۲	-	۰,۵۳	۰,۴۸	-	۰,۴۷	۰,۵۲	-
35_C3_B	۵۴,۸۴	۲۸,۷۱	-	۱۰,۸۴	۵,۸۱	۰,۰۳	۱۰۰,۲۲	۲,۴۷	۱,۵۲	-	۰,۵۲	۰,۵۱	-	۰,۴۹	۰,۵۱	-
35_C3_C	۶۰,۷۳	۲۵,۰۳	-	۶,۵۵	۸,۱۷	۰,۰۷	۱۰۰,۶۴	۲,۶۹	۱,۳۱	-	۰,۳۱	۰,۷۱	-	۰,۶۹	۰,۳۰	-
35_C3_D_Core	۵۹,۷۹	۲۴,۳۷	-	۶,۲۱	۸,۲۳	۰,۲۴	۹۸,۸۴	۲,۷۰	۱,۳۰	-	۰,۳۰	۰,۷۲	۰,۰۱	۰,۷۰	۰,۲۹	۰,۰۱
35_C7_A_Rim	۵۴,۸۲	۲۸,۶۶	-	۱۰,۷۴	۵,۶۸	۰,۰۹	۹۹,۹۹	۲,۴۷	۱,۵۲	-	۰,۵۲	۰,۵۰	۰,۰۱	۰,۴۹	۰,۵۱	۰,۰۱
35_C7_B	۵۵,۲۶	۲۸,۷۳	-	۱۱,۱۱	۵,۴۸	۰,۰۸	۱۰۰,۶۶	۲,۴۸	۱,۵۲	-	۰,۵۳	۰,۴۸	-	۰,۴۷	۰,۵۳	-
35_C7_C_Core	۵۷,۳۶	۲۵,۷۵	-	۸,۰۹	۷,۱۴	۰,۰۸	۹۸,۴۱	۲,۶۱	۱,۳۸	-	۰,۳۹	۰,۶۳	-	۰,۶۱	۰,۳۸	-
35_C8_A_Rim	۵۳,۴۴	۲۹,۲۷	-	۱۱,۸۸	۵,۰۳	۰,۱۲	۹۹,۹۳	۲,۴۲	۱,۵۷	-	۰,۵۸	۰,۴۴	۰,۰۱	۰,۴۳	۰,۵۶	۰,۰۱
35_C8_B	۶۱,۵۷	۲۴,۷۸	-	۶,۰۸	۸,۵۹	۰,۰۸	۱۰۱,۱۱	۲,۷۱	۱,۲۹	-	۰,۲۹	۰,۷۳	-	۰,۷۲	۰,۲۸	-
35_C8_C	۵۵,۶۴	۲۷,۶۸	-	۹,۹۹	۶,۱۲	۰,۰۹	۹۹,۵۲	۲,۵۲	۱,۴۸	-	۰,۴۸	۰,۵۴	۰,۰۱	۰,۵۲	۰,۴۷	۰,۰۱
35_C8_D	۵۴,۷۹	۲۸,۷۹	-	۱۰,۸۷	۵,۵۳	۰,۰۸	۱۰۰,۰۶	۲,۴۷	۱,۵۳	-	۰,۵۲	۰,۴۸	-	۰,۴۸	۰,۵۲	-
35_C8_E_Core	۵۸,۷۰	۲۶,۰۱	-	۷,۸۴	۷,۴۷	۰,۱۰	۱۰۰,۱۲	۲,۶۲	۱,۳۷	-	۰,۳۸	۰,۶۵	۰,۰۱	۰,۶۳	۰,۳۶	۰,۰۱
22-C1_A-Rim	۵۹,۹۸	۲۴,۸۷	۰,۰۱	۶,۵۳	۸,۴۰	۰,۱۴	۹۹,۹۳	۲,۶۸	۱,۳۱	-	۰,۳۱	۰,۷۳	۰,۰۱	۰,۶۹	۰,۳۰	۰,۰۱
22-C1_B	۵۹,۹۲	۲۴,۴۸	۰,۳۰	۶,۹۲	۸,۶۷	۰,۱۵	۹۹,۸۷	۲,۶۸	۱,۲۹	۰,۰۱	۰,۳۰	۰,۷۵	۰,۰۱	۰,۷۱	۰,۲۹	۰,۰۱
22-C1_C	۵۶,۹۸	۲۱,۳۳	۰,۰۶	۴,۵۰	۸,۵۴	۰,۱۵	۹۱,۵۵	۲,۷۶	۱,۲۲	-	۰,۲۳	۰,۸۰	۰,۰۱	۰,۷۷	۰,۲۲	۰,۰۱
22-C1_D	۶۳,۵۶	۲۲,۷۹	-	۳,۸۱	۹,۰۰	۰,۶۱	۹۹,۷۷	۲,۸۲	۱,۱۹	-	۰,۱۸	۰,۷۷	۰,۰۳	۰,۷۸	۰,۱۸	۰,۰۳
22-C1_E	۶۲,۱۸	۲۴,۱۵	۰,۰۵	۵,۲۷	۹,۱۳	۰,۱۳	۱۰۰,۹۰	۲,۷۴	۱,۲۵	-	۰,۲۵	۰,۷۸	۰,۰۱	۰,۷۵	۰,۲۴	۰,۰۱
22-C1_F	۶۱,۵۲	۲۴,۰۶	۰,۰۵	۵,۳۰	۹,۲۷	۰,۰۹	۱۰۰,۲۸	۲,۷۳	۱,۲۶	-	۰,۲۵	۰,۸۰	۰,۰۱	۰,۷۶	۰,	

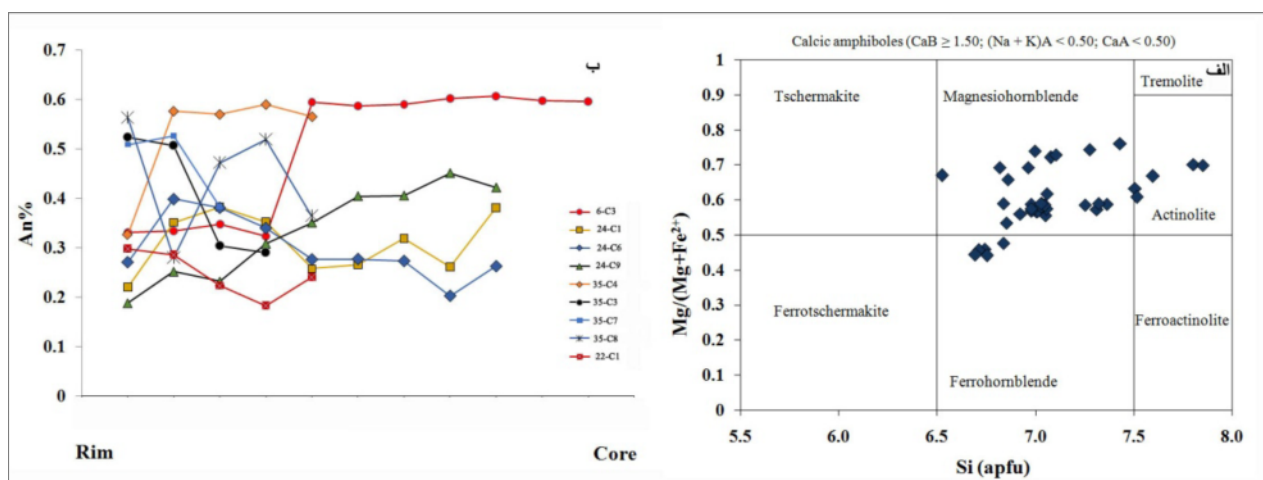
عادی و نوسانی، با ترکیب لابرادوریت، آندزین و الیگوکلاز است (شکل ۳ ب؛ جدول ۲).

برای پیدایش منطقه‌بندی به ویژه منطقه‌بندی نوسانی در این کانی دلایل مختلفی ارائه شده‌اند. از جمله تغییر ترکیب شیمیایی ماگما [۲۰]، تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده‌ی کانی نسبت به سطح بلور [۲۱]، تغییر شرایط فیزیکی و ترمودینامیکی سیستم ماگمایی که منجر به عدم تعادل شیمیایی در طول تبلور ماگما [۲۲] می‌شود و عواملی مانند اختلاط ماگمایی [۲۳]. تغییرات فشار آب نیز یکی دیگر از دلایل تشکیل منطقه‌بندی پلاژیوکلازهاست [۲۴]. زیرا کاهش فشار ناشی از جایگیری ماگما در مخزن پوسته‌ای موجب ازدیاد و خروج سریع بخارها و منفی شدن شیب منحنی‌های انجماد و شرایط برای تبلور قشرهای کلسیک فراهم می‌شود، سرانجام قشرهای سدیک‌تر در معرض انحلال قرار می‌گیرند [۲۵]. از آنجاکه دیوریت‌های گابرویی به منطقه‌ی فرورانشی وابسته‌اند (به بخش محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگما مراجعه شود)، آزاد شدن آب از ورقه‌ی فرورونده طی افزایش فشار، حضور رسوب‌ها و پیشرفت واکنش‌های دگرگونی بر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل بلورها مؤثر بوده است [۲۶]. از طرفی دیگر با توجه به نقش ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آنها، به نظر می‌رسد هر دو فرآیند تغییرات شیمیایی ماگما و تغییرات گریزندگی اکسیژن احتمالاً در تغییرات ترکیب و منطقه‌بندی پلاژیوکلازها نقش داشته‌اند.

بیشتر آمفیبول‌ها از نظر ترکیب در رده‌بندی لیک و همکاران [۱۹] در جایگاه مگنزیوهورنبلند و فروهورنبلند قرار می‌گیرند و برخی دیگر اکتینولیت هستند (شکل ۳ الف). تغییر ترکیب هورنبلند به سمت ترکیبات اکتینولیتی که حاوی سیلیس و منیزیم بالاتر و K, Na, Al و Ti کمتری هستند (جدول ۱)، ناشی از دگرسانی گرمایی [۲۰] و تجزیه است که با شواهد دگرانه‌ی منطقه همخوانی دارد. دما و فشار بدست آمده از این ترکیبات نیز نسبت به آمفیبول‌های دیگر پایین‌تر است. بنابراین در این مقاله برای تعیین دما- فشار و خاستگاه سنگ‌ها فقط ترکیب آمفیبول‌هایی (فروهورنبلند- مگنزیوهورنبلند) که حاصل تبلور مستقیم از ماگما هستند مورد توجه و استناد قرار می‌گیرد. نسبت $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ در مجموعه آمفیبول‌ها از ۰/۴۴ تا حدود ۰/۷۴ در نوسان است. مقدار Ti موجود در آنها کمتر از ۰/۵ apfu است (جدول ۱).

پلاژیوکلاز

محتوای آلbite در پلاژیوکلازها ۳۹ تا ۸۱ درصد بوده و ترکیب آن‌ها از لابرادوریت تا الیگوکلاز در تغییر است و مقدار ارتوکلاز در آن‌ها ناچیز است (جدول ۲). بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و برخی فاقد این ویژگی هستند. بلورهای بدون منطقه‌بندی دارای ترکیب الیگوکلاز و لابرادوریت‌اند. الگوی منطقه‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز در شکل ۳ ب به تصویر کشیده شده‌است. منطقه‌بندی آن‌ها از نوع



شکل ۳ الف) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها [۱۹] نشان می‌دهد که ترکیب بیشتر آمفیبول‌ها فروهورنبلند و مگنزیوهورنبلند بوده و برخی از آن‌ها اکتینولیت هستند. ب) الگوی منطقه‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز در دیوریت‌های گابرویی.

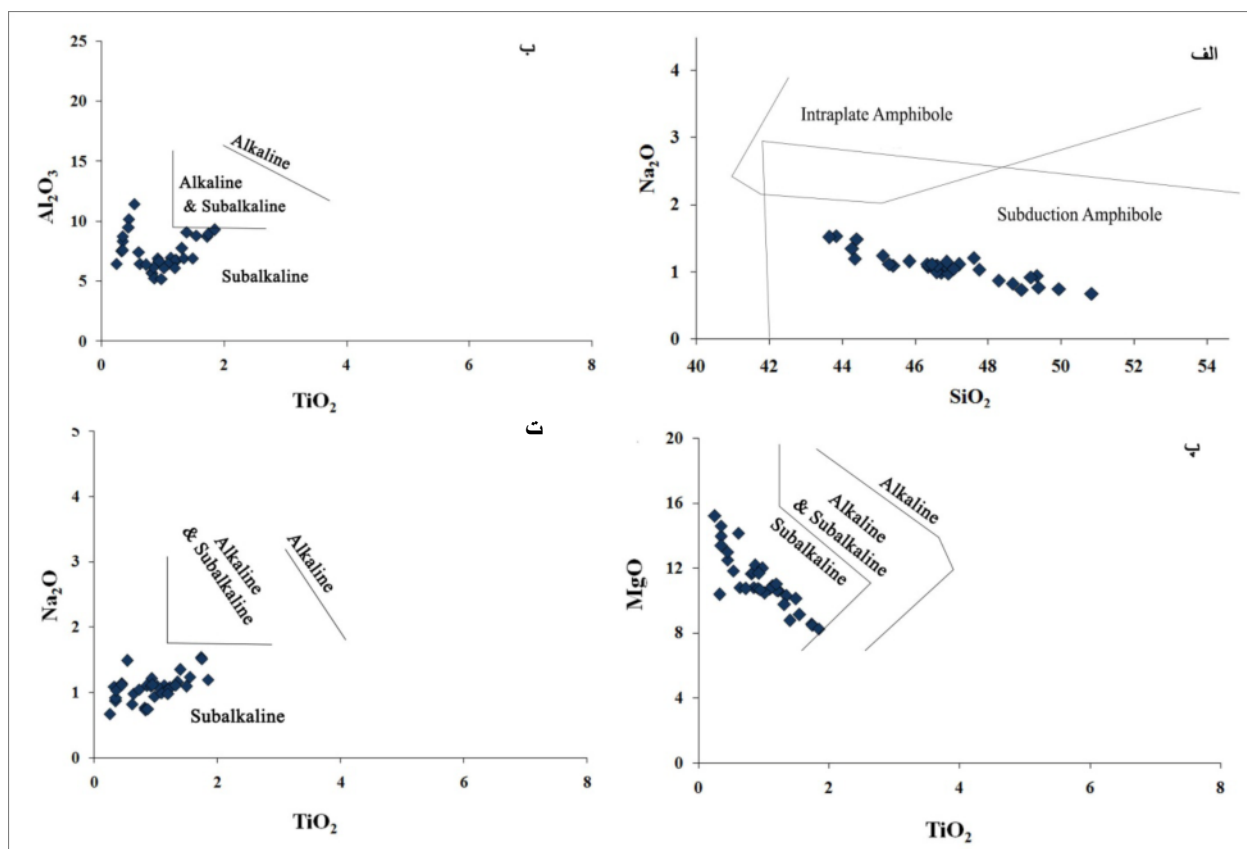
محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگما

از ترکیب شیمیایی آمفیبول برای تشخیص محیط زمین-ساختی، بویژه تمایز محیط فرورانشی از محیط داخل صفحه‌ای استفاده شده‌است [۲۷]. با توجه به این تقسیم‌بندی، محتوای Na_2O کمتر از ۲ در آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی، ارتباط آن‌ها را با محیط زمین‌ساختی فرورانشی روشن می‌سازد (شکل ۴ الف). آمفیبول‌های موجود در شبه قلیائیه‌ها نسبت به قلیایی حاوی مقادیر پایین‌تری از اکسیدهای Na ، K ، Ti و Al هستند [۲۸]. [۲۸] با استفاده از میزان MgO ، Na_2O و Al_2O_3 در مقابل TiO_2 سرشت قلیایی و شبه قلیایی بودن آمفیبول‌ها را بررسی کرده‌اند. چنانکه در شکل ۴ مشاهده می‌شود، با توجه به مقادیر اکسیدهای یاد شده، آمفیبول‌های مورد بررسی ماهیت شبه‌قلیایی دارند. این مسئله با نتایج حاصل از تجزیه سنگ کل این سنگ‌ها که ویژگی آهکی-قلیایی را برای

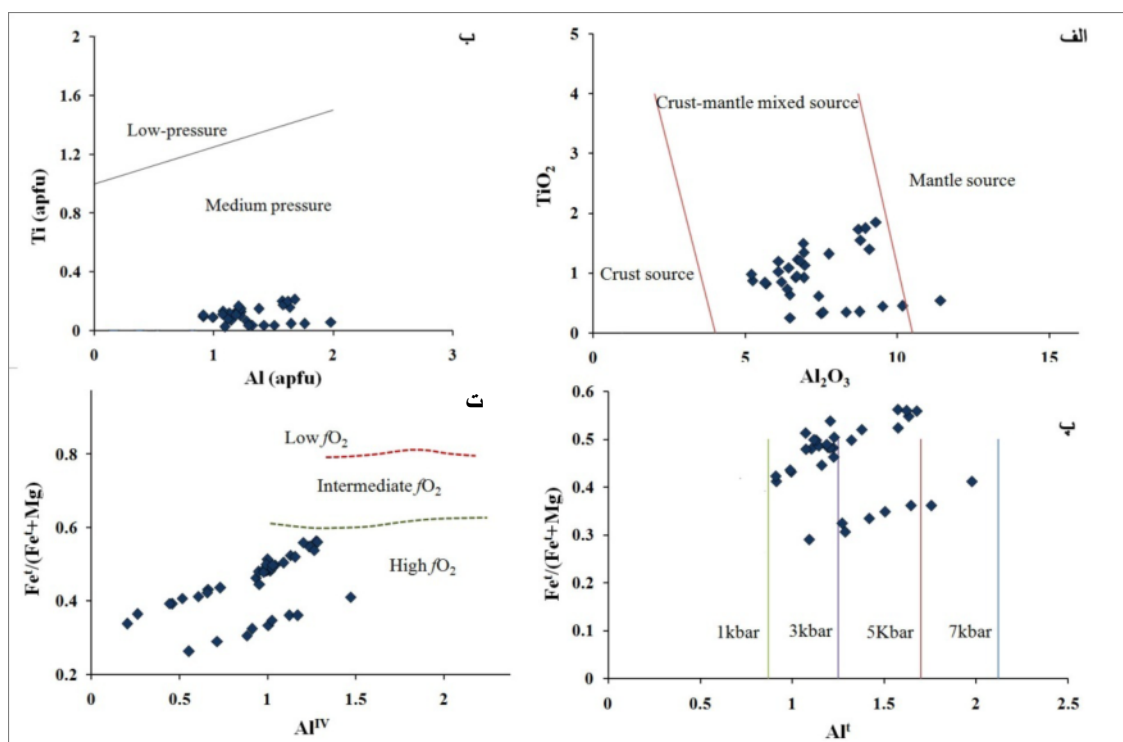
آن‌ها مشخص می‌کند همخوانی دارد (داده‌های منتشر نشده). چنانکه اشاره شد مقدار تیتانیوم و آلومینیوم در آمفیبول‌ها تحت تأثیر عاملی مانند فشار و دما است، بنابراین روند متفاوت ترکیب آمفیبول‌ها در شکل ۴ ب احتمالاً ناشی از شرایط متفاوت دما و فشار در زمان تشکیل آنها بوده است.

ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند آمفیبول و بیوتیت نیز راهنمای مناسبی برای تعیین خاستگاه ماگما محسوب می‌شوند. با استفاده از فراوانی اکسیدهای تیتانیوم و آلومینیوم موجود در آمفیبول، خاستگاه‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای تفکیک شده است [۲۹].

براساس نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (برحسب درصد اکسید) ترکیب آمفیبول‌ها نمایان‌گر دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آنهاست (شکل ۵ الف).



شکل ۴ الف) نمودار Na_2O - SiO_2 [۲۷] بیانگر تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی در محیط وابسته به فرورانش است. ب، پ، ت) ارزیابی ماهیت سنگ‌های حدواسط توده دروازه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها [۲۸].



شکل ۵ نمودار $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ [۲۹] حاکی از ترکیب ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل هورنبلندهاست. (ب) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار Ti-Al^{I} [۳۶] نمایش دهنده‌ی تشکیل آن‌ها تحت فشارهای بالاست. (پ) ترسیم $\text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Fe}^{\text{I}}+\text{Mg})$ در مقابل Al^{I} [۷] گستره‌ی فشار تشکیل هورنبلندها را نشان می‌دهد. (ت) استفاده از محتوای $\text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Fe}^{\text{I}}+\text{Mg})$ در برابر Al^{IV} [۷] نمایان‌گر شرایط فشار بخشی بالای اکسیژن ضمن تشکیل آمفیبول‌هاست.

دارند [۵]. علاوه فراوانی عناصر در ترکیب این کانی تابع فشار، دما و فشار بخشی اکسیژن است. این بررسی‌ها نشان داده‌اند که با افزایش دما و فشار مقدار تیتانیوم، سدیم، آلومینیوم، پتاسیم و $\text{Mg\#}$ در آمفیبول‌ها افزایش می‌یابد، در حالی که میزان Si و مجموعه Fe, Mg, Mn و Ca کاهش خواهد یافت [۳۲، ۳۳].

زمین دماسنجی

دماسنجی زوج کانی‌های هورنبلند-پلاژیوکلاز هم‌زیست یکی از متداول‌ترین روش‌های محاسبه‌ی دما در سنگ‌های آهکی-قلیایی به‌شمار می‌رود [۵، ۹، ۳۴]. با استفاده از این روش (معادله‌ی ۱)، میانگین دمای تعادل پلاژیوکلاز-هورنبلند حدود 709°C درجه‌ی سانتی‌گراد (معادل 976°F کلوین) بدست آمد، که با میانگین دمای محاسبه شده از معادله‌ی ۲ (738°C درجه‌ی سانتی‌گراد) و ۳ (703°C درجه‌ی سانتی‌گراد) که به ترتیب بر پایه‌ی محتوای آلومینیوم و تیتانیوم در هورنبلند هستند همخوانی دارد (جدول ۳). فشار مورد نیاز در معادله‌ی ۲ از روش [۶] (در ادامه بحث به آن اشاره خواهد شد) محاسبه شده‌است. حداقل و حداکثر دمای حاصل از روش‌های اشاره

میزان عدد منیزیمی ($\text{Mg\#}$) در هورنبلند نیز فاکتور مناسبی برای شناسایی خاستگاه ماگماست [۳۰، ۳۱]. محتوای $\text{Mg\#}$ بیش از ۰/۷ معرف خاستگاه گوشته‌ای و مقادیر کمتر از ۰/۵ بر خاستگاه پوسته‌ای ماگما دلالت دارد. مقادیر بین دو عدد یاد شده حاکی از دخالت خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای در تشکیل ماگماست [۳۰، ۳۱]. گستره‌ی عدد منیزیمی ۰/۴۵-۰/۷۸ (جدول ۱) در هورنبلندهای دیوریت‌های گابرویی منطقه بر نقش هر دو ماگمای پوسته‌ای و گوشته‌ای دلالت دارد و آمیختگی ترکیبات گوشته‌ای و پوسته‌ای را برای این سنگ‌ها تأیید می‌کند. تصور می‌شود که احتمالاً ماگمای گوشته‌ای در اتاقک ماگمایی در منطقه‌ی پوسته متبلور شده و ضمن سرد شدن، آمیختگی با مواد پوسته‌ای ترکیب شیمیایی آن را تغییر داده‌است.

شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور

آمفیبول‌ها دارای ساختار کانی‌شناسی و فرمول شیمیایی گسترده و متنوعی هستند و در بسیاری از سنگ‌ها در دما (1150°C - 400°C) و فشارهای متفاوت (۲۳-۱ کیلوبار) حضور

میانگین فشار برای تشکیل آمفیبول‌ها ۲/۸۶ کیلو بار برآورد می‌شود. دمای مورد نیاز برای این فشارسنجی از روش دماسنجی هورنلند-یلاژو یوکلار [۳۴] بدست آمده‌است.

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Al}^t - 3.01 - \{[T (^\circ\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530 \text{ Al}^t + 0.005294 [T (^\circ\text{C}) - 675]\} [\gamma] (\text{معادله 5})$$

آمفیبول‌ها در نمودار $Ti-Al^I$ [۳۶] در بخش فشارهای متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب)، در حالی که محتوای Al^I و $Fe^{II}/(Fe^{II}+Mg)$ ، بیشترین گستره‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها را از ۱ تا ۵ کیلو بار نشان می‌دهد (شکل ۵ پ). چنانکه در نمودار تقسیم‌بندی مشاهده شد آمفیبول‌ها از نوع فروهورنبلند و مگنزیوهورنبلند هستند و فاصله ایجاد شده بین نمونه‌ها در شکل ۵ پ و ت قابل پیش بینی و ناشی از متفاوت بودن مقدار آهن در ترکیب آمفیبول‌هاست. به منظور بررسی بیشتر تعیین فشار نمونه‌های مورد بررسی از روش‌های دیگری نیز استفاده شد که معادلات آنها به شرح زیرند.

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^{\text{I}} [\text{۲}] \quad (\text{معادله ۶}) \quad P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al}^{\text{I}} [\text{۳}] \quad (\text{معادله ۷})$$

$$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al}^{\text{I}} [\text{ع}\text{ا}] \quad (\text{معادله ٨}) \quad P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{I}} [\text{ع}\text{ا}] \quad (\text{معادله ٩})$$

حداقل، حداکثر و میانگین فشارهای بدست آمده از روش‌های بالا در جدول ۳ ارائه شده‌اند که اعداد حاصل، همخوانی خوبی نشان می‌دهند. میانگین دمای بدست آمده در نمونه‌های مختلف از روش‌های متفاوت تقریباً مشابه‌اند، ولی بیشترین

شده نیز در جدول ۳ ارائه شده است. از آنجا که دیوریت‌های گابرویی منطقه در اثر آمیختگی ماگمای گوشته‌ای و مواد حاصل از ذوب‌بخشی پوسته ایجاد شده‌اند، این دما احتمالاً مربوط به برقراری دوباره تعادل بین کانی‌ها در مراحل آخر ماگمایی است.

$$T [\pm 311 \text{ K}] = 0.677P [\text{kbar}] - 48.98/ - 0.0429 - 0.0083144 \ln \{(\text{Si-4/8-Si})X_{\text{Ab}}\} \quad (1) \text{ (معادله)}$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 25.3P(\text{kbar}) + 654.9 \quad [\epsilon] \quad (\text{معادله ۲})$$

$$(T < 970^\circ\text{C}) = 1204 (\text{Ti}) + 545 [35] \quad (\text{معادله 3})$$

بر آورد فشار

با استفاده از ترکیب آمفیبول‌ها معادله‌های مختلفی به منظور برآورد فشار ارائه شده‌اند [۲-۷] که بهترین روش محاسبه فشار از معادله‌ی زیر است که براساس مقدار Al کل در هورنبلند تنظیم شده‌است. زیرا میزان آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول، رابطه مستقیم با تغییرات فشار دارد [۶].

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^t [\epsilon] \quad (\text{معادله ٤})$$

در این رابطه P برابر است با فشار برحسب کیلو بار و Al^I میزان آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است. با استفاده از این فرمول میانگین فشار بدست آمده برای تبلور آمفیبول در گابرو دیو، به‌های منطقه برابر با 35.3 کیلو بار است.

معادله‌ی اندرسون و اشمیت [۷] یکی دیگر از موارد ارائه شده برای محاسبه‌ی فشار است. در معادله‌ی (۵) هر دو پارامتر دما و فشار بخشی اکسیژن دخالت دارند که براساس آن

جدول ۳ محاسبه دما و فشار سنگ‌های حدواسط جنوب قروه به روش‌های مختلف.

روش‌ها	فشار (کیلو بار)		
با استفاده از روش محتوای آلومینیوم در هورنبلند	Min	Max	Average
Hammarstrom and Zen (1986)	۱٫۴	۴٫۵	۲٫۸۰
Hollister et al (1987)	۱	۴٫۹	۲٫۸۰
Johnson and Rutherford (1989)	۱	۴٫۹	۲٫۱۹
Schmidt (1992)	۲٫۱	۴٫۹	۳٫۳۵
Anderson and Smith (1995)	۱٫۳	۴٫۹	۲٫۸۶
	دما (سانتی گراد)		
Otten (1984)	۶۳۱	۷۹۸	۷۰۳
Schmidt (1992)	۶۲۴	۷۹۰	۷۳۸
با استفاده از روش زوج کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز همزیست			
Holland and Blundy (1994)	۶۳۹	۷۸۶	۷۰۹

فشار، علی‌رغم متفاوت بودن ترکیب شیمیایی، مربوط به نمونه‌ی ۶ و ۳۵، و کمترین آن به نمونه‌های ۲۲ و ۲۴ وابسته است. با این تفسیر به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها در فشارهای اندکی متفاوت ایجاد شده‌اند، ولی عاملی غیر از دما و فشار کنترل‌کننده‌ی اصلی ترکیب شیمیایی آنها بوده است. با دقت به جدول آنالیز شیمیایی آمفیبول‌ها، نمونه‌های ۲۲، ۲۴ و ۳۵ دارای سیلیس و منیزیم بالا و نمونه‌ی ۶ از عناصری مانند آهن و تیتانیوم غنی هستند. این مسئله در بخش گریزندگی اکسیژن مورد بحث قرار خواهد گرفت. از آنجا که اختلاف کمینه و بیشینه‌ی فشار برآورد شده از معادله اشمیت کمتر بوده و اعداد به دست آمده در این روش همخوانی و نزدیکی بیشتری با یکدیگر دارند، برای تعیین فشار به این روش استناد شد. بنابراین با چشم‌پوشی از فشارهای زمین‌ساختی، فشاری (لیتوستاتیک) حدود ۳/۳۵ کیلو بار در زمان تبلور برای دیوریت-های گابرویی پیشنهاد می‌شود، که این فشار معادل عمق ۱۲ کیلومتری برای تبلور ماگمای این سنگ‌هاست.

میزان گریزندگی اکسیژن

میزان فشار بخشی اکسیژن یکی از فاکتورهای مهم برای برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور توده‌های نفوذی است. برپایه‌ی بررسی‌های اندرسون و اشمیت [۷] معلوم شد که عواملی مانند فوگاسیته (گریزندگی) اکسیژن، آب و فشار کل، بیش از دما کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی کانی‌های سیلیکاتی مافیک هستند. مقدار $Fe^{II}/(Fe^{II}+Mg)$ در این کانی‌ها همبستگی منفی با فشار بخشی اکسیژن نشان می‌دهد. این برداشت مستقل از نسبت Fe/Mg در سنگ کل است.

ترکیب شیمیایی و تشکیل دوگانه کانی‌ها از جمله موارد مهم برای تعیین این شرایط هستند. حضور مجموعه کانی‌های کوارتز، اسفن و ایلمنیت به همراه آمفیبول (به خصوص انواع غنی از منیزیم) بیانگر بالا بودن میزان گریزندگی اکسیژن ماگماست [۳۷، ۳۸]. برخی از آزمایش‌های تجربی، فشار بخشی اکسیژن را به عنوان عاملی برای تغییرات میزان $Fet/(Fet+Mg)$ در کانی‌های مافیک و سنگ کل معرفی کرده‌اند.

[۴۱، ۴۰، ۳۹]. به همین دلیل ترکیب کانی‌هایی مانند بیوتیت و آمفیبول به منظور برآورد شرایط اکسایش و احیا مورد استفاده قرار می‌گیرد. ترکیب آمفیبول‌ها وابسته به تغییر فشار بخشی اکسیژن است. به طوری که پایین بودن گریزندگی

اکسیژن منجر به جایگزینی بیشتر Fe^{+2} در ساختار بلوری خواهد شد و فراوانی نسبت Fe^{3+}/Fe^{+2} مقدار جانشینی آلومینیوم به جای منیزیم را افزایش خواهد داد [۹]. در سنگ-های مورد بررسی میانگین $Fe^{II}/(Fe^{II}+Mg)$ هورنبلندها نسبتاً پایین (حدود ۰/۴۵) است و این مسئله بر بالا بودن فشار بخشی اکسیژن ضمن تشکیل آمفیبول‌ها دلالت دارد. آمفیبول‌های دارای $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^{II}/(Fe^{II}+Mg) > 0.3$ برای تعیین گریزندگی اکسیژن مناسب هستند [۷] که با توجه به سازگاری نمونه‌های مورد بررسی با این شرایط (جدول ۱)، چنانکه در شکل ۵ پ مشاهده می‌شود، به طور کلی فشار بخشی اکسیژن برای تشکیل آمفیبول‌ها بالا، و حضور آمفیبول حاکی از آبدار بودن ماگماست. محتوای Al^{IV} در آمفیبول به مقدار H_2O موجود در ماگما نیز حساس است [۸]. با استفاده از فرمول ارائه شده توسط [۸] میانگین آب بدست آمده از ترکیب شیمیایی هورنبلندها معادل با ۵/۸ درصد است. از طرفی ریدولفی [۸] با استفاده از اندیکس Mg فرمولی برای محاسبه گریزندگی اکسیژن ارائه داده است. بر اساس این محاسبه شرایط اکسایش برای سنگ‌های حدواسط توده دروازه نسبتاً بالا خواهد بود (به طور میانگین ۱۷-). به منظور بررسی بیشتر، فشار بخشی اکسیژن از رابطه‌ی ۱۰ نیز محاسبه شد:

$$\log fO_2 \text{ (bars)} = -30930/T(k) + 14.98 + 0.142 (P(\text{bar})-1)/T(k) \quad [37] \quad (\text{معادله } 10)$$

با توجه به این فرمول میانگین مقدار لگاریتم گریزندگی اکسیژن برای آمفیبول‌های منطقه حدود (bars) ۱۶- برآورد می‌شود که همچنان مؤید بالا بودن نسبی فشار بخشی اکسیژن در زمان تشکیل آنها است و نتایج محاسبات پیشین را نیز تأیید می‌کند. با توجه به جدول داده‌های آنالیز شیمیایی، علی‌رغم کلسیک بودن همه آمفیبول‌ها، کانی نامبرده در برخی از سنگ‌ها مانند نمونه‌ی شماره ۶ منیزیم کمتری داشته و مقدار Fe و Ti در آنها بالاتر است. این دسته از هورنبلندها در نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها شکل ۳ الف در بخش فروهورنبلند قرار گرفته‌اند، اما برخی دیگر، مانند آمفیبول‌های موجود در نمونه‌ی ۳۵ دارای منیزیم بیشتر و آهن و تیتانیوم کمتری هستند که با توجه به ترکیب شیمیایی خود در شکل ۳ از جمله‌ی مگزیوهورنبلندها هستند. براساس محاسبات انجام شده، این دو دسته از آمفیبول‌ها در شرایط دما و فشار مشابهی تشکیل شده‌اند. به عنوان مثال میانگین دما و فشار بدست آمده برای فروهورنبلندها (نمونه شماره ۶) از روش [۶] به ترتیب برابر

مقدار آنورتیت در پلاژیوکلازها از ۱۸ تا ۶۱ متغیر است. هورنبلندها کلسیک، و در رده فروهورنبلند و منیزوهورنبلند قرار می‌گیرند. محتوای Na_2O ، ماهیت شبه قلیایی و گریزندگی بالای اکسیژن در هورنبلندها، به خوبی ارتباط این سنگ‌ها را با محیط فروران‌شان نشان می‌دهد. برای سنگ‌های حدواسط منطقه، با استفاده از روش‌های ارائه شده براساس ترکیب کانی-های پلاژیوکلاز و هورنبلند دمای تشکیل حدود ۷۲۳ درجه سانتی‌گراد پیشنهاد می‌شود. میانگین فشار محاسبه شده بر پایه محتوای Al موجود در هورنبلند ۳/۳۵ کیلو بار برآورد شد. با توجه به این فشار ماگمای تشکیل دهنده دیوریت‌های گابرویی در پوسته مستقر و سرد شده و ضمن این فرآیند با مواد پوسته-ای آلاش یافته‌است و طی گریزندگی اکسیژن متفاوت متبلور شده‌اند. محتوای $\text{Mg\#}$ ، Al_2O_3 و TiO_2 در آمفیبول‌ها و نوسان ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز دخالت هر دو خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای را تأیید می‌کند.

قدردانی

نگارندگان از پدیدآورندگان محترم مجله بلورشناسی و کانی-شناسی ایران کمال تشکر را دارند.

مراجع

- [1] Rutter M. J., Van der Laan S. R., Wyllie P. J., "Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminium in hornblende at 10 kbar pressure", *Geology* 17 (1989) 897-900.
- [2] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer" *American Mineralogist* 71 (1986) 1297-1313.
- [3] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H. and 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.
- [4] 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.
- [5] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", *Contribution Mineralogy and Petrology* 104 (1990) 208-224.
- [6] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer",

است با ۶۹۵ درجه‌ی سانتی‌گراد و ۴ کیلو بار، و برای مگنزیوهورنبلندها (مانند نمونه ۳۵) دما و فشار حاصل از روش یاد شده حدود ۶۹۲ درجه‌ی سانتی‌گراد و ۳/۶ کیلو بار است. آمفیبول‌های غنی از منیزیم حاکی از شرایط نسبتا اکسیدان هستند [۴۲]. مهمترین عامل تغییرات محتوای $\text{Fe}^{+1}/(\text{Fe}^{+1}+\text{Mg})$ ، گریزندگی اکسیژن معرفی شده‌است [۴۱-۳۹] و نیز پایین بودن این عامل منجر به افزایش Fe^{+2} و در نهایت افزایش جانشینی Al به جای منیزیم خواهد شد [۹]، بنابر رده‌بندی [۷] میزان $\text{Fe\#}$ بین صفر تا ۰/۶ بیانگر گریزندگی اکسیژن بالا، ۰/۶ تا ۰/۸ میانگین و ۰/۸ تا یک، گریزندگی اکسیژن پایین است. بنابراین با توجه به میزان $\text{Fe\#}$ آمفیبول‌های مورد بررسی (۰/۲۲-۰/۵۶) به طور کلی در گستره‌ی گریزندگی اکسیژن بالا قرار می‌گیرند، با این تفاوت که با توجه به محتوای $\text{Fe}^{+1}/(\text{Fe}^{+1}+\text{Mg})$ ، گریزندگی اکسیژن ضمن تشکیل فروهورنبلندها پایین‌تر از مگنزیوهورنبلندها بوده‌است. از طرف دیگر محتوای تیتانیوم پایین در مگنزیوهورنبلندها، شاهد دیگری بر بالا بودن فشار بخشی اکسیژن است. زیرا با افزایش این فاکتور، عنصر تیتانیوم وارد کانی‌های میزبان خود مانند اکسید تیتانیوم، ایلمنیت و اسفن خواهد شد. بنابراین عامل حضور این دو نوع آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی نوسانات f_{O_2} طی تبلور دیوریت‌های گابرویی است که باعث تغییرات مقدار عناصری مانند Fe و Ti در ترکیب آمفیبول‌ها شده‌است. به طوریکه میانگین گریزندگی اکسیژن محاسبه شده برای فروهورنبلندها برابر است با ۱۴-، در حالیکه برای ترکیبات حاوی بیشترین مقدار منیزیم، ۱۹- است. لازم به یادآوری است که مقدار فشار بخشی اکسیژن در یک ماگما به محیط زمین-ساختی تشکیل آن هم بستگی دارد، و ماگماهای حاصل در مرز ورقه‌های همگرا از گریزندگی اکسیژن بالاتری برخوردارند [۴۳]. در نهایت بالا بودن گریزندگی اکسیژن به همراه ماهیت شبه-قلیایی آمفیبول‌ها، مجدداً ارتباط سنگ‌های مورد بررسی را با محیط فروران‌شان به اثبات می‌رساند [۴۴].

برداشت

دیوریت‌های گابرویی جنوب قروه واقع در شمال منطقه‌ی سنندج- سیرجان شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و هورنبلند، و دارای بافت دانه‌ای و درون دانه‌ای هستند. بیشتر بلورهای پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی هستند ولی هورنبلندها این ویژگی را ندارند. براساس نتایج بررسی نقطه‌ای انجام شده،

- [۱۶] حسینی م.، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، چهارگوش قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، (۱۳۷۶).
- [۱۷] حریری ع.، "نگرشی بر خاستگاه گروهی از سنگ‌های دگرگونه گستره قروه"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۴) ۱۶۱ ص.
- [۱۸] رضوانی ز.، "مطالعه پتروگرافی و شیمی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه زرینه"، جنوب قروه، کردستان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بوعلی‌سینا، (۱۳۹۴) ۱۱۷ صفحه.
- [19] Leake B. E., Woolly A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.h., Rock N.M.S., Schmucher J.C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Unungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., "Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.
- [20] Agemar T., Worner G., Heumann A., *Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?*, Contribution to Mineralogy and Petrology 136 (1999) 331-344.
- [21] Bottinga Y., Kudo A., Weil D., "Some observation of oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase", American Mineralogist 51(1966) 292-306.
- [22] Hasse C S., Chadam J., Feinn D., Otoleva P., "Oscillatory zoning in plagioclase feldspar", Science 299 (1980) 272 _ 274.
- [23] Nelson S.T., Montana A., "Sieve- texture plagioclase in volcanic rocks production by rapid decompression", American Mineralogist 77 (1992) 1242-1279.
- [24] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth Science Reviews 39 (1995) 91-106.
- [25] Pearce T.H., Kolinsnick A.M., "Observation of plagioclase zoning using interference imaging", Earth Science Reviews 2 (1990) 9-26.
- [26] Loomis T. P., Welber P. W., "Crystallization processes in the compositional zoning of Contribution Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.
- [7] Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist 80 (1995) 549-59.
- [8] Ridolfi F., Renzulli A., 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
- [9] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185-207.
- [10] Uchida E., Endo S., Makino M., "Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits", Resource Geology 57 (2007) 47-56.
- [11] Anderson J. L., Barth A. P., Wooden J. L., Mazdab F., "Thermometers and thermobarometers in granitic systems". Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69 (2008) 121-42.
- [12] Hossain I., Tsunogae T., Rajesh H. M., "Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate", Journal of Asian Earth Sciences 34 (2009) 731-9.
- [13] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.
- [14] 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, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic", Tectonophysics 660 (2015) 47-64.
- [15] Yajam S., Montero P., Scarrow J. H., Ghalamghash J., Razavi S. M. H., Bea F., "The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence", Geologica Acta 13(1) (2015) 25 - 43.

- [35] Otten M.T., "The origin of brown hornblende in Artfjallet gabbro and dolerites", Contribution to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 189-199.
- [36] Hynes A., "A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites", Contributions of Mineralogy and Petrology 81 (1982) 119-125.
- [37] Wones D. R., "Significance of the assemblage titanite + mognetitet + quartz in granitic rocks", American Mineralogist 74 (1989) 744-749.
- [38] Enami M., Suzuki K., Liou J.G., Bird D.K., "Al-Fe³⁺ and F- OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence", European Journal of Mineralogy 5 (1993) 231-291.
- [39] Bogaerts M., Scaillet B., Auwera J.V., "Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids", Journal of petrology 47 (2006) 2405-2431.
- [40] Pichavant M., Martel C., Bourdier J. L., Scaillet B., "Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mt. Peleé (Martinique, Lesser Antilles Arc)", Journal of Geophysical Research (2002) 107.
- [41] Prouteau G., Scaillet B., "Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite", Journal of Petrology 44 (2003) 2203-2241.
- [42] Enami M., Suzuki K., Liou J.G., "Bird D.K., Al-Fe³⁺ and F- OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence", European Journal of Mineralogy, 5 (1993), 231-291
- [43] Ewart A., "A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks, In: Fred, B. (Ed), Trondhjemites, dacites, and related rocks", (1979).
- [44] Anderson J.L., "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", Earth Science Review 87 (1996) 125-138.
- plagioclase", Contribution Mineralogy and Petrology 81 (1982) 230-239.
- [27] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos 99 (2007) 68-84.
- [28] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia", Contribution to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.
- [29] Jiang C. Y., An S. Y., "On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance", Journal of Mineralogy and Petrology 3 (1984) 1-9.
- [30] Xie Y.W., Zhang Y.Q., "Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region", Acta Metallurgica Sinica 10 (1990) 35-45.
- [31] 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 Science in China: Series D", Earth Sciences 49 (2006) 684-695.
- [32] Esawi E.K., "Amph-Class: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendation of the international mineralogical Association", Computers Geosciences 30 (2004) 753-760.
- [33] Tulloch A. J., Challis G. A., "Emplacement depths of Palezoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry". New Zealand Journal of Geology and Geophysics 43 (2000) 555-567.
- [34] 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.