



سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی و حدواسط باغچه مریم (جنوب قروه، استان کردستان)

زهره اعلمی‌نیا^{۱*}، فرهاد شیخی^۲، سید محمد حسین رضوی^۲

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۸/۱۷، نسخه نهایی: ۹۹/۱۰/۲۲)

چکیده: توده گرانیتوئیدی باغچه مریم در جنوب قروه بخشی از توده‌های نفوذی پهنه سنندج- سیرجان است که روند شمال غربی- جنوب شرقی دارد. بر اساس بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی، مجموعه نفوذی باغچه مریم از دو واحد اسیدی و حدواسط با طیف سنگ‌های دیوریتی، مونزودیوریتی، گرانیتی، سینیتی و آپلیتی تشکیل شده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های این مجموعه از نوع متاآلمین (A/CNK=۰/۴۶-۰/۸۱) و آهکی‌قلیایی هستند. بر پایه نتایج (از جمله غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و تهی‌شدگی آنها از عناصر خاکی نادر سنگین)، این واحدهای سنگی توسط فرایندهای ماگمایی گوناگون ایجاد شده‌اند و وابسته به محیط زمین‌ساختی کرانه فعال قاره‌ای هستند و ویژگی‌های ماگماهای نوع I را نشان می‌دهند. با بررسی‌های زمین‌دما فشارسنجی، میانگین دمای نمونه‌ها حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد و عمق حدود ۷ تا ۱۰ کیلومتر برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: سنندج- سیرجان؛ گرانیتوئید؛ باغچه‌مریم؛ زمین‌شیمی.

مقدمه

زدگی‌ها و دگرگونی‌های جنوب قروه انجام شده است که از جمله مهم‌ترین آنها می‌توان به مراجع [۱-۱۰] اشاره کرد. در این پژوهش‌ها، توده‌های نام‌برده از دیدگاه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ایزوتوپی بررسی شده‌اند، اما ویژگی‌های عنصرهای خاکی نادر و شیمی کانی کمتر بررسی شده است. در این پژوهش، با بررسی‌های اصولی بر توده‌های نفوذی منطقه باغچه‌مریم قروه و به کارگیری روابط صحرایی، سنگ‌شناسی و داده‌های تجزیه سنگ کل و کانی، ویژگی‌های گوناگون سنگ-شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی و حدواسط منطقه باغچه‌مریم شناسایی شد تا وابستگی آنها با هم روشن‌تر گردد.

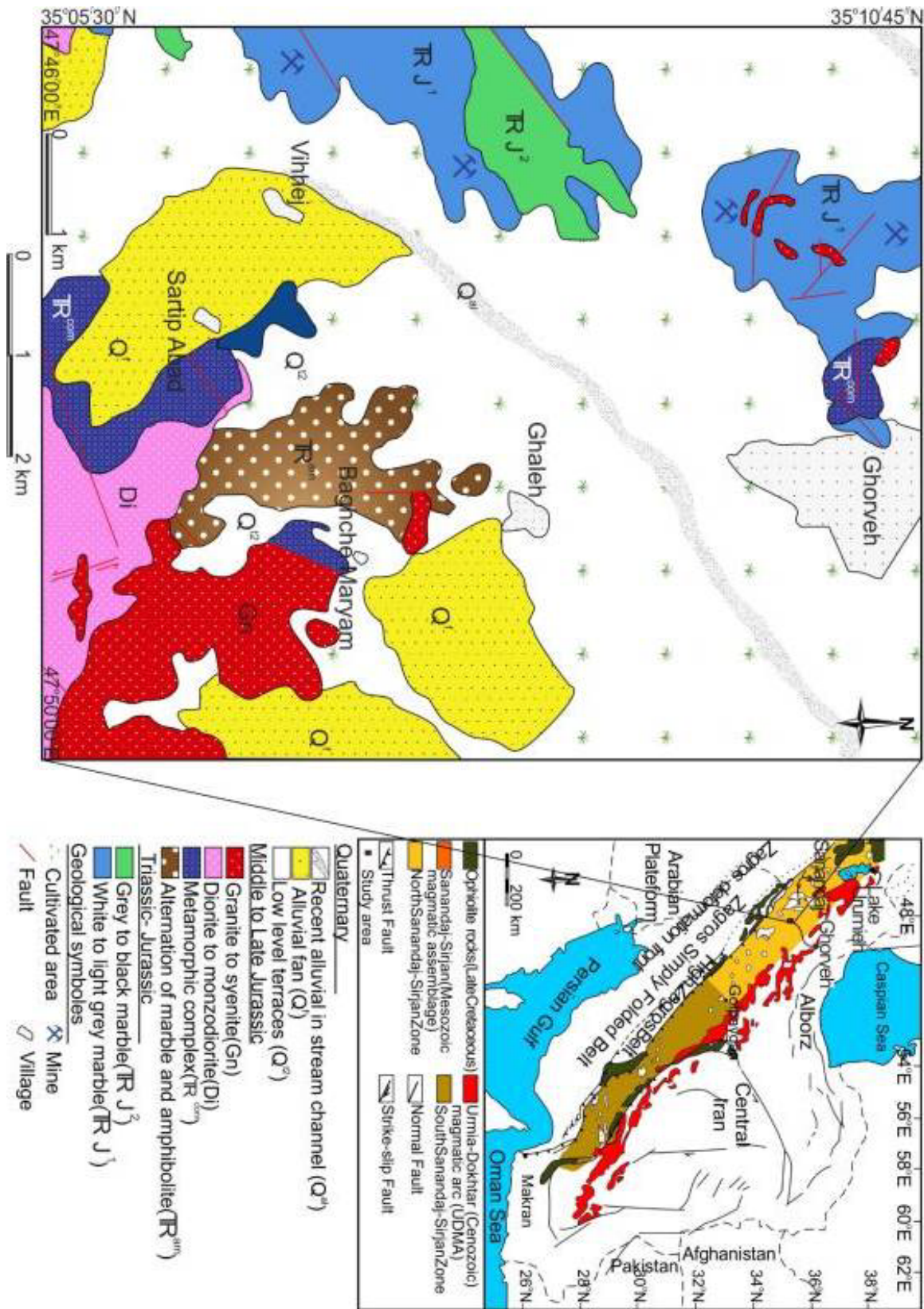
موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در شمال غربی ایران (استان کردستان) جنوب شهرستان قروه به طول‌های جغرافیایی ۴۷° ۴۷' ۰۹" تا ۴۷° ۵۱' ۱۵" شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵° ۰۵' ۱۰" تا

پهنه سنندج- سیرجان به‌عنوان یکی از پیچیده‌ترین پهنه‌های ساختاری ایران، با گسترش وسیع واحدهای دگرگونی و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی مشخص می‌شود که بخش بزرگی از غرب ایران را پوشانیده است (شکل ۱ الف).

در این پهنه، واحدهای رسوبی، آتشفشانی و نفوذی پرکامبرین پسین تا مزوزوئیک دستخوش چند فاز کوهزایی و دگرگونی شده‌اند. هم‌زمان با این فعالیت‌ها، توده‌های نفوذی بی‌شماری با اندازه متغیر از دایک، سیل و استوک تا مجموعه‌های باتولیتی در سنگ‌های قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند. افزون بر دگرگونی‌های ناحیه‌ای و مجاورتی ناشی از نفوذ توده‌های نفوذی، دگرگونی در پهنه‌های برشی در منطقه سنندج- سیرجان گسترش دارد.

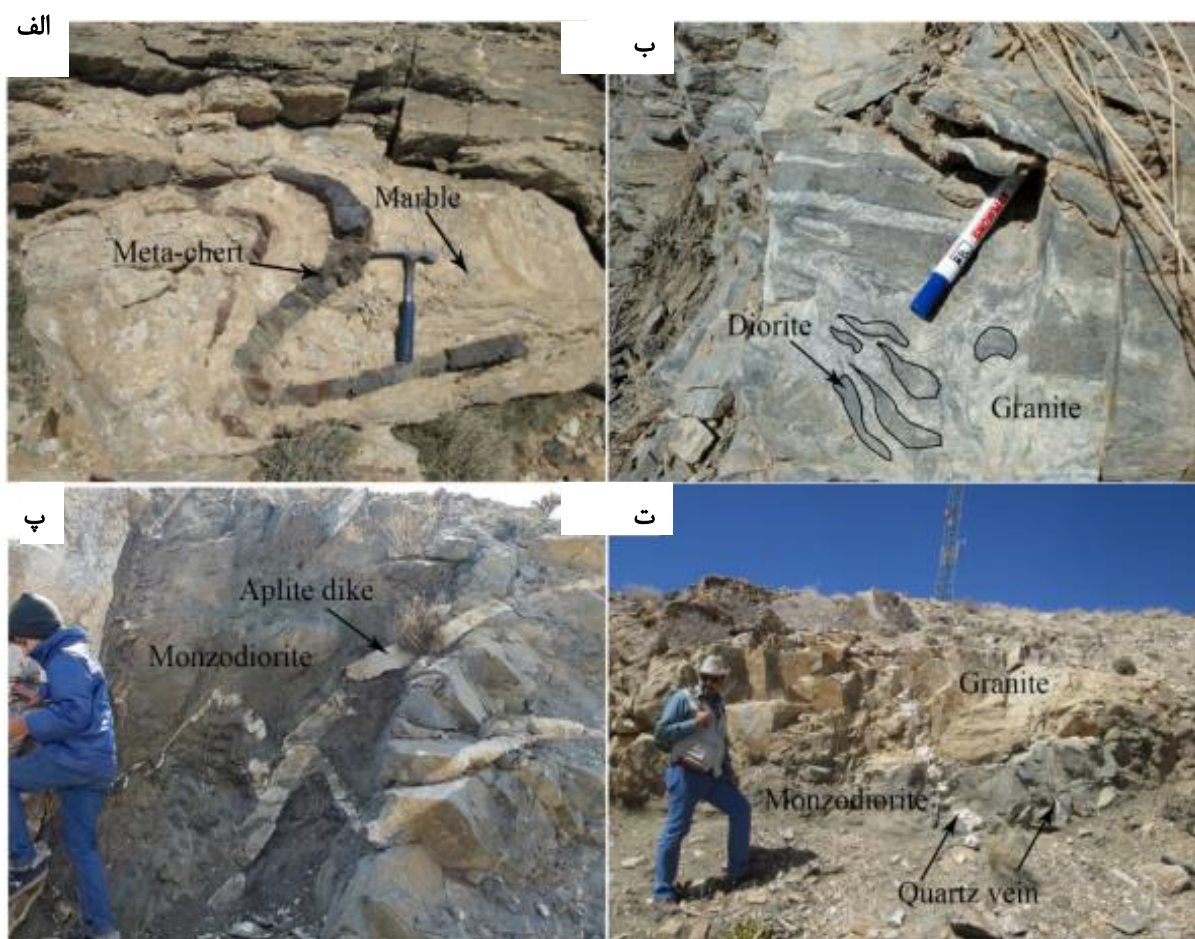
تاکنون بررسی‌های زمین‌شناسی بسیاری بر آتشفشان‌های شمال قروه، توده‌های نفوذی غرب- جنوب غرب قروه و بیرون



شکل ۱ الف) جایگاه منطقه مورد بررسی در پهنه سندج- سیرجان [۱۱]، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی بر گرفته از مرجع [۱] با کمی تغییرات.

سنگ‌های گرانیت، سینیت، مونزودیوریت و دیوریت هستند که درون برخی از آن‌ها برونوم‌های ریزدانه‌ای مافیک ریز تا متوسط دانه با ترکیب دیوریت تا مونزودیوریت وجود دارد که مرز کاملاً مشخص و ناگهانی را نشان می‌دهد (شکل ۲ ب). این نفوذی‌ها اغلب توسط دایک‌های آپلیتی - پگماتیتی و رگچه‌های کوارتزی به صورت شعاعی قطع می‌شوند. ضخامت این دایک‌ها از ۱۵ سانتی‌متر تا یک متر متغیر است. روابط سنی بین سنگ‌های نفوذی این مجموعه کاملاً روشن نبوده و کنترل زمین‌زمان‌شناسی ممکن نیست. البته با توجه به شواهد صحرایی از جمله وجود برونوم‌های دیوریتی و وجود دایک‌های نامنظم گرانیتی که به درون توده‌های دیوریتی نفوذ کرده‌اند، می‌توان سنگ‌های حدواسط را اغلب قدیم‌تر از سنگ‌های اسیدی در نظر گرفت (شکل‌های ۲ پ و ت).

"۱۰' ۱۰" ۳۵° شمالی واقع است (شکل ۱). این منطقه از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، بخشی از پهنه سنندج - سیرجان شمالی است که به صورت مجموعه دگرگونی با سن تریاس - ژوراسیک و سنگ‌های مرمر، آمفیبولیت، شیست سبز، چرت و کوارتزیت مشخص می‌شود که دگرشکل شدن و ساختارهای دگرگونی چندمرحله‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۲ الف). این سنگ‌های دگرگونی با توده نفوذی گرانیتوئیدی با سن ژوراسیک میانی تا پسین قطع شده است [۱۲]. توده نفوذی باغچه مریم با ریختار حلقوی و روند شمال غربی - جنوب شرقی با سطح هوازدگی هموار مشخص می‌شود. نفوذی‌های مورد بررسی به صورت مجموعه و شامل تنوعی از انواع



شکل ۲ رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی: الف) سنگ‌های میزبان از جنس مرمر، متاچرت و آمفیبولیت که طی ژوراسیک پسین دگرشکل شده‌اند (دید به سمت شمال شرق)، ب) برونوم‌های ریزدانه‌ای دیوریتی درون سنگ گرانیت (دید به سمت جنوب)، پ) دایک‌های آپلیتی لوکوگرانیتی که سنگ‌های مونزودیوریتی را قطع کرده‌اند (دید به سمت جنوب غرب) و ت) رگچه‌های کوارتز نشان‌دهنده فاز نهایی تزریق در منطقه مورد بررسی (دید به سمت جنوب غرب). تصاویر الف و پ سمت راست تصاویر ب و ت قرار گیرند.

روش بررسی

برای انجام این پژوهش، از فازهای نفوذی اسیدی، حدواسط و برونوم‌های موجود در آن‌ها، در مجموع ۲۱۰ نمونه برداشت شد و برای بررسی‌های سنگ‌نگاری از آنها مقطع نازک تهیه گردید. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه، تعداد ۱۷ نمونه سنگ با کمترین هوازدگی برای تجزیه عناصر اصلی به‌روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) با دستگاه فیلیپس PW2400 به شرکت طیف‌کانساران بینالود در مشهد و ۶ نمونه نیز برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر کمیاب و خاکی‌نادر به‌روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه ACME کشور کانادا ارسال شدند. هم‌چنین ۴ نمونه از توده نفوذی باغچه مریم با کمترین هوازدگی و دگرسانی برای تجزیه با ریزکاو الکترونی به دانشگاه ساپینزا در رم ایتالیا فرستاده شدند. در این نمونه‌ها، ۸ نقطه از آمفیبول با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل Cameca SX-50، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و جریان ۱۵ nA تجزیه شدند.

سنگ‌شناسی

مجموعه گرانیتوئیدی و حدواسط باغچه مریم دارای ترکیب‌های سنگ‌شناسی متنوع و به هم پیوسته شامل دو گروه بزرگ سنگ‌های حدواسط و اسیدی است که در ادامه توصیف می‌شوند.

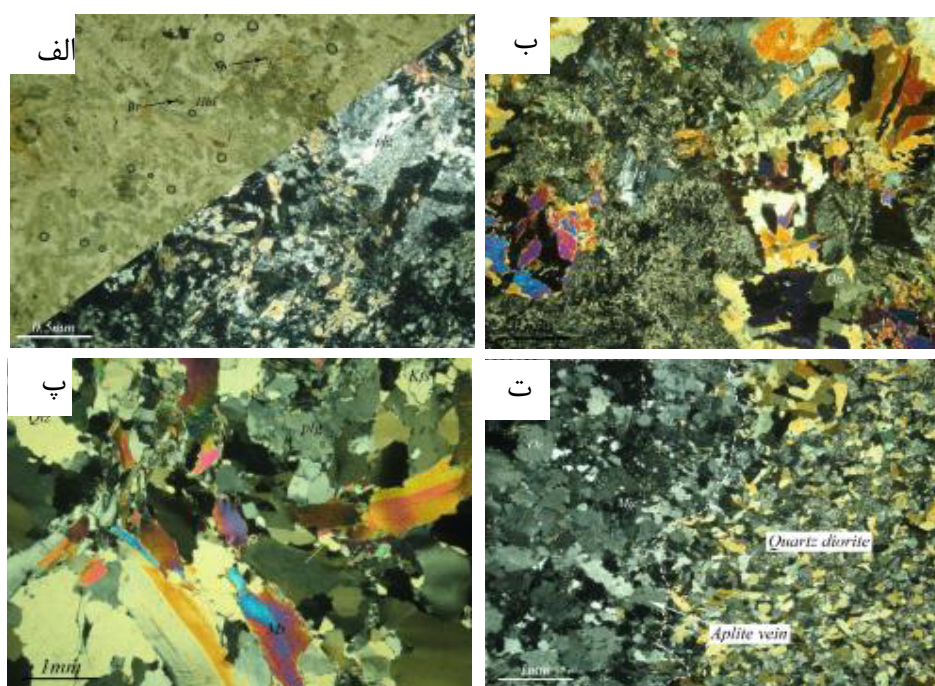
سنگ‌های حدواسط شامل سنگ‌های دیوریت و کوارتز مونوزودیوریت هستند و در نقشه سنگ‌شناسی منطقه با Di مشخص شده‌اند. رخنمون سنگ‌های دیوریت گابرویی به ندرت دیده می‌شود و این گروه از سنگ‌ها بیشتر به‌صورت برونوم‌هایی درون مجموعه گرانیتوئیدی باغچه مریم وجود دارند. این سنگ‌ها با بافت دانه‌ای ریزبلور، لبه‌های سریع منجمد شده و به‌رنگ سبز تا سیاه در نمونه دستی مشخص می‌شوند.

دیوریت‌ها درشت تا ریزدانه بوده و بافت ناهمسان‌دانه و خال‌خال نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۴۵ درصد حجمی)، آمفیبول (۳۰-۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۷-۵ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۷-۵ درصد حجمی) هستند. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار از فراوانی قابل ملاحظه‌ای نسبت به کانی‌های دیگر برخوردارند و اغلب منطقه‌بندی نشان می‌دهند و گاهی دچار

دگرسانی‌های سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز بوده و بیشتر نیمه شکل‌دار هستند و گاهی به کلریت، تیتانیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها اغلب نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و به درجه‌های متفاوتی اورالیتی شده است. بیوتیت کانی فرومنیزین دیگری است که کانی‌های اصلی را همراهی می‌کند و به دو گونه مختلف اولیه و ثانویه یافت می‌شود. بیوتیت اولیه اغلب درشت‌تر است و به‌صورت انباشتی از بلورهای نیمه شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود. بیوتیت ثانویه از دگرسانی کانی‌های دیگر شکل گرفته است. ارتوکلاز و کوارتز اغلب بی‌شکل هستند و با حجم کمتر از ۳ درصد، در فضای بین کانی‌های دیگر قرار دارند و از کانی‌های فرعی محسوب می‌شوند. از دیگر کانی‌های فرعی این سنگ‌ها، می‌توان به تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر اشاره کرد. فلدسپارهای قلیایی و پلاژیوکلازها در برخی نمونه‌ها دچار دگرسانی شده و به مجموعه‌هایی از کانی‌های رسی و زونیزیت، کلینوزونیزیت، کلسیت و کلریت تبدیل گردیده‌اند.

کوارتز مونوزودیوریت‌ها دارای مرز تدریجی با توده دیوریتی هستند. به‌نظر می‌رسد که این سنگ‌ها هم‌زمان با توده دیوریتی باغچه مریم نفوذ کرده‌اند. کوارتز مونوزودیوریت‌ها با بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار ریز تا متوسط دانه دیده می‌شوند (شکل ۳ ب). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز (۵۰-۴۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۲۵-۲۰ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۰-۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۵-۲ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (کمتر از ۵ درصد حجمی) هستند. کانی‌های فرعی شامل تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلسیت، کلریت، سریسیت و اکتینولیت هستند.

سنگ‌های اسیدی به دو صورت توده‌های بزرگ در شمال منطقه مورد بررسی و نیز زائده‌هایی در جنوب منطقه پراکندگی دارند. مرز توده‌های نفوذی اسیدی با توده‌های نفوذی حدواسط به‌صورت ناگهانی و مشخص است. سنگ‌های اسیدی منطقه شامل سنگ‌های گرانیتی و سینیتی هستند که در نقشه زمین‌شناسی با Gn مشخص شده‌اند. این گروه با بافت دانه‌ای درشت تا ریز دانه مشخص می‌شود که در نمونه دستی به رنگ سبز روشن تا خاکستری تیره دیده می‌شود.



شکل ۳ تصویر میکروسکوپی از نمونه سنگ‌های منطقه مطالعاتی. الف: دیوریت با بافت دانه‌ای که در آن پلاژیوکلازها با ماکل آلپیتی و برخی از بلورهای هورنبلند دگرسان شده است (تصویر سمت چپ بالا در حالت PPL و تصویر سمت راست پایین در حالت XPL)، ب: مونوزودیوریت با بافت دانه‌ای. کانی ارتوکلاز به صورت بی‌شکل در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلاند (تصویر XPL)، ج: گرانیت میلوئیتیزه. تبلور دوباره و ایجاد بافت نواری کوارتز و در لوکوگرانیت (تصویر XPL)، د: تصویر میکروسکوپی از رگه آپلیتی که در کوارتز دیوریت نفوذ نموده است. تصاویر الف و ب سمت راست تصاویر ب و ت قرار گیرند.

آپاتیت و زیرکن و کانی‌های کدر هستند. کانی‌های ثانویه نیز کائولینیت، سریسیت، کلریت و اکتینولیت هستند. آپلیت آخرین فاز نفوذ ماگما محسوب می‌شود که به صورت دایک درون فازهای پیش از خود نفوذ کرده است. در شمال منطقه، این سنگ‌ها از تمرکز بیشتری برخوردارند. این سنگ به رنگ سفید تا کرم با ترکیب میکروگرانیت و ساخت ریزبلور (آپلیتی) است. ترکیب کانی‌شناسی آن ساده است. بافت آپلیت دانه شکری (آپلیتی) با دانه‌بندی یکنواخت است (شکل ۳ ت). از نظر سنگ‌شناسی، ترکیب بیشتر آنها در حد گرانیت است و بیشتر شامل فلدسپار قلیایی، کوارتز و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز هستند. این رگه‌ها از کانی‌های مافیک فقیر هستند. کانی‌های فرعی شامل اسفن، زیرکن، آلانیت و آپاتیت هستند. کانی‌های فرومنیزین چون میکای آهن-منیزیم‌دار و گاهی کلریت با میکروکلین (۵-۲ درصد) هستند.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل

نتایج داده‌های اکسیدهای اصلی و عناصر نادر و نادر خاکی در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. داده‌های زمین‌شیمیایی

گرانیت غالب‌ترین سنگ ناحیه باغچه مریم است. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای، پرتیت و نیز میرمکیت است. بافت تنش‌آوری نیز در برخی از مقاطع وجود دارد که آثار آن به صورت دگرشکلی در بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها و بازتبلور کوارتز دیده می‌شود. گرانیت‌ها متوسط تا درشت‌دانه هستند (شکل ۳ پ). کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز (۳۵-۴۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۲۵-۳۰ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۵-۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۵-۱۰ درصد حجمی) و آمفیبول (۸-۵ درصد حجمی) هستند. کانی‌های فرعی شامل تیتانیت، زیرکن و آپاتیت هستند. کانی‌های ثانویه نیز به صورت سریسیت، اپیدوت و کلریت مشخص می‌شوند.

سینیت‌ها مرز تدریجی با توده‌های گرانیتی نشان می‌دهند. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای، پرتیتی و خال‌خال با اندازه دانه متوسط تا ریز است. کانی‌های اصلی شامل فلدسپار پتاسیم (۶۵-۶۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۵-۵ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۸-۵ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (کمتر از ۵ درصد حجمی) هستند. کانی‌های فرعی شامل تیتانیت،

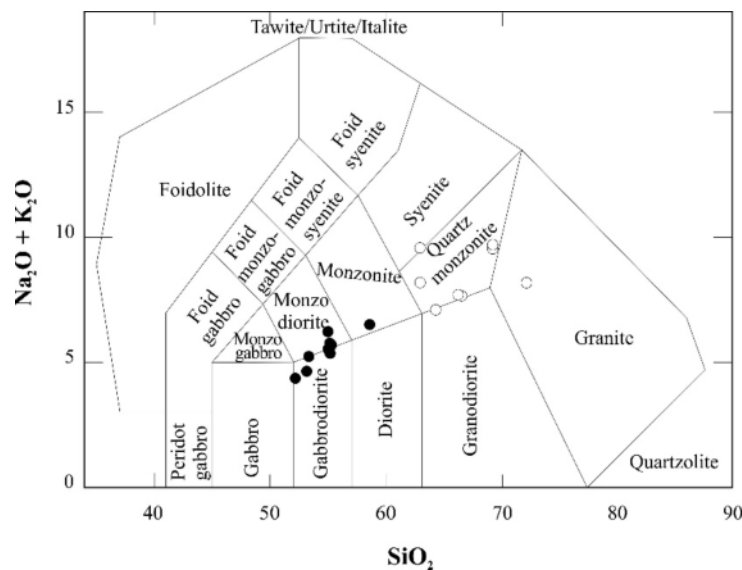
نشان می‌دهند که سنگ‌های درونی منطقه باغچه مریم مقدار SiO_2 بین ۵۲ تا ۷۲ درصد وزنی دارند. برای نامگذاری سنگ-های نفوذی منطقه مورد بررسی به‌روش شیمیایی از نمودار مرجع [۱۳] استفاده شد که نمونه‌ها در آن جایابی شده‌اند (شکل ۴).

جدول ۱ داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به روش XRF در منطقه باغچه‌مریم جنوب قروه (بر حسب درصد وزنی).

| Sample No. | FG13 | FG171 | G183 | G092 | G197 | G198 | G148 | G084 | FG085 | FG112 | FG142 | FG195 | FG227 | FG64 | FG28 | FG215 | FG194 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|
| Oxides (wt%) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | ۵۵,۰۴ | ۶۳,۰۲ | ۶۴,۳۲ | ۵۳,۳۲ | ۶۶,۳۴ | ۵۳,۰۱ | ۵۲,۰۲ | ۵۸,۶۰ | ۵۵,۳۰ | ۶۶,۵۸ | ۵۵,۰۲ | ۶۶,۰۲ | ۵۵,۰۶ | ۷۲,۱۴ | ۶۹,۲۶ | ۵۵,۲۸ | ۶۹,۲۸ |
| TiO ₂ | ۱,۸۸ | ۰,۷۶ | ۰,۷۰ | ۱,۵۳ | ۰,۷۶ | ۱,۴۵ | ۱,۴۳ | ۱,۶۴ | ۲,۴۳ | ۰,۷۱ | ۱,۷۲ | ۰,۸۳ | ۱,۱۳ | ۰,۰۲ | ۰,۲۵ | ۱,۱۵ | ۰,۰۴ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۴,۴۳ | ۱۵,۰۲ | ۱۴,۳۱ | ۱۵,۳۴ | ۱۵,۰۷ | ۱۴,۰۱ | ۱۴,۹۵ | ۱۴,۹۵ | ۱۲,۳۲ | ۱۴,۹۹ | ۱۳,۹۳ | ۱۴,۷۳ | ۱۳,۶۹ | ۱۳,۶۹ | ۱۳,۷۱ | ۱۵,۲۳ | ۱۳,۷۱ |
| Fe ₂ O ₃ | ۱,۰۰۱ | ۴,۹۴ | ۵,۶۹ | ۹,۳۶ | ۴,۲۷ | ۱,۰۰۱ | ۹,۸۹ | ۹,۰۰ | ۱۱,۷۷ | ۴,۲۷ | ۹,۹۳ | ۶,۰۱ | ۹,۳۹ | ۲,۰۳ | ۲,۷۰ | ۹,۳۷ | ۲,۲۱ |
| MnO | ۰,۱۵ | ۰,۰۵ | ۰,۰۴ | ۰,۱۱ | ۰,۰۷ | ۰,۱۳ | ۰,۱۴ | ۰,۱۴ | ۰,۱۴ | ۰,۰۶ | ۰,۱۴ | ۰,۰۷ | ۰,۰۹ | ۰,۰۳ | ۰,۰۷ | ۰,۰۸ | ۰,۰۳ |
| MgO | ۳,۱۶ | ۱,۰۲ | ۱,۲۶ | ۴,۱۶ | ۱,۵۴ | ۵,۱۱ | ۵,۰۹ | ۲,۳۰ | ۳,۲۳ | ۱,۵۹ | ۴,۰۹ | ۱,۲۴ | ۲,۳۸ | ۰,۰۸ | ۰,۸۹ | ۲,۴۲ | ۰,۳۵ |
| CaO | ۹,۷۸ | ۶,۰۶ | ۶,۲۴ | ۱۱,۳۶ | ۳,۸۴ | ۱۲,۹۸ | ۱۳,۰۰ | ۶,۴۵ | ۹,۶۵ | ۴,۰۰ | ۱۰,۳۷ | ۵,۴۲ | ۱۰,۱۲ | ۴,۸۵ | ۴,۶۵ | ۱۰,۱۴ | ۵,۶۳ |
| Na ₂ O | ۴,۳۴ | ۵,۴۵ | ۴,۹۳ | ۳,۳۴ | ۵,۹۸ | ۳,۱۶ | ۳,۱۴ | ۴,۹۸ | ۳,۸۶ | ۵,۹۸ | ۴,۳۵ | ۴,۳۸ | ۳,۷۴ | ۴,۴۲ | ۵,۵۹ | ۳,۷۲ | ۵,۰۱ |
| K ₂ O | ۱,۹۱ | ۴,۰۲ | ۲,۱۲ | ۱,۹۳ | ۱,۶۷ | ۱,۴۹ | ۱,۲۳ | ۱,۵۲ | ۱,۵۳ | ۱,۶۵ | ۱,۱۸ | ۳,۷۵ | ۱,۸۷ | ۳,۷۷ | ۳,۸۹ | ۱,۹۲ | ۴,۶۳ |
| P ₂ O ₅ | ۰,۶۴ | ۰,۱۱ | ۰,۱۳ | ۰,۲۳ | ۰,۱۱ | ۰,۲۱ | ۰,۱۹ | ۰,۳۷ | ۰,۲۲ | ۰,۱۱ | ۰,۲۳ | ۰,۱۳ | ۰,۱۹ | ۰,۰۸ | ۰,۰۹ | ۰,۱۸ | ۰,۰۸ |
| total | ۱۰۱,۳۴ | ۱۰۰,۴۵ | ۹۹,۹۲ | ۱۰۰,۶۸ | ۹۹,۶۵ | ۱۰۱,۵۶ | ۱۰۰,۱۴ | ۹۹,۹۷ | ۱۰۰,۳۴ | ۹۹,۹۴ | ۱۰۰,۸۶ | ۹۹,۵۸ | ۹۸,۹۸ | ۱۰۱,۱۱ | ۱۰۱,۱۰ | ۹۹,۴۹ | ۱۰۰,۹۷ |
| ANK | ۱,۵۷ | ۱,۱۳ | ۱,۳۸ | ۲,۰۲ | ۱,۲۹ | ۲,۰۶ | ۲,۱۶ | ۱,۵۲ | ۱,۵۴ | ۱,۲۹ | ۱,۶۵ | ۱,۳۱ | ۱,۸۴ | ۱,۲۱ | ۱,۰۲ | ۱,۸۴ | ۱,۰۳ |
| A,CNK | ۰,۵۳ | ۰,۶۲ | ۰,۶۵ | ۰,۵۴ | ۰,۸۱ | ۰,۴۶ | ۰,۴۶ | ۰,۶۹ | ۰,۴۸ | ۰,۷۹ | ۰,۵۱ | ۰,۷۰ | ۰,۵۶ | ۰,۶۸ | ۰,۶۳ | ۰,۵۶ | ۰,۵۸ |

جدول ۲ داده‌های تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-MS در منطقه باغچه‌مریم جنوب قروه.

| Sample | FG195 | FG227 | FG64 | FG28 | FG215 | FG194 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Ba | ۵۴۱,۷۸ | ۵۵۳,۲۱ | ۵۴,۱۴ | ۶۴,۰۰۱ | ۵۵۸,۳۴ | ۷۵,۰۲ |
| Rb | ۶۴,۸۱ | ۴۵,۴۲ | ۸۲,۷۱ | ۱۰۵,۸۷ | ۵۴,۶۴ | ۲۳۲,۴ |
| Sr | ۱۸۹,۲۳ | ۲۰۲,۹۸ | ۲۳,۴۶ | ۱۰,۲۳ | ۲۱۴,۸۷ | ۵۳,۰۳ |
| Zr | ۱۵۸,۲۱ | ۱۴۹,۲ | ۱۲۲,۰۴ | ۱۷۱,۲۳ | ۱۵۰,۰۱ | ۱۱۵,۰۸ |
| Nb | ۲۱,۲۳ | ۱۹,۹۳ | ۳۳,۱۴ | ۶۲,۹۴ | ۱۸,۷۵ | ۴۳,۰۱ |
| Ni | ۴۳,۸۱ | ۱۷,۳۴ | ۴,۱۴ | ۱,۴۱ | ۱۸,۶۹ | ۳,۹۲ |
| Pb | ۱۳۳,۷ | ۱۶,۵۷ | ۲,۰۸ | ۳,۶۳ | ۱۷,۳۱ | ۲,۰۸ |
| Co | ۲,۶۷ | ۲,۹۵ | ۱,۰۹ | ۱,۳۸ | ۲,۴۵ | ۱,۲ |
| Zn | ۶۲,۷۳ | ۷۰,۰۳ | ۱۴,۷۵ | ۱۵,۳۲ | ۶۹,۵۴ | ۲,۳۲ |
| Cr | ۱۹۳,۵۹ | ۲۰۱,۲۲ | ۱۵۹,۸۳ | ۱۸۲,۱۲ | ۲۴۱,۵۶ | ۱۶۱,۱۵ |
| La | ۱۱,۱۵ | ۱۱,۸۷ | ۲,۰۱ | ۳,۵۲ | ۱۰,۹۸ | ۲,۰۱ |
| Ce | ۱۹,۷۹ | ۲۳,۸۳ | ۱۲,۱۱ | ۷۱,۴ | ۲۴,۰۱ | ۵,۶ |
| Nd | ۱۱,۳۱ | ۲۸,۱۴ | ۱۸,۷۱ | ۱۹,۱ | ۳۰,۱۲ | ۱۹,۰۱ |
| Sm | ۳,۰۱ | ۳,۲۸ | ۰,۹۹ | ۳,۱۰۱ | ۲,۹۹ | ۱,۰۱ |
| Eu | ۰,۹۸ | ۱,۰۵ | ۰,۰۱ | ۰,۶۵ | ۱,۳۴ | ۰,۰۱۲ |
| Tb | ۲,۸۳ | ۳,۶۴ | ۰,۲۱ | ۰,۲۹ | ۴,۰۵ | ۰,۲۳ |
| Er | ۱,۳۲ | ۱,۴۳ | ۰,۶۵ | ۱,۲ | ۱,۶۶ | ۰,۷۸ |
| Yb | ۱,۶۳ | ۱,۳۱ | ۰,۹۹ | ۶,۱۱ | ۱,۴۸ | ۵,۷۹ |
| Y | ۱۲,۳۱ | ۹,۸۲ | ۴,۹۱ | ۱۷,۹۳ | ۱۱,۳۸ | ۱۵,۳ |
| Cs | ۹,۳۴ | ۹,۸۷ | ۱۳,۰۱ | ۰,۶۳ | ۱۰,۲۸ | ۳,۰۱ |
| Ta | ۱,۳۲ | ۰,۸۳ | ۰,۹۸ | ۴,۱۱ | ۰,۸۱ | ۴,۵۶ |
| Hf | ۹,۳۱ | ۲,۳۲ | ۰,۵۹ | ۱,۱۴ | ۳,۵۱ | ۰,۶ |
| Ga | ۱۸,۸۷ | ۱۴,۳۲ | ۱۶,۱۸ | ۲۰,۲۱ | ۱۴,۸۵ | ۱۹,۸ |
| Sc | ۲۱,۰۲ | ۲۳,۱۸ | ۱۰,۹۳ | ۱۳,۱۴ | ۲۲,۶۹ | ۱۱,۰۲ |
| Th | ۱۷,۱۴ | ۲۳,۴۷ | ۱۶,۵۴ | ۲۰,۲۳ | ۲۴,۰۵ | ۱۷,۰۱ |
| V | ۱۸۵,۹۴ | ۱۰۲,۱۵ | ۵,۲۱ | ۱۵,۹۱ | ۱۳۴,۱۱ | ۴۹,۴۱ |
| Cu | ۲۳,۴۸ | ۹,۷۴ | ۴,۶۳ | ۵,۰۱ | ۱۰,۲۱ | ۴,۸۴ |
| Mo | ۳,۳۸ | ۴,۶۴ | ۰,۷۴ | ۱,۳۲ | ۴,۵۶ | ۰,۸۳ |
| Sn | ۶,۸۳ | ۶,۲۳ | ۹,۰۱ | ۷,۹۴ | ۴,۶۲ | ۸,۰۷ |



شکل ۴ نمودار SiO_2 نسبت به $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ برای رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد بررسی [۱۳] و موقعیت نمونه‌ها بر آن (دایره تو خالی: سنگ‌های اسیدی و دایره توپر: سنگ‌های حدواسط).

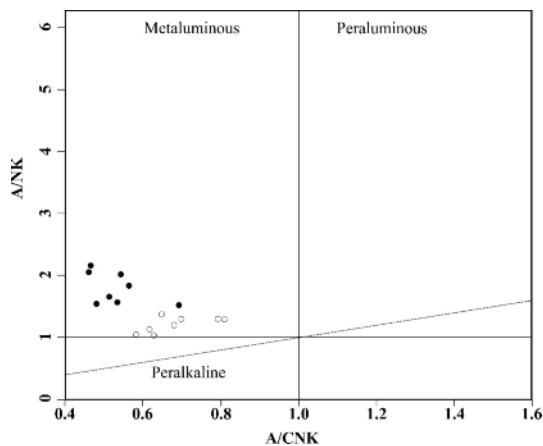
تبلور جدایشی است که تغییرات پیوسته سیلیس در جدایش را نشان می‌دهد. البته به‌طور قطعی نمی‌توان با استفاده از داده‌های عناصر اصلی، ماگمای برآمده از ذوب بخشی را از ماگمای ناشی از تبلور جدایشی تفکیک نمود. بر اساس شکل ۶ ب، نمونه‌های مورد بررسی در واحدهای گرانیتی در مرز منگنزدار بیشتر مایل به آهن‌دار هستند و واحد دیوریتی در گستره منگنزدار واقع است. بخش‌های فلسی ممکن است در اثر ذوب بخشی از سنگ‌های مافیک طی جدایش بعدی ماگمای مافیک و ورود گرما به بستر به‌وجود آمده باشند.

برای بررسی و تفکیک سه فرایند مهم ذوب، تبلور بخشی و آمیختگی ماگمایی می‌توان از نمودار تغییرات عنصر ناسازگار نسبت به عنصر کاملاً سازگار بهره برد. اگر نقاط نماینده نمونه‌ها به‌صورت یک خط راست و تقریباً افقی رسم شود، تبلور بخشی فرایند اصلی است. این درحالی است که نقاط به‌صورت خط راست و تقریباً قائم نشان‌دهنده ذوب بخشی هستند و در صورتی که روند تغییرات طوری باشد که با افزایش در جهت Xها، Yها یک منحنی کاو را تشکیل دهند، فرایند موثر در دگرگونی ماگما، آمیختگی ماگمایی است (شکل ۷).

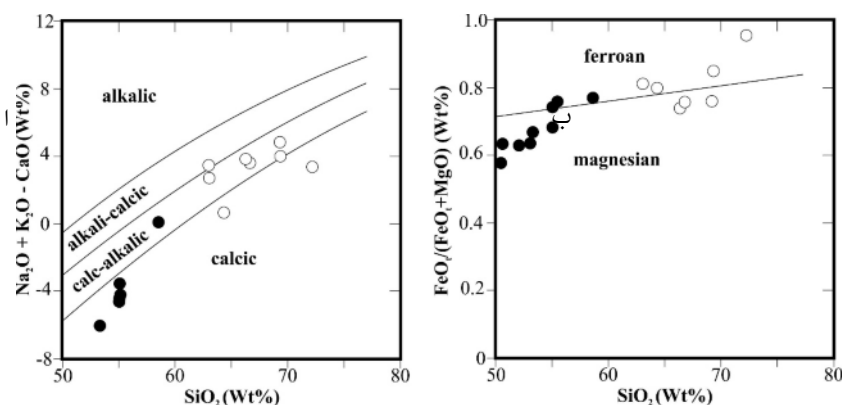
چنان که در شکل ۷ دیده می‌شود، داده‌های مربوط به سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر این نمودار روند مشابه با روند ۳ بر نمودار مرجع [۱۹] را نشان می‌دهند، یعنی فرایند غالب تشکیل این سنگ‌ها آمیختگی ماگمایی است.

بر اساس نمودار A/CNK نسبت به A/NK که به نمودار تقسیم‌بندی ماگماها بر اساس درجه اشباع از آلومین معروف است [۱۴-۱۶]، سنگ‌های مورد بررسی در مجموعه آذرین نفوذی باغچه مریم در گستره متاآلومین قرار دارند (شکل ۵).

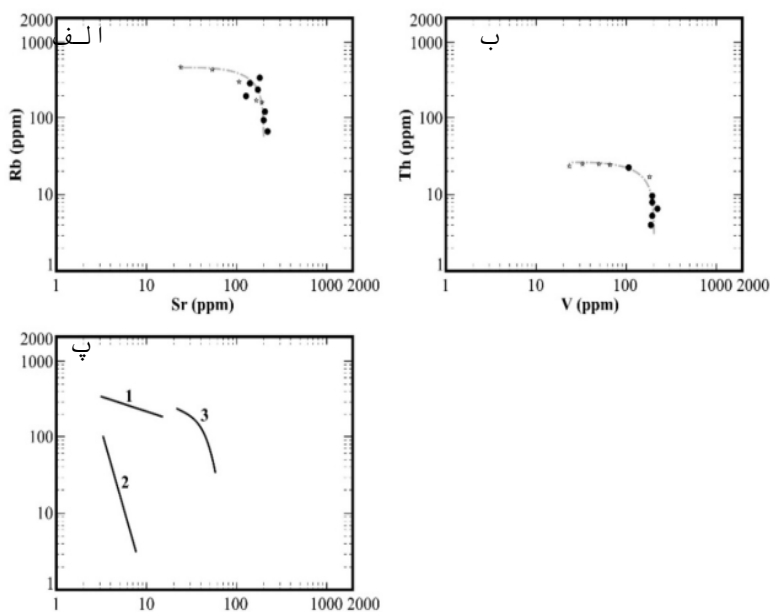
با توجه به نمودار $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ نسبت به SiO_2 [۱۷]، شاخص اصلاح یافته آهکی-قلیایی (MALI) در سنگ‌های نفوذی برآمده از ترکیب کانی‌هاست. این در حالی است که روند جدایش در سنگ‌های آتشفشانی مقادیر MALI را کنترل می‌کند. تبلور جدایشی از مذاب فلدسپاتی منجر به روند موازی با مرزهای MALI می‌شود [۱۸]. فرایندهای انباشتی فلدسپاتی می‌توانند باعث تولید ترکیب‌هایی با مقدار MALI بالا و ماگماهای کلسیمی و کلسیمی-قلیایی شوند. این در حالی است که جدایش گرانیت ترکیب‌های قلیایی کلسیمی و یا قلیایی را به‌وجود می‌آورد. از فرایندهای دیگر قابل فهم می‌توان به آمیختگی ماگماها اشاره کرد. در روند جدایش ماگمایی با افزایش SiO_2 ، مقدار MALI افزایش می‌یابد، در حالی که در چند خاستگاهی بودن ماگما روند منطقی دیده نمی‌شود و نقاط روی نمودار چندین گستره را نشان می‌دهند. چنان که در شکل ۶ الف دیده می‌شود، نمونه‌های برداشت شده از گرانیت‌های مورد بررسی در گستره کلسیمی قلیایی و سنگ‌های دیوریتی در گستره کلسیمی هستند. نسبت $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ یا عدد Fe یک شاخص مهم در تاریخ



شکل ۵ نمودار تغییرات A/CNK نسبت به A/NK [۱۵] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر آن. (دایره تو خالی: سنگ‌های اسیدی و دایره توپور: سنگ‌های حدواسط).



شکل ۶ الف) نمودار SiO₂ نسبت به (Na₂O+K₂O-CaO) [۱۷] و ب) نمودار SiO₂ نسبت به (FeO/(FeO+MgO)) [۱۷] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر آن‌ها (دایره تو خالی: سنگ‌های اسیدی و دایره توپور: سنگ‌های حدواسط). تصویر الف سمت راست تصویر ب قرار گیرد.



شکل ۷ نمودار لگاریتمی (C1-C2) عناصر سازگار نسبت به عناصر ناسازگار: الف) نمودار Rb-Sr، ب) نمودار Th-V مربوط به نمونه‌های منطقه مورد بررسی، پ) روندهای ۱، ۲ و ۳ به ترتیب نشان‌دهنده تبلور بخشی، ذوب جدایشی و آمیختگی ماگمایی است [۱۹]. تصویر الف سمت راست تصویر ب قرار گیرد.

شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول فراوان‌ترین کانی فرومنیزین در توده‌های نفوذی باغچه مریم است و تقریباً ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. آمفیبول‌ها در سنگ‌های نفوذی منطقه مورد بررسی با داشتن مقادیر Ti و نیز $(Na+K)_A$ کمتر از ۰/۵ درصد در گروه

آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند [۲۰]. نسبت‌های کسر مولی $Mg(Mg+(Mg+Fe^{+2}))$ بین ۰/۵۷ تا ۰/۷۰ و مقدار Si آمفیبول‌ها بین ۶/۸۸ تا ۷/۲۳ در هر واحد فرمولی است. با توجه به نمودار مرجع [۲۱]، ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها مگنزیوهورنبلاند است.

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول‌ها در گرانیتوئیدهای باغچه مریم در جنوب قروه (بر حسب درصد وزنی).

| نوع سنگ شماره نمونه موقعیت | دیوریت FG084 مرکز | دیوریت FG084 لبه | دیوریت FG115 مرکز | دیوریت FG115 لبه | سینیت FG171 مرکز | سینیت FG171 لبه | سینیت FG145 لبه | سینیت FG145 مرکز |
|--|-------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------|
| اکسیدها | | | | | | | | |
| SiO ₂ | ۴۸,۱۱ | ۴۹,۵۸ | ۴۸,۶۸ | ۴۷,۳۹ | ۵۰,۰۶ | ۴۸,۰۱ | ۴۹,۸۷ | ۴۷,۹۱ |
| TiO ₂ | ۰,۶۴ | ۰,۴۶ | ۰,۷۶ | ۰,۶۵ | ۰,۳۸ | ۰,۷۵ | ۰,۶۲ | ۱,۱۹ |
| Al ₂ O ₃ | ۷,۰۴ | ۵,۶۶ | ۶,۶۵ | ۷,۳۲ | ۵,۳۲ | ۶,۵۳ | ۵,۳۴ | ۸,۸۴ |
| FeO | ۱۸,۲۰ | ۱۷,۶۹ | ۱۸,۱۱ | ۱۸,۴۳ | ۱۸,۳۴ | ۱۹,۱۱ | ۱۷,۱۲ | ۱۶,۱۰ |
| MnO | ۰,۵۱ | ۰,۴۰ | ۰,۴۴ | ۰,۴۶ | ۰,۴۷ | ۰,۵۲ | ۰,۸۷ | ۰,۷۵ |
| MgO | ۱۱,۲۹ | ۱۲,۲۳ | ۱۱,۳۸ | ۱۱,۰۳ | ۱۱,۸۴ | ۱۰,۸۳ | ۱۲,۹۸ | ۱۱,۵۵ |
| CaO | ۱۱,۸۸ | ۱۱,۷۹ | ۱۱,۹۹ | ۱۱,۹۹ | ۱۱,۸۹ | ۱۱,۶۱ | ۱۱,۴۵ | ۱۱,۲۵ |
| Na ₂ O | ۱,۱۳ | ۰,۹۸ | ۱,۱۴ | ۱,۱۶ | ۰,۹۸ | ۱,۲۰ | ۰,۹۱ | ۱,۱۷ |
| K ₂ O | ۰,۶۶ | ۰,۵۱ | ۰,۶۴ | ۰,۶۸ | ۰,۴۷ | ۰,۶۴ | ۰,۴۵ | ۰,۵۹ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۴ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| مجموع | ۹۹,۴۵ | ۹۹,۳۰ | ۹۹,۸۳ | ۹۹,۱۲ | ۹۹,۷۶ | ۹۹,۱۹ | ۹۹,۶۱ | ۹۹,۳۷ |
| تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۲۳ اکسیژن | | | | | | | | |
| Si | ۷,۰۰ | ۷,۱۶ | ۷,۰۶ | ۶,۹۴ | ۷,۲۳ | ۷,۰۳ | ۷,۱۲ | ۶,۸۸ |
| Al ^{iv} | ۱,۰۰ | ۰,۸۴ | ۰,۹۴ | ۱,۰۶ | ۰,۷۷ | ۰,۹۷ | ۰,۸۸ | ۱,۱۲ |
| Al ^{vi} | ۰,۲۱ | ۰,۱۳ | ۰,۲۰ | ۰,۲۱ | ۰,۱۴ | ۰,۱۵ | ۰,۰۲ | ۰,۳۷ |
| Al ^{total} | ۱,۲۱ | ۰,۹۶ | ۱,۱۴ | ۱,۲۶ | ۰,۹۱ | ۱,۱۳ | ۰,۹۰ | ۱,۵۰ |
| Ti | ۰,۰۷ | ۰,۰۵ | ۰,۰۸ | ۰,۰۷ | ۰,۰۴ | ۰,۰۸ | ۰,۰۷ | ۰,۱۳ |
| Cr | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| Fe ⁺³ | ۰,۵۱ | ۰,۵۹ | ۰,۴۰ | ۰,۴۹ | ۰,۵۱ | ۰,۵۶ | ۰,۸۹ | ۰,۵۹ |
| Fe ⁺² | ۱,۷۰ | ۱,۵۵ | ۱,۸۰ | ۱,۷۷ | ۱,۷۰ | ۱,۷۸ | ۱,۱۶ | ۱,۳۴ |
| Mn | ۰,۰۶ | ۰,۰۵ | ۰,۰۵ | ۰,۰۶ | ۰,۰۶ | ۰,۰۶ | ۰,۱۱ | ۰,۰۹ |
| Mg | ۲,۴۵ | ۲,۶۴ | ۲,۴۶ | ۲,۴۱ | ۲,۵۵ | ۲,۳۶ | ۲,۷۶ | ۲,۴۷ |
| Ca | ۱,۸۵ | ۱,۸۲ | ۱,۸۶ | ۱,۸۸ | ۱,۸۴ | ۱,۸۲ | ۱,۷۵ | ۱,۷۳ |
| Na | ۰,۳۲ | ۰,۲۸ | ۰,۳۲ | ۰,۳۳ | ۰,۲۷ | ۰,۳۴ | ۰,۲۵ | ۰,۳۳ |
| K | ۰,۱۲ | ۰,۰۹ | ۰,۱۲ | ۰,۱۳ | ۰,۰۹ | ۰,۱۲ | ۰,۰۸ | ۰,۱۱ |
| OH* | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ |
| مجموع | ۱۸,۵۰ | ۱۸,۱۶ | ۱۸,۴۴ | ۱۸,۶۰ | ۱۸,۱۱ | ۱۸,۴۱ | ۱۷,۹۸ | ۱۸,۶۶ |
| (Ca+Na) _(B) | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ |
| Na _(B) | ۰,۱۵ | ۰,۱۸ | ۰,۱۴ | ۰,۱۲ | ۰,۱۶ | ۰,۱۸ | ۰,۲۵ | ۰,۲۷ |
| (Na+K) _(A) | ۰,۲۹ | ۰,۱۹ | ۰,۳۰ | ۰,۳۴ | ۰,۲۰ | ۰,۲۸ | ۰,۰۹ | ۰,۱۷ |
| Mg(Mg+Fe ⁺²) | ۰,۵۹ | ۰,۶۳ | ۰,۵۸ | ۰,۵۸ | ۰,۶۰ | ۰,۵۷ | ۰,۷۰ | ۰,۶۵ |
| Fe ⁺² (Mg+Fe ⁺²) | ۰,۴۱ | ۰,۳۷ | ۰,۴۲ | ۰,۴۲ | ۰,۴۰ | ۰,۴۳ | ۰,۳۰ | ۰,۳۵ |
| Fe ⁺³ (Fe ⁺³ +Al ^{vi}) | ۰,۷۱ | ۰,۸۲ | ۰,۶۷ | ۰,۷۰ | ۰,۷۹ | ۰,۷۸ | ۰,۹۸ | ۰,۶۱ |
| Al ^{iv} (Al ^{iv} +Al ^{vi}) | ۰,۱۷ | ۰,۱۳ | ۰,۱۸ | ۰,۱۶ | ۰,۱۵ | ۰,۱۴ | ۰,۰۲ | ۰,۲۵ |

زمین دما- فشارسنجی آمفیبول و محاسبه گریزندگی اکسیژن و مقدار آب ماگما

بررسی دگرگونی یک توده گرانیتوئیدی نیازمند آگاهی از عمقی است که کانی‌ها در آن متبلور شده‌اند. آمفیبول‌ها مفیدترین کانی‌ها در تعیین دما و فشارسنجی سنگ‌های آذرین آهکی قلیایی هستند، زیرا تقریباً در همه توده‌های نفوذی آهکی قلیایی یافت می‌شوند و در گستره وسیعی از دما و فشار پایدارند [۲۲، ۲۳]. از آن‌جا که هورنبلاند در توده‌های نفوذی مورد بررسی همراه با کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مگنتیت و تیتانیت است، زمین فشارسنجی بر اساس مقدار آلومینیم در هورنبلاند کاربردی بوده و از دقت بالایی برخوردار است [۲۴]. برای تعیین فشار ماگما در زمان شکل‌گیری هورنبلاند از روابط ارائه شده در مراجع [۲۵-۲۸] استفاده شد (جدول ۴). اساس محاسبه فشار در این روابط تنها مقدار آلومینیم کل (Al_{total}) در مگنزیوهورنبلاند است. ریدافی و همکاران [۲۹] داده‌های تجربی به‌دست آمده از زمین-فشارسنجی موجود را بازبینی کرده و رابطه دما-فشارسنجی جدیدی را برای محاسبه فشار، دما، عمق، گریزندگی اکسیژن و مقدار H_2O ماگماهای آهکی قلیایی ارائه نمودند.

میانگین فشار تبلور ماگمای گرانیتوئیدی محاسبه شده بر اساس روش مرجع [۲۵] در بخش دیوریتی برابر با ۲/۲۲ کیلوبار (معادل عمق ۸/۲۱ کیلومتر) و دمای تشکیل آن ۷۱۱ درجه سانتی‌گراد بوده در حالی که برای بخش گرانیتی توده مورد بررسی پایین‌تر و برابر با ۱/۳ کیلوبار (معادل ۴/۸ کیلومتر) و ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد است. هم‌چنین بر اساس نمودار مرجع

[۲۸]، می‌توان گستره فشار حدود ۱/۵۸ تا ۳/۰۱ کیلوبار را برای دیوریت‌ها و ۱/۲۷ تا ۲/۳۵ کیلوبار را برای گرانیت‌ها برآورد کرد که تقریباً با نتایج پیشین [۲۵] هم‌خوانی دارد.

فشار جایگزینی گرانیتوئیدهای باغچه مریم بر پایه زمین‌فشارسنجی هورنبلاند [۲۸] برابر با ۲/۵۶ کیلوبار برای مرکز های مگنزیوهورنبلاند و ۲/۲۹ کیلوبار برای لبه‌های آن برآورد شد (جدول ۴).

مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ برای آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی باغچه مریم به نسبت پایین است و در گستره باریک ۰/۳۰ تا ۰/۴۲ (جدول ۳) تغییر می‌کند. به باور ونز [۳۱]، با حضور مجموعه کانیایی چون تیتانیت، مگنتیت و کوارتز در سنگ‌های گرانیتی، می‌توان گریزندگی نسبی اکسیژن را برآورد کرد. بر این اساس، رخداد آمفیبول‌های مگنزیوهورنبلاند، تیتانیت‌های خودشکل و مگنتیت نشان‌دهنده گریزندگی اکسیژن بالا [۳۲] و بیانگر شرایط اکسایشی در شکل‌گیری ماگمای سازنده گرانیتوئید باغچه مریم است. گریزندگی نسبی اکسیژن در سنگ‌های گرانیتوئیدی محاسبه شده بر اساس رابطه مرجع [۳۱] برابر با 10^{-16} تا 10^{-18} بوده (جدول ۴) که نشان‌دهنده گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن ماگما در زمان تبلور است و با نتایج سنگ‌نگاری هم‌خوانی کامل دارد.

ترکیب آمفیبول‌ها و گریزندگی اکسیژن توده گرانیتوئیدی به روش مرجع [۲۹] نیز محاسبه شد. نتایج نشان داد که مقادیر گریزندگی اکسیژن از ۱۳- تا ۱۵- بار است که در بالای بافر نیکل-اکسید نیکل قرار می‌گیرد.

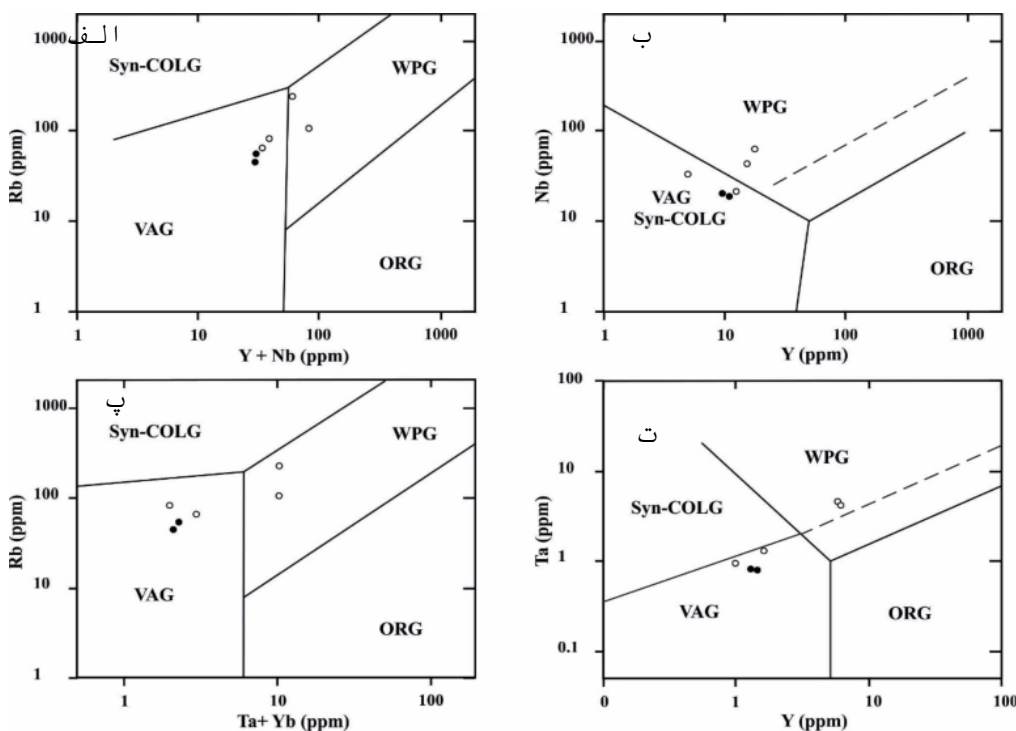
جدول ۴ محاسبه فشار، دما و گریزندگی اکسیژن (fO_2) در گرانیتوئیدهای باغچه مریم در جنوب قروه به روش‌های زمین دما-فشارسنجی گوناگون.

| شماره نمونه نوع سنگ موقعیت | رابطه | Gh15 دیوریت مرکز | Gh15 دیوریت لبه | Gh68 دیوریت مرکز | Gh68 دیوریت لبه | Gh84 سینیت مرکز | Gh84 سینیت لبه | Gh78 سینیت لبه | Gh78 سینیت مرکز |
|----------------------------------|---|------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|----------------------|-----------------------|
| فشار [۲۳] | $P ((\pm 3.0kbar) = -3.92 + 5.03Al^{total}$ | ۲/۱۵ | ۰/۹۳ | ۱/۸۰ | ۲/۴۴ | ۰/۶۴ | ۱/۷۵ | ۰/۶۰ | ۳/۶۱ |
| فشار [۲۶] | $P (\pm 1.0kbar) = -4.67 + 5.64Al^{total}$ | ۲/۰۵ | ۰/۶۸ | ۱/۶۶ | ۲/۳۷ | ۰/۳۵ | ۱/۵۹ | ۰/۳۱ | ۳/۶۸ |
| فشار [۲۷] | $P (\pm 0.5kbar) = -3.46 + 4.23Al^{total}$ | ۱/۶۴ | ۰/۶۲ | ۱/۳۵ | ۱/۸۹ | ۰/۳۷ | ۱/۳۱ | ۰/۳۴ | ۲/۸۷ |
| فشار [۲۸] | $P (\pm 0.6kbar) = -3.01 + 4.76Al^{total}$ | ۲/۷۳ | ۱/۵۸ | ۲/۴۱ | ۳/۰۱ | ۱/۳۰ | ۲/۳۵ | ۱/۲۷ | ۴/۱۱ |
| فشار [۲۵] | $P (kbar) = -3.53 + 5.03Al^{total}$ | ۲/۵۴ | ۱/۳۲ | ۲/۱۹ | ۲/۸۳ | ۱/۰۳ | ۲/۱۴ | ۰/۹۹ | ۴/۰۰ |
| فشار متوسط ($P_{average}$) | | ۲/۶۴ | ۱/۴۵ | ۲/۳۰ | ۲/۹۲ | ۱/۱۷ | ۲/۲۵ | ۱/۱۳ | ۴/۰۵ |
| دما [۳۰] | $T (^{\circ}C) = 25.3P_{ave.}(kbar) + 654.9$ | ۷۲۱/۶۱ | ۶۹۱/۶۳ | ۷۱۳/۰۸ | ۷۲۸/۷۲ | ۶۸۴/۳۹ | ۷۱۱/۷۰ | ۶۸۳/۴۷ | ۷۵۷/۴۶ |
| Log fO_2 [۳۱] | $Log fO_2 = -30930/T_A + 14.98 + 0.142 (P_{average} - 1)/T_1$ | -۱۶/۱۱ | -۱۷/۰۸ | -۱۶/۳۸ | -۱۷/۸۹ | -۱۷/۳۲ | -۱۶/۴۳ | -۱۷/۳۵ | -۱۵/۰۳ |

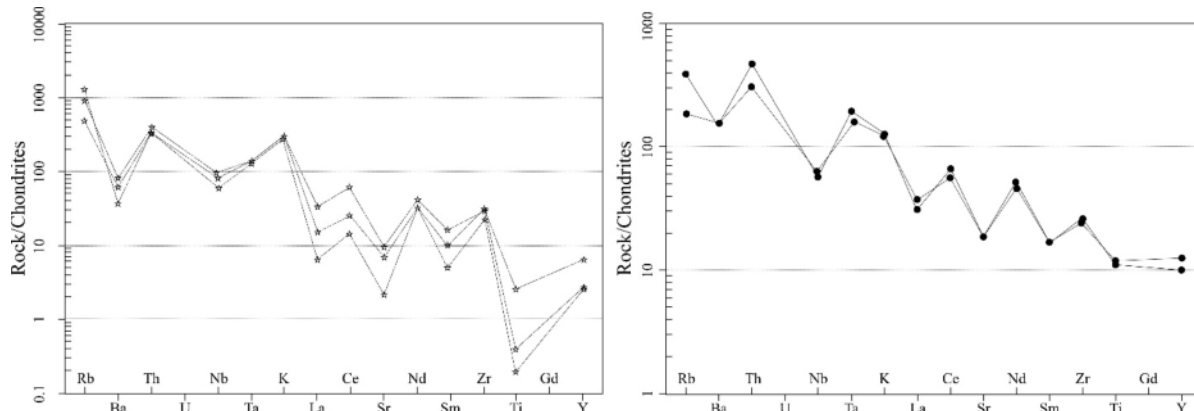
(شکل ۹). با توجه به حضور کانی‌های فرومنیزین و فراوانی آن‌ها در نمونه‌های فلسی، افزایش Ta را نمی‌توان از نظر دور دانست و این می‌تواند از عوامل انتقال تعدادی از نمونه‌ها از محیط قوس آتشفشانی به محیط درون صفحه‌ای باشد. افزون بر آن، فرایند دگرنهادی نیز می‌تواند از دیگر عوامل این جابه‌جایی در نظر گرفته شود (شکل‌های ۹ پ و ت).

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگما

پژوهش‌های بسیاری پیشنهاد می‌کنند که عناصر نادر می‌توانند برای تفکیک مجموعه‌های زمین‌ساختی مختلف ماگمای گرانیتوئیدی استفاده شوند [۳۳، ۳۴]. بر اساس نمودارهای زمین‌ساختی Rb نسبت به Y+Nb و Nb نسبت به Y (شکل-های ۸ الف و ب)، نمونه‌های فلسی در گستره قوس آتشفشانی، همزمان با برخورد و محیط درون صفحه‌ای (WPG) قرار دارند



شکل ۸ نمودارهای مرجع [۲۰] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر آن‌ها (دایره تو خالی: سنگ‌های اسیدی و دایره توپر: سنگ‌های حدواسط). تصاویر الف و پ سمت راست تصاویر ب و ت قرار گیرند.



شکل ۹ نمودارهای عناصر خاکی نادر سنگ‌های منطقه باغچه‌مریم بهنجارشده نسبت به کندریت [۲۴] (نشانه * : سنگ‌های اسیدی و ● : سنگ‌های حدواسط).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-05-31]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.3.10.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.3.637]

ماگمای بازی گوشته‌ای در پی سنگ پوسته زیرین تامین شده است [۴۱، ۴۲]. نفوذ ماگمای گوشته‌ای و ذوب بخشی پوسته زیرین می‌تواند همراه با فرایندهایی چون آمیختگی ماگمایی و تغییرات ایزوتوپی باشد. دخالت ماگمای گوشته‌ای در تشکیل ماگمای دیوریتی با شاخص‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی این توده گرانیتوئیدی پذیرفتنی است.

برداشت

مجموعه نفوذی‌های باغچه مریم در جنوب قروه و در بخش شمالی پهنه آذرین- دگرگونی سندانج- سیرجان رخنمون دارد که شامل سنگ‌های دیوریت، مونزودیوریت، گرانیت، سینیت و آپلیت است. بررسی روابط صحرایی بین دو واحد حدواسط و اسیدی نشان می‌دهد که مرز بین واحدهای منطقه تدریجی نیست که بر اساس یافته‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی نیز می‌توان ناپیوستگی ناشی از جدایش را در این واحدها دید. نمودارهای زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که بین دو واحد اسیدی و حدواسط وقفه کوچکی وجود دارد که تا حدی پیوستگی آن‌ها را از بین می‌برد. بر پایه نتایج زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی، این سنگ‌ها از نوع I، آهکی قلیایی و متا آلومین هستند. نمودارهای بهنجار شده عناصر نادر و خاکی نادر نشانگر غنی‌شدگی از عناصر LILE و ناهنجاری منفی Nb، P و Ti هستند که مشابه با الگو مناطق فرورانش و خاستگاه زمین‌ساختی مرز فعال قاره‌ای است. بررسی‌های زمین‌فشار سنجی بر هورنبلاندهای موجود در گرانیتوئیدها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها خاستگاه گوشته‌ای با آمیختگی پوسته‌ای دارد که این آمیختگی در مرحله‌های گوناگون و با مقادیر مختلف رخ داده است. بر پایه محاسبات زمین‌دما- فشارسنجی، میانگین دما در بخش دیوریتی ۷۱۱ درجه سانتی‌گراد و عمق تشکیل حدود ۸ کیلومتر و در بخش گرانیتی ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد و حدود ۵ کیلومتر برآورد شد.

مراجع

- [1] Hoseini M., "Geological map of Qorveh I:100000", No.5560, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- [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

در سنگ‌های مجموعه باغچه مریم، الگوی عناصر کمیاب در نمودارهای چند عنصری غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) را نشان می‌دهد. بر اساس الگوهای بهنجار شده نسبت به کندریت در واحدهای اسیدی، LREEها با شیب تند کاهش می‌یابند و HREEها روند ملایمی دارند، ولی قوسی برای عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) دیده می‌شود. این الگو مشابه الگوی فرورانش کرانه قاره است. نمودارهای عنکبوتی واحد اسیدی باغچه مریم (شکل ۹) از نظر عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) چون La, Rb, K, Ca و Th غنی‌شدگی آشکاری را نشان می‌دهند و به‌طور نسبی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti, Nb, Y و Yb تهی‌شدگی بارزی دارند. این از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است [۳۵]. با این حال، آلایش با مواد پوسته‌ای نیز می‌تواند این تغییرات را به همراه داشته باشد [۳۶]. این نمونه‌ها یک غنی‌شدگی در LREEها، یک تهی‌شدگی در HREEها و نیز ناهنجاری منفی در Eu را نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Nb نیز شاخص مناطق فرورانش و کرانه‌های فعال قاره‌ای است [۱۵]. بر اساس الگوی بهنجار شده عناصر خاکی نادر در واحد دیوریتی نسبت به کندریت [۳۷]، LREEها نیز در مقایسه با HFSE فراوانی و غنی‌شدگی دارند. دیوریت‌ها با الگوی عناصر خاکی نادر جدایش‌یافته، نبود ناهنجاری Eu و الگوی HREE تخت مشخص می‌شوند. جدایش ناپیوسته‌ای در این واحد دیده می‌شود که با ویژگی‌های پهنه فرورانش همخوانی دارد.

بر اساس نتایج این پژوهش، پیدایش توده‌های مورد بررسی را نباید به سادگی ناشی از جدایش از یک ماگمای بازالتی در پهنه فرورانش دانست. عدد Mg در مگنزیوهورنبلاندهای مورد بررسی در گستره ۰/۵۷ تا ۰/۷۰ به‌دست آمد که خاستگاهی با آمیختگی پوسته و گوشته را نشان می‌دهد [۳۸، ۳۹]. فراوانی بالای عناصر K, Th, Rb و کم‌بودن مقدار عناصر Sr, P و Ti در نمونه‌های مورد بررسی نیز گویای وجود مذاب پوسته‌ای است [۳۴، ۴۰].

با توجه به یافته‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی به نظر می‌رسد که توده‌های نفوذی باغچه مریم در اثر ذوب بخشی سنگ‌های مادر پوسته زیرین به‌وجود آمده‌اند و گرمای لازم برای ذوب از حضور

- peraluminous leucogranite (Ebrahim-Attar granite) as evidence for extensional tectonic regime in the Cretaceous, Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran*", *Chemie der Erde- Geochem*, 76 (2016) 529-541.
- [13] Middlemost E.A.K., "Iron oxidation norms and the classification of volcanic rocks", *Chemical Geology*, 77(1985) 19-26.
- [14] Shand S.J., "Eruptive rocks, thire genesis, composition, classification and thire relation to ore deposit (3rd Ed)", John Witty and Sons, 488 pp (1997).
- [15] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of America Bulletin*, 101(1989) 635-643.
- [16] Irvin T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (1971) 523-548.
- [17] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "A geochemical classification for granitic rocks", *Journal of Petrology*, 42(2001) 2033-2048.
- [18] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methneu, London, (1909) 344 p.
- [19] Cocherie A., "Geochimie des Terres Rares dans les granitoides", Thesis, University of Rennes, Rennes, (1987) 116 pp .
- [20] Pearce J.A., Harris N., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology*, 25 (4) (1984) 956-983.
- [21] Leake B.E., Woolley 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.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youshi G., "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names", *Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- [22] 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: 185-207.
- [23] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71(1986) 1297-1313.
- Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 185(2): 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 Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 41(4) (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* 21: (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] Torkian A., "Mineral chemistry of the granitoid Ghalilan body (SW-Qorveh, Kurdistan) and its estimates of physicochemical parameters", *Iranian Journal of Petrology* 5(20): 35-52 (in Persian).
- [7] Azizi H. Asahara, Minami Y., Anma M. R., "Sequential magma injection with a wide range of mixing and mingling in Late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* (2020).
- [8] Azizi H., Nouri Sandiani F., Stern B., Azizi M., Lucci F., Asahara Y., Zarinkoub M.H., Chung S.L., "New evidence for Jurassic continental rifting in the northern Sanandaj Sirjan Zone, western Iran: the Ghalaylan seamount, southwest Ghorveh, *International Geology Review* (2018).
- [9] Nouri Sandiani F., Azizi H., Jan G., Asahara Y., Orihashi Y., Yamamoto K., Tsuboi M., Anma R., "Age and petrogenesis of Na-rich felsic rocks in western Iran: Evidence for closure of the southern branch of the Neo-Tethys in the Late Cretaceous", *Tectonophysics*, 671(2016) 151-172.
- [10] 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 (2015) 25-43.
- [11] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak S., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", *International Geology Review* 2010; 52: 536-578.
- [12] Azizi H., Mohammadi K., Asahara Y., Tsuboid M., Daneshvar N., Mehrabi B., "Strongly

constrains on their P-T dependence”, European Journal of Mineralogy, 5 (1993) 231-291.

[33] Pearce J.A., Harris N., Tindle A.G., “Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks”, Journal of Petrology, 25 (4) (1984) 956-983.

[34] Harris N.B., Pearce J.A., Tindle A.G., “Geochemical characteristics of collision tectonic”, Special Publication of Geological Society of London, 19 (1986) 67-81.

[35] Wilson M., “Igneous Petrogenesis”, Unwin Hyman, London (1989) 461 pp.

[36] Rollinson H., “Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation”, Longman Scientific and Technical, Harlow, (1993) 352 p.

[37] Sun S.S., McDonough W.F., “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. Norry, J.M. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins”, Geological Society of London Special publication, 42: 313-345.

[38] 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.

[39] Xie Y. W., Zhang Y. Q., “Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduanshan region”, Acta Metallurgica Sinica 10 (1990) 35-45 (in Chinese).

[40] Chappell B. W., White A. J. R., “I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt”, Earth Sciences 83: 1-26.

[41] Gupta A.A., “Igneous rocks”, Allied publishers limited, India, New Delhi (1998) 690 pp.

[42] Clemens J.D., “S-type granitic magmapetrogenetic issues, model and evidence”, Earth sciense. Rev 61 (2003) 1-18.

[24] Helmy H.M., Ahmad A.F., EI Mahallawi M.M., Ali SM., “Pressure, Temperature and Oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt and tectonic implications”, Journal of African Earth Sciences, 38: 255-268.

[25] Blundy J.D., Holland T.J.B., “Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer: Reply to the comments of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 111(1992) 269-272.

[26] Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., “Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons”, American Mineralogist, 72: 231-239.

[27] Johnson M.C., Rutherford M.J., “Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks”, Geology, 17 (9) (1989) 837-841.

[28] Schmidt M.W., “Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of Al in-hornblende barometer”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 110(1992) 304-310.

[29] 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.

[30] Vyhnal C.R., McSween H.Y., Speer J.A., “Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability”, American Mineralogist, 76 (1991) 167-188.

[31] Wones D.R., “Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks”, American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.

[32] Enami M., Suzuki K., Liou J.G., Bird D.K., “Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and