



بررسی چگونگی تشکیل و سیر تحولی مجموعه آذرین نفوذی ملایر با استفاده از شواهد صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی

هادی یگانه‌فر^{*}، وحید احدنژاد^۱، رضا دیوسالار^۲

۱- دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۵/۲۴، نسخه نهایی: ۹۷/۹/۲۴)

چکیده: مجموعه‌ای از شواهد زمین‌شیمیایی چون عدم هماهنگی الگوی تغییرات برخی از عناصر اصلی و کمیاب و مقادیر آنها بین سنگ‌های اسیدی- حدواسط و برونوم‌های بازیک و سنگ‌های بازیک منطقه ملایر، روندهای مشاهده شده در نمودار دوتایی عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار، معیارهایی مانند کاهش مقادیر اکسیدهای FeO_1 ، TiO_2 ، MgO ، MnO ، CaO و Al_2O_3 با افزایش مقدار SiO_2 از نمونه‌های بازیک به اسیدی، روند نزولی تغییرات مقادیر Ni ، Cr و Co با افزایش SiO_2 به عنوان نشانه‌ای برای آمیختگی ماگمایی ناقص و ماهیت آهکی- قلیایی پتاسیم بالای گرانیت‌های منطقه ملایر در نظر گرفته شده است. سنگ‌های اسیدی و بازیک منطقه مورد بررسی تفاوت مشخصی در شیب الگوی عناصر خاکی نادر (نسبت مقدار عناصر خاکی نادر سبک به سنگین LREE/HREE)، مقدار La_N/Sm_N به عنوان شاخص میزان تمرکز LREE ها، Gd_N/Yb_N به عنوان معیار میزان تمرکز HREE ها و درجه‌ی بیهنجاری Eu نشان می‌دهند. بالا بودن مقدار عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) در مقایسه با عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و ثبات نسبی عناصر سازگار در فازهای ناهمسان، همراه با بیهنجاری منفی Nb و Ta در همه نمونه‌ها، به عنوان شاخص فرآیند آزدایی از قطعه فرورانده شده و نقش پوسته در تشکیل ماگمای گرانیتی منطقه هستند. فرایند موثر در تشکیل گرانیت‌ها و دیوریت‌های منطقه (سنگ‌های اسیدی و حدواسط) ناهمسانی ماگمایی همراه با آلیش پوسته‌ای، آمیختگی ماگمایی ناقص و برای برونوم‌های ماگمایی، آمیختگی ماگمایی است. در حالیکه بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های اسیدی و حدواسط با توجه به پیوستگی مشاهده شده در الگوی عناصر خاکی نادر بیانگر نقش جدایش پلاژیوکلاز طی فرآیند تبلور جدایشی است، بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های بازیک با توجه به عدم پیوستگی، شیب ناچیز و غنی‌شدگی ضعیف LREE ها نسبت به HREE ها بیانگر جدایش پلاژیوکلاز در نتیجه‌ی فرآیند ذوب بخشی است. بدین ترتیب، فرآیند احتمالی موثر در تشکیل سنگ‌های بازیک، ذوب بخشی یک سنگ خاستگاه فرابازیک است. القای گرمایی بازیک منجر به تشکیل ماگمای اسیدی خاستگاه گرانیت‌های منطقه شده است. آمیختگی ماگمای بازیک با ماگمای ناشی از ذوب بخشی مواد پوسته‌ای، عامل تشکیل برونوم‌ها و دایک‌های ماگمایی بازیک بوده است.

واژه‌های کلیدی: مجموعه‌ی آذرین نفوذی ملایر؛ آمیختگی ماگمایی؛ جدایش ماگمایی؛ ذوب بخشی.

مقدمه

همچنان ادامه دارد. این بررسی‌ها موجب روشن شدن تاریخچه زمین ساختی ماگمایی تقریباً مناسبی از رخدادها و دگرگونی‌های آن شده است [۱-۱۱]. پژوهش‌های جدید نشان می‌دهد که تشکیل توده‌های نفوذی در بخش شمالی پهنه سندج-سیرجان (مجموعه‌های آذرین نفوذی از قبیل الوند، ملایر،

منطقه سندج-سیرجان به دلیل جایگاه زمین‌ساختی مهم خود در کرانه فعال قاره‌ای و به عنوان پیچیده‌ترین زیر پهنه ساختاری نوار کوهزایی زاگرس مورد توجه زمین‌شناسان بوده و به طور گسترده‌ای بررسی شده است و پژوهش پیرامون آن

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۵۲۴۹۶۰۷۵، پست الکترونیکی: h.yeganehfar@gmail.com

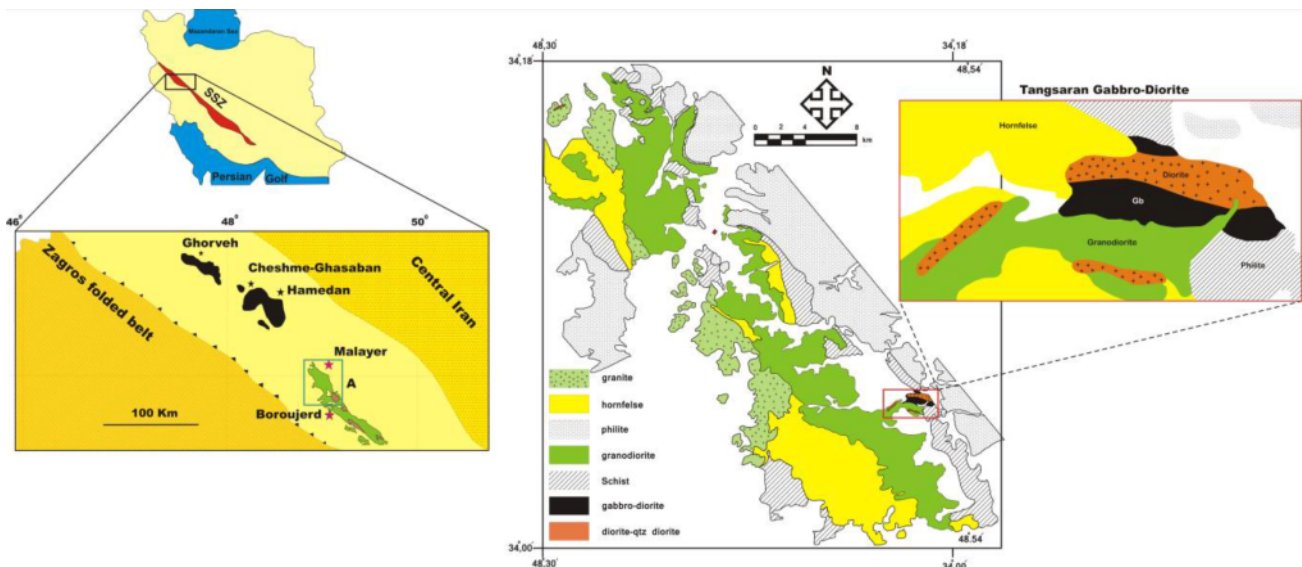
بخش‌هایی از خاستگاه گوشته‌ای (به صورت دایک و توده‌ای) در کنار گرانیتوئیدهاست که این امر می‌تواند شاهدهی برای مشارکت مواد مذاب گوشته‌ای در دگرگونی‌های ماگمایی منطقه مورد بررسی باشد. مهمترین پژوهش‌های انجام شده در این منطقه توده‌های نفوذی ملایر را به عنوان بخش شمال غربی مجموعه نفوذی ملایر-بروجرد با تمرکز بر سنگ‌های مافیک آن مورد توجه قرار داده است [۲۱-۲۷].

افتخارنژاد [۲۸] پهنه سنندج-سیرجان را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده و به نظر او مجموعه آذرین نفوذی ملایر در زیرپهنه شمالی پهنه سنندج-سیرجان، یعنی گلپایگان-سنندج قرار گرفته است. منطقه مورد بررسی در عرض جغرافیایی $34^{\circ}20' - 34^{\circ}03'$ شمالی و طول $48^{\circ}54' - 48^{\circ}35'$ شرقی واقع است، به طوری که واحدهای دگرگونی مجاورتی (هورنفلس) و دگرگونی ناحیه‌ای (شیست‌ها، اسلیت، فیلیت) در بیشتر نقاط درکنتاکت با توده نفوذی مشاهده می‌شوند (شکل ۱). کانی‌های شاخص موجود در شیت‌ها و هورنفلس‌های لکه‌دار، آندالوزیت و گارنت هستند، که هضم آنها در سطوح جایگیری ماگما منجر به تشکیل گرانیتوئیدهایی با بیگانه بلورهای آندالوزیت و گارنت شده است. مجموعه آذرین نفوذی با ملایر طول تقریبی ۳۵ کیلومتر و عرض کمتر از ۱۰ کیلومتر از روند کلی شمال غرب- جنوب شرقی پهنه سنندج-سیرجان پیروی می‌کند و بخشی از آن در گستره شمالی شهر سامن رخنمون عدسی شکل دارد.

روش بررسی

هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌ها، چگونگی تشکیل و تحول توده‌های نفوذی منطقه ملایر است برای این منظور، بازدیدها صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی صورت گرفت. نتیجه‌گیری‌ها بر بازدیدهای صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و تحلیل روندهای زمین‌شیمیایی گرانیت‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه استوار است. نخست با نمونه‌برداری از تنوع سنگ‌شناسی و تهیه مقاطع نازک از آنها، نقشه مناسبی از پراکندگی واحدهای آذرین منطقه تهیه شد. سپس با بررسی‌های زمین‌شیمیایی، و نتیجه‌گیری نهایی انجام خواهد شد. تجزیه‌های زمین‌شیمی به دو روش طیف‌سنجی فلورسانس پرتو ایکس، XRF (دانشگاه تربیت معلم تهران) بر برونوم‌ها و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی، ICP-MS (آزمایشگاه AMDEL کشور استرالیا) بر گرانیت‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه انجام شده است.

بروجرد، الیگودرز، گلپایگان، بوئین-میاندشت) به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه‌ی قاره‌ای ایران در غرب سنندج-سیرجان در ژوراسیک میانی صورت گرفته است [۱۲-۱۵]. در مورد سن دقیق فرورانش و فعالیت ماگمایی وابسته به آن نظریه‌های متفاوتی وجود دارد، برای مثال معین وزیری و همکاران [۱۶] معتقدند که پس از شکسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه پسین، فرورانش بخش جنوب غربی این پوسته به زیر بخش شمال شرقی آن طی دوره پالئوژن سبب فعالیت ماگمایی در دوره اولیگوسن شده است. بدین ترتیب، به نظر آنها برخورد نهایی دو صفحه عربستان و ایران در پایان اولیگوسن و در آغاز میوسن صورت گرفته است. ماهیت زمین‌شیمیایی این توده‌های نفوذی بیانگر ماهیت آهکی قلیایی وابسته به کمان ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای (نوع آندی) است [۱۷-۱۹]. بدلیل تنوع در ویژگی‌های این توده‌های نفوذی در منطقه، بررسی چگونگی تشکیل آنها نیز به نتایج متفاوتی منجر شده است. برای مثال، قاسمی و ولی‌زاده [۱۷] و سپاهی [۱۸] خاستگاه با ذوب‌بخشی را در تشکیل توده باتولیتی الوند چشمگیر دانسته و در کنار مشارکت جزء گوشته‌ای، نوع پوسته‌ای-گوشته‌ای (Hs-S) را برای آنها در نظر گرفته‌اند این در حالی است بر پایه بررسی‌های احمدی‌خلجی [۱۹]، گرانیتوئیدهای بروجرد از نوع-I بوده و نتیجه ذوب قاعده پوسته قاره‌ای هستند. همچنین، خاستگاه دورگه نیز برای گرانیتوئید بوئین-میاندشت پیشنهاد شده است [۱۷]. بدین ترتیب، حضور توده‌های ماگمایی بازیک کنار گرانیت‌ها نقش موثری در تحلیل‌های ارائه شده ایفا کرده است، ویژگی که در اغلب توده‌های آذرین نفوذی بخش شمالی منطقه سنندج-سیرجان دیده می‌شوند و حجم زیادی از توده‌های گرانیتوئیدی (با خاستگاه ذوب‌بخشی و دورگه) در کنار توده‌های کوچک گابرو-دیوریتی (از خاستگاه گوشته‌ای) قرار گرفته‌اند [۱۰، ۱۸، ۲۰]. به نظر می‌رسد که عامل ایجاد چنین پراکندگی فضایی از توده‌های بازیک، ترازهای متفاوت جایگیری مواد مذاب گوشته‌ای در قسمت‌های مختلف منطقه سنندج-سیرجان باشد. برای مثال، این توده‌ها در قسمت‌های شمالی‌تر و در قروه تا سنندج حضور گسترده‌تری داشته‌اند و به سمت جنوب در همدان رخنمون‌های محدودتری به صورت گابروی چشمه قصابان در غرب همدان و سرکان در شرق آن و حتی به صورت قطعاتی در توده گرانیتوئیدی الوند (به صورت برونوم بزرگ) دیده می‌شوند و در ملایر، الیگودرز و بروجرد بسیار محدودتر شده‌اند. نتایج این پژوهش نیز در منطقه ملایر بیانگر حضور



شکل ۱ تعدادی از توده‌های نفوذی بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان و جایگاه مجموعه آذرین نفوذی ملایر. تصویری بزرگنمایی شده رخنمون گابرو-دیوریت کوه تنگساران را نشان می‌دهد.

بحث و بررسی

سنگ‌های آذرین در منطقه مورد بررسی

بر اساس بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، مجموعه آذرین نفوذی ملایر را در حالت کلی می‌توان به سه بخش اصلی ۱- گرانیتی (شامل سینو و مونزوگرنایت)، ۲- گرانودیوریتی (شامل گرانودیوریت همراه با تونالیت و کوارتز دیوریت که مرز مشخصی با آن ندارند) و ۳- گابرو- دیوریتی (شامل گابرو، دیوریت، مونزو دیوریت و مونزوکابرو) تقسیم کرد. قسمت عمده این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی چون: کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی (میکروکلین و اورتوکلاز)، بیوتیت، هورنبلند سبز، آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت است. در این بخش، بیوتیت یک فاز شاخص و در برخی مناطق جهت‌یافته بوده، با آرایش خطی و منظم خود ظاهری لایه لایه به سنگ‌ها داده است [۲۹]. در بررسی‌های میکروسکوپی دیده می‌شود که بیوتیت به کلریت، اسفن، روتیل، تیتانیت و اکسید آهن تجزیه شده است. پلاژیوکلازها نیز به سریسیت و مسکوویت (اندک) و زوئیزیت تجزیه شده‌اند. هم‌رشدی فلدسپار (اورتوکلاز) با کوارتز (میرمکیت)، پرتیت، میکروپرتیت و میکروکلین، رگچه‌های کوارتزی باز تبلور یافته نتیجه تغییر شکل حالت جامد در پاسخ به تنش‌های وارده بوده است [۳۰]. رگه‌های کوارتزی مربوط به تزریق مایع سیلیسی در مراحل نهایی جدایش ماگمایی هستند.

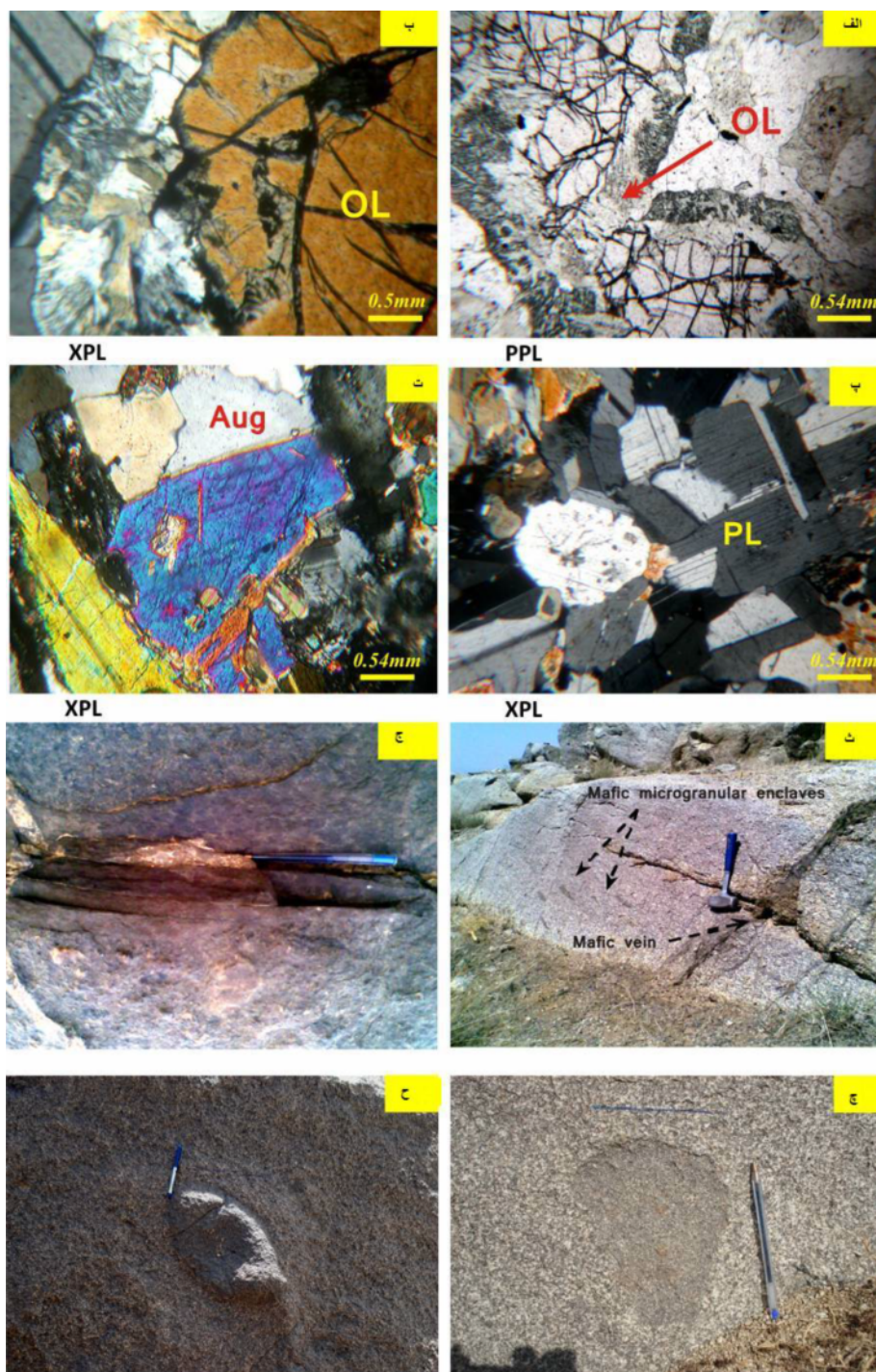
این رگه‌ها قطعات ناشی از تخریب و دگرسانی کانی‌هایی چون بیوتیت و پلاژیوکلاز را در خود جمع کرده‌اند، در یک مجموعه با بافت دانه‌ای متوسط تا درشت، سراسر بخش‌های شمالی و شمال شرقی این توده آذرین را گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌های کوارتزار تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز (۳۱/۸-۵۳/۸٪)، اورتوکلاز (۳/۳-۶٪)، بیوتیت (۲۸/۳-۵/۸٪)، هورنبلند سبز (۱۹/۶-۰/۶٪)، اسفن (کمتر از ۰/۶٪)، آپاتیت، زیرکن و آلانیت است. آندالوزیت و گارنت نیز در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی دیده می‌شوند که شواهدی بر هضم واحد دگرگونی توسط ماگما در افق جایگیری هستند. میلونیتی شدن و اثر تنش‌های پس از سرد شدن در بخش‌هایی از گرانودیوریت‌های شمال شهر سامن، به ویژه در لبه توده قابل توجه است. افزون بر این، رخنمون‌های کوارتز دیوریتی تا تونالیتی به طور پراکنده در میان یا لبه بخش گرانودیوریتی دیده شده‌اند که به صورت سری دگرگونی موضعی و بدون سطح تماس مشخص با آنها حضور دارند. مونزو-سینوگرنایت‌ها که مرز مشخصی با هم ندارند نسبت به گرانودیوریت‌ها، رخنمون محدودتر و گسترش کمتری داشته (شکل ۱) و در چند نقطه محدود با آن سطح تماس مشخصی دارند. تفاوت‌های کانی‌شناسی آن با بخش گرانودیوریتی، فراوانی فلدسپار قلیایی (اورتوکلاز و میکروکلین) نسبت به پلاژیوکلاز، کاهش نسبت حجمی کانی‌های بازیک چون

(شکل ۲ ت). از دیگر پدیده‌های قابل توجه برای این بخش حضور اتولیت‌های بازیک (کلینوپیروکسن بیش از ۹۵٪ همراه با پلاژیوکلاز) و رگچه‌های بازیک تزریق شده‌ای از جنس آن در ریزشکاف‌های درون توده الیوین‌دار و حضور انباشت‌های الیوین کروی شکل به صورت لخته‌هایی با سطح برجسته (سطح خالدار) روی این توده است (شکل‌های ۲، ۳، ۴). نکته قابل توجه در بررسی‌های میکروسکوپی، حضور الیوین با هضم شدگی و گردش‌دگی مشخص و لبه واکنشی در تقابل با پلاژیوکلازهای کلسیمی (تشکیل هورنبلند سبز و اسپینل سبز) است، که در کنار مشاهدات صحرایی، نشان‌دهنده حضور آنها به صورت بیگانه بلور و ناپایداری آنها در محیط است. همچنین الیوین‌های یاد شده در راستای ترک‌های سطح خود دارای کانی‌های کدر هستند (شکل‌های ۳ الف، ب، پ). کانی آپاتیت در این سنگ‌ها شکل سوزنی داشته و به صورت میانبار در فلدسپار قلیایی (میکروکلین و اورتوکلاز) دیده می‌شود. مجموع این شواهد بیانگر تداخل بین مذاب‌های بازیک (با دمای بالا) و اسیدی (با دمای کمتر) و رشد سریع و همچنین صعود ناگهانی یک مجموعه دورگه است [۳۱]. مشاهده کانی‌های گارنت، آندالوزیت و کردیریت در آنها بیانگر هضم واحدهای شیستی مجاور است. افزون بر دایک‌ها و رگه‌های کوارتزی، کوارتز - تورمالین‌دار یگماتی، آپلیتی و رگچه‌های تورمالینی از مهمترین بخش‌های دیده شده در بازیدهای صحرایی، دایک‌ها و رگه‌های بازیک (شکل‌های ۲ خ، ذ، ر، ۳ ث) هستند که در لبه‌های توده نفوذی و حتی در واحدهای آذرین و دگرگونی حضور دارند. شکل‌های ۲ ح، د، مقطع نازک تهیه شده برای دایک دلریتی موجود در لبه‌ی بخش شمالی رخنمون گابرو-دیوریت‌های کوه تنگساران را نشان می‌دهند که شبکه‌ای از ریزشکاف‌های پلاژیوکلاز در فضای بین خود دارای بلورهای کوچک و تحلیل رفته الیوین (با لبه واکنشی مشخص) هستند افزون بر این، بیگانه بلورهایی از کوارتز نیز در بخش‌هایی از مقطع میکروسکوپی دیده شده است. دایک‌های تیره رنگ موجود در لبه توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی و درون واحدهای دگرگونی را که از نظر کانی‌شناسی به طور غیرعادی از کانی هورنبلند سبز غنی هستند و به هیچ یک از واحدهای آذرین منطقه شباهتی ندارند و بر خلاف دایک‌های ریز دانه بازالتی فاقد لبه انجماد سریع و دارای بافت پورفیری هستند.

هورنبلند سبز و بیوتیت و حضور کانی تورمالین در برخی از نمونه‌ها هستند. فازهای فرعی آن سوزن‌های آپاتیت، به صورت میانبار در اورتوکلاز و بیوتیت، زیرکن و اسفن است. قسمت‌های دیوریتی تا گابرو-دیوریتی (کمتر از ۲ کیلومتر مربع) در کنار روستاهای قلعه مهدی‌خان و ارگس سفلی (شکل‌های ۲ الف، ب، پ) به صورت چند توده با رخنمون طویل چندصد متری، رنگ کاملاً تیره و ظاهری شبیه به هورنفلس حضور دارند. رخنمون توده‌های بازیک گابرویی محدود به کوه تنگساران (شکل‌های ۱ و ۲ ب، پ) بوده و شامل گابرو-دیوریت اوژیت و الیوین‌دار (بخش عمده دامنه شمالی) و گابرو-دیوریت دارای اوژیت و فاقد الیوین (سراسر بخش جنوبی و قسمتی از دامنه شمالی) است. مجموعه کانی‌شناسی مشاهده شده در دیوریت‌ها (شکل‌های ۲ الف و ۳ ت) شامل پلاژیوکلاز (۵۸٪)، هورنبلند سبز (۱۷/۸٪)، بیوتیت (۸/۴٪)، کوارتز (۳/۳٪)، اورتوکلاز (۳/۱۶٪)، آپاتیت، اسفن و زوئیزیت همراه با کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت و گاهی درشت بلورهای آندالوزیت با بافت ریزدانه تا پورفیری است. توده گابرو-دیوریتی دارای اوژیت و فاقد الیوین دامنه جنوبی، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (به طور متوسط ۶۷٪)، پیروکسن (تیتان اوژیت به طور متوسط ۲۲٪)، هورنبلند سبز (ترمولیت-اکتینولیت به طور متوسط ۹٪)، اسپینل سبز (هرسی‌نیت به طور متوسط ۱-۲٪) و کردیریت با تجزیه داربستی شکل و گاهی گارنت است و بافت دانه‌ای تا دلریتی نشان می‌دهند. اما توده گابرو-دیوریتی اوژیت و الیوین‌دار دامنه شمالی کوه تنگساران از کانی‌های پلاژیوکلاز (به طور متوسط ۵۸/۴٪)، پیروکسن (تیتان اوژیت به طور متوسط ۱۹٪)، الیوین (به طور متوسط ۱۷/۶٪)، اسپینل، هورنبلند سبز، کوارتز، اورتوکلاز، آپاتیت و کانی کدر (روی هم ۵٪ سنگ) تشکیل شده است. توده‌های نام برده بافت ریز دانه تا دلریتی نشان می‌دهند و کانی‌ها در مقطع میکروسکوپی، دانه‌ای نیمه خودشکل هستند. بر اساس بازدیدهای صحرایی، بخش شمالی کوه تنگساران از چند فاز وابسته به هم شامل یک قطب سرشار از پلاژیوکلاز با بافت انباشتی تشکیل شده است، که در بخش‌هایی از نمونه و در فضای بین پلاژیوکلازها، کانی پیروکسن دیده می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی بافت پورفیری دارند (شکل‌های ۲ ت، ج)، اما قطب دیگر دارای کانی‌های الیوین و پیروکسن در کنار پلاژیوکلاز (به عنوان یک فاز عمده) است که این دو فاز با هم تماس مشخصی دارند



شکل ۲ الف، ب، پ- نمایی از رخنمون‌های توده‌های دیوریتی و گابرو- دیوریتی قلعه مهدی خان و دامنه جنوبی کوه تنگساران در ارگس پایین، دامنه شمالی کوه تنگساران، ت- تصویری از مقطع نازک تهیه شده از انباشت الیوین-پلاژیوکلاز، و ث، ج- تصاویری از وضعیت صحرایی آنها؛ چ، ح، خ، د- تصاویری از مقطع نازک تهیه شده برای دایک دلریتی موجود در لبه توده گابرو-دیوریتی بخش شمالی کوه تنگساران (د) که حضور بلورهای کوچک و تحلیل رفته ی الیوین (دایره های قرمز رنگ) با لبه واکنشی مشخص در تقابل با پلاژیوکلازها و بیگانه بلور کوارتز در شبکه‌ای از باگت‌های نازک (ریزسنگ) پلاژیوکلاز به خوبی دیده می‌شود، ذ- تصویری از دایک بازیک درون توده ای، ر- تصویری از بافت پورفیری در دایک بازیک تصویر خ؛ زه- الیوین‌هایی که در سطح توده گابرو - دیوریتی الیوین و اوژیت دار به طور برجسته حضور دارند و ظاهری خالدار به آن بخشیده‌اند (الیوین: OL، کوارتز: Qtz، در نور قطبیده متقاطع: XPL، در نور قطبیده صفحه‌ای: PPL).



شکل ۳ الف، ب، پ- تصاویری از مقاطع نازک تهیه شده از توده گابرو-دیوریتی بخش شمالی کوه تنگساران که به ترتیب بیانگر لبه واکنشی الیوین با کانی‌های در بر گیرنده و رسوب کانی‌های کدر در درز و ترک‌های سطح آن در اثر برداشته شدن فشار از روی مجموعه (مذاب) دورگه حمل کننده ی آن طی صعود (الف، ب) و حضور پلاژیوکلازها در کنار آنها در مجموعه‌ای با بافت دلریتی و متراکم است، ت- تصویری از دیوریت‌های پیروکسن دار روستای قلعه مهدی خان و ماکل دوتایی مشخص در کانی اوژیت، ث- تصویری از رگه بازیک سرشار از کانی هورنبلند سبز و بیوتیت که در کنار برونومهای میکروانه ای عدسی شکلی که راستای محور طولی موازی با راستای برگوارگی سنگ میزبان دارند قرار گرفته است، ج- بیگانه بلورهایی از خاستگاه واحدهای شیستی کنار توده گرانودیوریتی که در برابر گرمای ماگمای میزبان مقاومت نموده و کاملاً هضم نشده‌اند و چنان که دیده می‌شود، حتی لایه بندی شیست خاستگاه همچنان پابرجاست، چ- برونوم ماگمایی اسیدی یا میکروگرانیتوئیدی و ح- برونوم ماگمایی بازیک دوکی شکل (OL: الیوین، Aug: اوژیت و PL: پلاژیوکلاز).

بر اساس بازدیدهای صحرایی، دایک‌ها و رگه‌های یادشده به دو دسته لبه‌ای و داخلی تقسیم شده‌اند. رگه‌های لبه‌ای به صورت توده‌هایی کم وسعت و پراکنده در لبه‌ها و روی توده اصلی دیده می‌شوند و رنگ تیره مایل به سبز دارند و در نمونه دستی بافت پورفیری نشان می‌دهند. رگه‌های لبه‌ای دارای مجموعه کانی‌شناسی دیوریتی شامل پلاژیوکلاز (۲۹-۶۷٪)، بیوتیت (۲۱-۳۴٪)، هورنبلند سبز (ترمولیت-اکتینولیت ۲۹/۳-۵۲٪)، زوئیزیت (۶٪)، اپیدوت، آپاتیت، اسفن (روی هم ۳-۷٪) در یک مجموعه با بافت ریزدانه تا دلریتی است. رگه‌های داخلی تیره رنگ را درون توده آذرین، فیلیت‌ها و هورنفلس‌های منطقه می‌توان مشاهده نمود که مانند رگه‌های لبه‌ای سرشار از کانی‌های فرمونیزین (هورنبلند سبز و بیوتیت) هستند. این رگه‌ها افزون بر درشت بلورهای پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها، دارای زینوکریست‌های کوارتز هستند (شکل ۲ ر) که از رگه‌های کوارتزی مجاور گرفته شده‌اند و بیانگر تقدم تزریق مذاب سیلیسی بر تزریق مذاب بازیک در این مناطق است. بنابراین از نظر مجموعه کانی‌شناسی تفاوت چندانی بین رگه‌های لبه‌ای و داخلی وجود ندارد و تفاوت اندکی در نسبت مودال کانی‌های آنها دیده می‌شود. شامل پلاژیوکلاز (۳۰-۵۵٪)، بیوتیت (۸/۸-۲۰٪)، هورنبلند سبز (ترمولیت-اکتینولیت ۲۷/۹-۴۳٪)، زوئیزیت (۳/۶٪)، کلریت، اپیدت، آپاتیت، اسفن (روی هم ۲-۱۲٪) در یک مجموعه دیوریتی با بافت ریزدانه تا پورفیری است. گرانیتهای مجموعه آذرین نفوذی ملایر دارای برونوم‌های ماگمایی و زینولیت‌های دگرگونی متنوعی هستند. بر پایه بازدیدهای صحرایی (شکل، رنگ، بافت، ریختار مرز آنها با میزبان) و بررسی‌های آزمایشگاهی (بررسی مقاطع نازک و تجزیه شیمی سنگ کل) و بر اساس شباهت‌های کانی‌شناسی و نزدیکی‌های زمین‌شیمیایی با سنگ میزبان، می‌توان برونوم‌های ماگمایی موجود در توده نفوذی ملایر را به دو دسته اسیدی و بازیک تقسیم کرد (شکل‌های ۳، ۴، ۵، ۶). وجه تمایز برونوم‌های ریزدانه بازیک (با ترکیب کانی‌شناسی دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت) و اسیدی (گرانودیوریت و سینیوگرانیته) با زینولیت‌های رسی دگرگونه مجموعه آذرین نفوذی ملایر بافت هورنفلسی و غیرماگمایی زینولیت‌ها و حضور برخی کانی‌های ویژه رخساره‌های دگرگونی

در زینولیت‌هاست. برونوم‌های سورمیکاسه یا توده‌های مقاوم نیز که فراورده بر جای مانده از ذوب‌بخشی سنگ‌های پلیتی یا متاپلیتی هستند نیز دیده شده‌اند و مانند زینولیت‌های متاپلیتی شواهد صعود مذاب گرانیتهی تا ترازهای بالا و تقابل بین ماگما و مواد پوسته‌ای هستند. حضور برونوم‌های ماگمایی اسیدی با ترکیب کانی‌شناسی مشابه میزبان و روندهای زمین‌شیمیایی مشابه با آن در بخش‌های لبه‌ای، نشانه خاستگاه یکسان آنهاست. این برونوم‌ها در توده نفوذی را به گسیختگی‌های لبه‌ای در اثر ضربان‌های تزریق پی‌پی در فازهای اولیه و سقف توده نفوذی نسبت داده‌اند. شکل‌های کروی، بیضوی و دوکی شکل برونوم‌های ماگمایی بازیک با شواهد مشخص جریان ماگمایی در مقیاس میکروسکوپی و ریختاری مرز برونوم-میزبان در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی در کنار تفاوت‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی موجود بین آنها می‌تواند نتیجه حضور این برونوم‌ها به صورت بسته‌های ماگمایی بازیک‌تر نسبت به ماگمای میزبان و نشانه‌ای بر آمیختگی ماگماهای اسیدی و بازیک باشد [۳۳، ۳۲]. همچنین، شکل برونوم‌ها در لبه توده آذرین کشیده است و به سمت مرکز توده به صورت کروی یا بدون شکل تغییر می‌کنند که این امر از جمله شواهد رخداد جریان ماگمایی و حضور این برونوم‌ها به صورت بسته‌های ماگمایی در ماگمای گرانیتهی است.

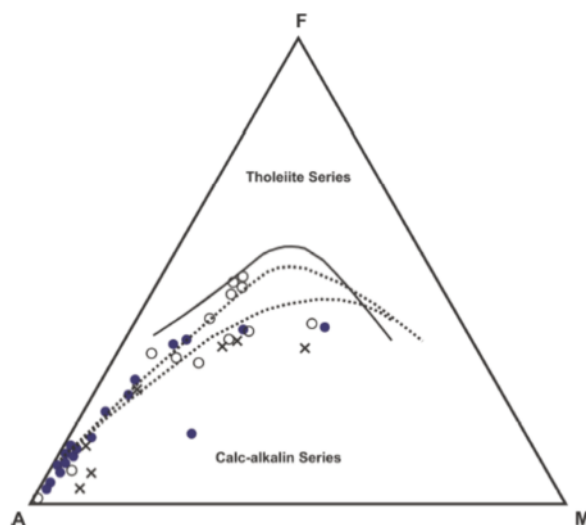
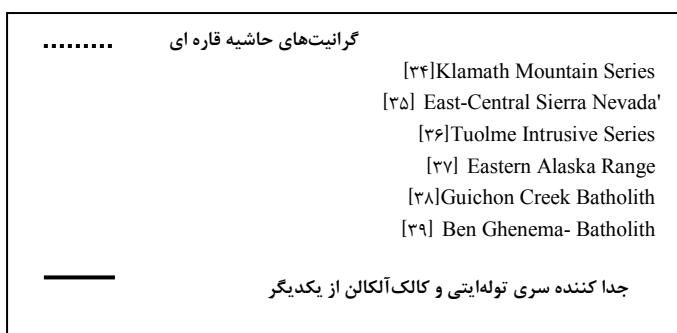
ماهیت زمین‌شیمیایی

بررسی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتهی مجموعه آذرین نفوذی ملایر بیانگر ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالای آنهاست (شکل ۴) [۳۹-۳۴]. ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالای این گرانیتهای را می‌توان به حضور آنها در مناطق فرورانشی کرانه برخوردی (کمان ماگمایی کرانه قاره‌ای در فرورانش نوع آندی) نسبت داده و بدین ترتیب رهایی سیال‌های سرشار از عناصر ناسازگار از پوسته اقیانوسی فرورانده شده را در بخشی از دگرگونی‌های ترکیبی مذاب اولیه آنها مؤثر دانست [۴۴-۴۰]. روبرت و کلمنس [۴۵]، گرانیتهای نوع آندی را به ذوب‌بخشی گوشته بالایی و واکنش‌های بینابینی با سیال‌های آزاد شده از قطعه فرورانده آبدایی شده پوسته اقیانوسی و همچنین

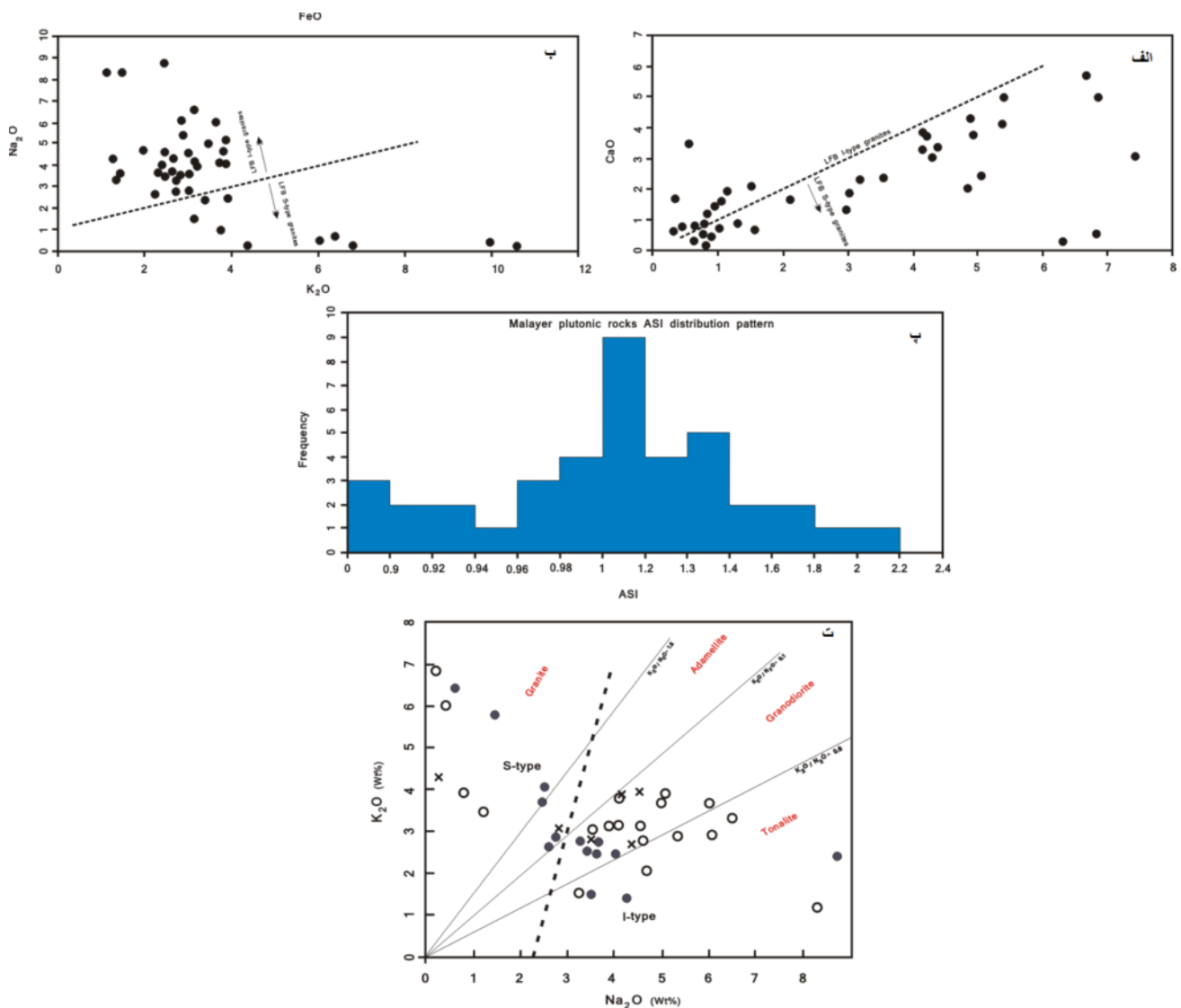
برونوبوم‌ها نسبت داد. برخی از ویژگی‌های سنگ‌های نفوذی مجموعه آذرین نفوذی ملایر عبارتند از: طیف گسترده تغییرات سیلیس (اسیدی-بازیک) در تجزیه شیمی سنگ کل این توده‌های نفوذی (۷۸-۴۷٪) به همراه تغییر ترکیب کانی‌شناسی (شکل ۵ ت) از گرانیب تا دیوریت، نبود مسکوویت اولیه در بررسی‌های سنگ‌نگاری واحدها، تغییر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) از ۱٫۸۸ تا ۰٫۴۵ (شکل ۵ پ)، وجود هیپرستن به طور متوسط در همه نمونه‌ها و دیوپسید به طور متوسط در تعدادی از آنها، مشاهده شاخص‌هایی از کانه‌زایی ناچیز مس، نبود درجات شدید دگرگونی و توالی‌های کامل دگرگونی تا مرز تشکیل گنیس و میگماتیت، حضور توده‌های مقاوم یا سورمیکاسه، برونوبوم‌های ماگمایی اسیدی و بازیک، زینولیت‌های دگرگونی و زیگانه بلورهای پایدار، عدم حضور نه چندان گسترده هورنبلند در نمونه‌های گرانیب منطقه، ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا و مت‌آلومین تا اندکی پرآلومین توده‌های نفوذی منطقه (شکل ۴)، و همخوانی الگوی پراکندگی‌ها در نمودارهای CaO-FeO و $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (شکل-های ۵ الف و ب) با گرانیب‌های نوع S و I نوار لاخلان [۴۷]. این بیانگر نبود ویژگی‌ها مرز مشخص بین گرانیب نوع S و I در این منطقه و نزدیکی بیشتر به گرانیب آندی نوع I است، چنان که در شکل ۵ ت دیده می‌شود.

آمیختگی آنها با مذاب برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های آذرین دگرگون شده آهکی قلیایی (مثل مت‌آندزیت، متابازالت آندزیتی) در اعماق پوسته نسبت داده‌اند. بنابراین با توجه به ماهیت گرانیب‌های نوع آندی، حضور توده‌های بازیک می‌تواند بیانگر نقش مؤثر آنها در تشکیل و دگرگونی گرانیب‌ها باشد همچنین براساس سازوکار پیشنهادی روبرت و کلمنس [۴۵] افزون بر ماهیت آهکی قلیایی توده‌های گرانیب‌ها در پهنه‌های فرورانش، امکان حضور بخش‌های دورگه مانند دایک‌ها و برونوبوم‌های ماگمایی بازیک و حتی حضور توده‌هایی بزرگ از خاستگاه گوشته‌ای در گرانیب‌ها (برونوبوم بزرگ) وجود خواهد داشت.

افزون بر این، اغلب منابع تشکیل برونوبوم‌های ماگمایی بازیک به رخداد آمیختگی ماگمایی و حضور آنها به صورت گلبول‌ها یا بسته‌های ماگمایی بازیک در ماگمای میزبان نسبت داده شده‌اند [۴۶]. این برونوبوم‌ها با ترکیب متوسط دیوریتی از نظر کانی‌شناسی (وفور کانی هورنبلند سبز و بیوتیت) ویژه‌ای به رگه‌ها و دایک‌های بازیک دارند و نشانه‌ای از مشارکت یک قطب بازیک در تشکیل و دگرگونی گرانیب‌های منطقه هستند. تفاوت‌های کانی‌شناسی برونوبوم‌ها و دایک‌های بازیک را می‌توان به تقابل مستقیم برونوبوم با ماگمای اسیدی و تبادلات گسترده بین آنها و به تزریق رگه‌ها و دایک‌های بازیک در قالب زبانه‌هایی از ماگمای دورگه در شرایط متفاوت نسبت به



شکل ۴ ماهیت آهکی قلیایی گرانیب‌های ملایر در نمودار AFM و همخوانی آن با روند چند نوع از گرانیب‌های کمان کرانه قاره‌ای که به صورت نقطه چین در نشان داده شده‌اند و در جدول کناری به منابع آنها اشاره شده است. گرایش بالای نمونه‌ها به قطب قلیایی بیانگر مشارکت جزء پوسته‌ای در تشکیل آنهاست.



شکل ۵ الف و ب: جایگاه نمونه‌های منطقه مورد بررسی در نمودارهای CaO-FeO و $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ در مقایسه با جایگاه گرانیت‌های نوع-S و I نوار لاخلان [۴۷] که بیانگر حضور ترکیبی هر دو نوع گرانیت در منطقه است (البته فراوانی نمونه‌های با نزدیکی به نوع I بالاتر است). پ) پراکندگی بسیار گسترده تغییرات درجه اشباع از آلومینیوم در نمودار فراوانی که با توجه به مشاهدات صحرایی و بررسی‌های زمین شیمیایی محتمل‌ترین و مهمترین عامل برای این وضعیت آرایش پوسته‌ای گسترده است. بنابراین تفکیک خاستگاه گرانیت‌های منطقه بر اساس این عامل منطقی نیست، اما اغلب نمونه‌هایی که ماهیت متآلومینی دارند از نظر سایر ویژگی‌ها نیز شباهت خوبی به گرانیت‌های نوع-I نشان می‌دهند. ت: تغییرات ترکیب نمونه‌های اسیدی و تقسیم‌بندی به گرانیت‌های S و I [۴۸]. نسبت K_2O به Na_2O روی خطوط مرزی واحدهای سنگی به ترتیب از پایین به بالا ۰/۶، ۰/۱ و ۱/۵ است.

بررسی روندهای زمین شیمیایی

با توجه به نتایج تجزیه‌های زمین شیمیایی ۵۰ نمونه از سنگ-های منطقه و ۱۰ نمونه برونوم، جدول‌های ۱ و ۲ برونوم‌ها از نظر مقدار سیلیس (۴۸-۵۹٪) بین سنگ‌های بازیک (حدود ۴۸٪) و اسیدی-حدواسط (۵۲-۷۸٪) قرار دارند. بررسی نمودار هارکر عناصر اصلی و فرعی نشان داده است که با افزایش مقدار SiO_2 ، مقادیر اکسیدهای CaO ، MnO ، MgO ، TiO_2 ، FeO_t

و Al_2O_3 از نمونه‌های بازیک به اسیدی کاهش می‌یابد. مشاهده و بررسی روند تغییرات مقادیر عناصر اصلی در برونوم‌ها نیز نشان دهنده روند نزولی تغییرات اکسیدهای FeO_t ، MgO ، CaO و TiO_2 با افزایش SiO_2 و مقادیر پراکنده برای اکسیدهای K_2O و Na_2O است (شکل ۶). مقادیر اکسیدهایی چون FeO_t ، TiO_2 ، MgO و MnO کنترل تبلور فازهای اولیه چون هورنبلند سبز و بیوتیت است که در واحدهای اسیدی از

اشباع شده است. افزون بر این، پیشنهاد شده است که رشد بلورهای آپاتیت سوزنی شکل می‌تواند نشانگر کانی‌شناسی خوبی بر پایه آمیختگی ماگمایی ناقص^۱ باشد [۵۴،۵۳]. هیبارد [۵۵] نیز عقیده دارد که این بلورها یک بافت آمیخته ماگمایی را نشان می‌دهند. بررسی مقادیر عناصر کمیاب (شکل های ۶ و ۷) نشان می‌دهد که عناصر Cr، Ni، V، Sr، Sc و Nb روند تقریباً صعودی دارند و سایر عناصر روندی پراکنده نشان می‌دهند. روند خطی و کاهش پیش‌رونده مقادیر Cr، Ni و CO با افزایش SiO_2 داشته و عناصر Rb، Th، Ba و Nb از برونوم به میزبان، نشانه‌ای برای ارتباط احتمالی بین این واحدها و خاستگاه بازیک‌تر برونوم‌های ماگمایی نسبت به سنگ میزبان گرانیتی است [۵۴]. عناصر V، Sc و Sr روندی نزولی و Rb روندی تقریباً صعودی نشان می‌دهند (شکل ۶) که می‌توان آنها را به جانشینی قسمت عمده V به جای Fe^{+3} در ساختار مگنتیت، Sc به جای Fe^{+3} در ساختار کانی‌های فرومنیزین، Sr به جای Ca در ساختار پلاژیوکلاز و Rb به جای K در ساختار فلدسپار پتاسیم و بیوتیت نسبت داد [۵۶،۵۷]. افزون بر این، همبستگی پایین بین مقادیر K_2O و Sr بیانگر نقش ناچیز فازهای پتاسیم‌دار در توزیع Sr و تمرکز احتمالی این عنصر در فازهای کلسیمی است. روند تقریباً افزایشی Ba نیز با تبلور کانی‌های پتاسیم‌دار در سنگ‌های اسیدی منطقه هماهنگ است. همچنین، همبستگی منفی مقادیر وانادیوم با SiO_2 را می‌توان به جدایش کانی‌های آهن تیتانیوم‌دار و کاهش نسبت حجمی آنها در نمونه‌های جدایش یافته‌تر نسبت داد. تغییرات بسیار در نسبت Ba/La (۵۷-) و بنابراین خاستگاه آنها می‌باید گوشه سنگ کره‌ای یا پوسته زیرین باشد که هر دو به علت فعالیت سیال‌های آزاد شده طی فرآیندهای مربوط به فروانش، ماهیتی ناهمگن می‌یابند. روند نزولی تغییرات وانادیوم در برونوم‌ها همراه با افزایش Nb نسبت به تغییرات SiO_2 بیانگر روند عمومی جدایش ماگمایی در آنهاست [۵۸]. با وجود همبستگی بالای دیده شده بین مقادیر Ba و SiO_2 در سنگ میزبان برونوم‌ها، شیب نزولی تغییرات آن با توجه به سازگاری Ba با K در ساختار فلدسپارهای قلیایی پتاسیمی و بیوتیت، غیرعادی است و

دیوریت‌ها تا گرانودیوریت و مونزوگرنیت‌ها دیده می‌شوند. این کانی‌ها بیشترین فراوانی را در واحد دیوریتی دارند که با افزایش SiO_2 از مقدار هورنبلند سبز کاسته و بر مقدار بیوتیت افزوده می‌شود. کاهش مقادیر TiO_2 ، $\text{FeO}_{(t)}$ و MgO با افزایش مقدار SiO_2 (شکل ۷) در برونوم‌ها نیز می‌تواند در اثر جدایش بیوتیت طی جدایش درونی ماگمای برونوم و میزبان همراه با فرآیندهای آمیختگی ماگمایی ایجاد شود [۴۹]. افزون بر این، کاهش نسبت حجمی کانی‌های روتیل، اسفن و ایلمنیت نیز در ایجاد روند نزولی دیده شده در برونوم‌ها مؤثر هستند. Na_2O و K_2O در نمونه‌های اسیدی روندی تقریباً افزایشی نشان می‌دهند که بیانگر روند عمومی پیشرفت جدایش ماگمایی و انباشت آنها در مذاب باقیمانده و شرکت در ترکیب فازهایی چون فلدسپارهاست. روند دیده شده از این دو اکسید از سنگ‌های بازیک به اسیدی منطقه پیوسته نیست، زیرا Na_2O و K_2O در برونوم‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه همبستگی ضعیفی با SiO_2 دارند و روند مشخصی نسبت به تغییرات SiO_2 در آنها دیده نمی‌شود. شباهت مقادیر این دو اکسید به شدت متحرک در برونوم‌ها و سنگ میزبان و پراکندگی‌های دیده شده را می‌توان به آرایش ماگمایی، یا دگرسانی‌ها و در کل تحرک بالای این عناصر نسبت داد [۵۰]. روند نزولی دیده شده برای اکسیدهای CaO، Al_2O_3 و P_2O_5 در سنگ‌های اسیدی منطقه بیانگر مشارکت آنها در ساختار پلاژیوکلازها و آپاتیت است به طوری که با پیشرفت درجه جدایش، ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت در دیوریت‌ها به آندزین در نمونه‌های اسیدی‌تر تغییر کرده و مقدار آپاتیت در گرانودیوریت‌ها و مونزوگرنیت‌ها افزایش یافته است. این روند در سنگ‌های بازیک و برونوم‌ها دیده نمی‌شود. تغییرات Al_2O_3 در برونوم‌ها روندی با شیب مثبت و همبستگی مناسبی با SiO_2 نشان می‌دهد که با روند صعودی درجه اشباع از آلومینیم برونوم‌ها با افزایش SiO_2 و افزایش نسبت حجمی پلاژیوکلاز در آنها همخوانی دارد. گفتنی است که Al_2O_3 به عنوان اکسیدی ناسازگار و کم تحرک الگوی تغییرات یکسان و مقادیر مشابهی بین برونوم و سنگ میزبان نشان نمی‌دهد (شکل ۷). مقدار P_2O_5 موجود در برونوم‌ها با میانبرهای آپاتیت سوزنی فراوان دیده شده در بیوتیت‌ها و فلدسپارهای آن قابل توجیه است. به باور برخی [۵۱،۵۲] فراوانی سوزن‌های آپاتیت نشانه تبلور سریع سنگ از مذابی است که به طور موضعی از P_2O_5

سنگ‌های اسیدی منطقه و برونومها و سنگ‌های بازیک وجود دارد. افزون بر این، مقایسه الگوی مقادیر بهنجار شده عناصر کمیاب برونومها و سنگ میزبان بیانگر نوعی همگن‌شدگی در مقیاس این عناصر بین برونوم و سنگ میزبان در حالت مذاب، نیمه مذاب و حتی جامد است (شکل ۸).

می‌توان آنرا به برقراری تعادل شیمیایی با برونوم در حالت مذاب یا نیمه مذاب و روند نامشخص تغییرات Ba در برونومها را به حجم‌های متفاوت تبادل یافته از این عنصر بین برونومها و میزبان‌ها مربوط دانست. بدین ترتیب، چنان‌که در مقیاس عناصر کمیاب دیده می‌شود نوعی گسستگی بین روندهای

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی (ICP) نمونه‌های گرانیتی منطقه ملایر [۱۵]

شماره نمونه	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Rb	Sr	Th	Zr	Ni	Sc	V	Pb	Cr
S31	۶۳.۰۹	۰.۸۱	۱۹.۱	۶.۳۲۶	۰.۱۴	۲.۱۶	۰.۳۱	۴.۲۹	۱.۲۷	۰.۱۶۵	۱.۳۷	۳۵۹	۲۳۴	۸۷	۱۳	۳۲۰	۵۵	۱۵	۱۶۶	۲۰	۱۳۴
S106	۶۳.۷۶	۰.۶	۱۵.۴	۴.۸۷۷	۱.۰	۲.۸۵	۴.۳۲	۳.۶۶	۲.۶۴	۰.۱۴۲	۰.۸۶	۵۳۷	۱۶۱	۲۹۴	۱۴	۱۲۹	۳۰	۱۸	۱۰.۶	۱۱	۷۱
S110	۶۱.۸	۰.۶۵	۱۵.۹	۵.۴۰۸	۱۱.۰	۳.۳	۴.۹۷	۳.۲۸	۲.۷۳	۰.۱۵۷	۰.۷۳	۵۳۲	۱۶۶	۳۱۴	۱۴	۱۲۰	۳۷	۲۱	۱۲.۶	۱۱	۸۸
S117	۵۸.۲۳	۰.۷۲	۱۵.۱	۶.۶۶۸	۱۳.۰	۵.۸۷	۵.۷۲	۲.۶۳	۲.۲۳	۰.۱۳۸	۱.۴۸	۵۲۷	۱۴۴	۲۷۸	۱۱	۱۵۱	۱۰۰	۲۷	۱۷.۷	۲۲	۲۱۷
S133	۶۰.۳۹	۰.۸۷	۱۴.۷	۵.۳۹	۱.۰	۵.۴۹	۴.۱۲	۳.۹۶	۲.۴۱	۰.۲۰۲	۱.۱۳	۵۵۶	۲۲۱	۲۰۱	۲۱	۱۶۸	۱۴۵	۲۱	۱۲.۷	۱۸	۲۸۵
S154	۹۲.۹۴	۰.۸۵	۱۸.۸	۶.۸۲	۱.۷۰	۲.۱۱	۰.۵۴	۳.۶۱	۱.۴۲	۰.۲۰۹	۱.۶۴	۴۵۹	۱۵۷	۱۰.۶	۱۲	۱۳۴	۵۹	۱۵	۱۶.۳	۳۱	۱۰۸
S163	۵۹.۱۴	۰.۹۲	۱۸	۶.۸۵۶	۱۳.۰	۲.۲	۴.۹۸	۲.۷۶	۲.۷	۰.۲۶۴	۰.۶۷	۷۵۷	۱۳۳	۲۸۹	۴	۱۷۴	۲۰	۲۲	۱۳.۰	۵	۴۵
S68	۶۵.۴۲	۰.۳۷	۱۵.۸	۳.۵۵۴	۰.۷۰	۲	۲.۳۷	۲.۴۴	۳.۹۱	۰.۲۰۳	۳.۲۳	۴۰۱	۱۲۳	۲۱۵	۱۵	۱۱۱	۷	۸	۸.۷	۱۳	۲۳
S80	۶۹.۲۴	۰.۳۷	۱۵.۴	۳.۱۸۵	۰.۶۰	۱.۲	۲.۳۲	۲.۳۶	۳.۴	۰.۱۶۴	۱.۶۶	۴۳۳	۱۱۹	۳۱۷	۱۰	۹۱	۱۳	۸	۵.۳	۱۹	۵۷
S164	۶۴.۶۸	۰.۶۹	۱۶.۹	۵.۰۵۷	۱۱.۰	۱.۷۵	۲.۴۴	۳.۶۴	۲.۳	۰.۱۶۱	۱.۶۳	۴۸۶	۱۸۴	۱۶۰	۲۰	۲۷۱	۳۵	۱۴	۱۱.۷	۲۴	۷۱
S187	۶۸.۷۹	۰.۵۱	۱۷.۸	۰.۵۵۸	۰.۰۲	۰.۳۴	۳.۴۶	۰.۶۶۳	۶.۴۱	۰.۱۳۶	۰.۷۷	۷۰	۲۸	۵۵۹	۲۶	۲۸۴	۴	۸	۲.۵	۱۳	۳۳
S156	۶۶.۴۱	۰.۰۹	۱۷.۹	۱.۳۰۵	۰.۰۳	۰.۴۳	۰.۸۹	۸.۷۱	۲.۴۴	۰.۷۳۵	۰.۸۲	۳۹۲	۲۰.۶	۱۰.۴	۵	۷۸	۳	۴	۸	۸.۶	۱۸
S150	۶۰.۰۴	۱.۳	۱۷.۲	۷.۴۱۴	۰.۱۲	۲.۲۶	۳.۰۸	۳.۴۵	۲.۴۷	۰.۱۲۲	۱.۲۸	۳۳۸	۱۹۹	۲۱.۶	۶۷	۱۱۲	۳۱	۲۵	۷.۹	۲۰	۵۸
S44	۶۴.۷۷	۰.۵۴	۱۶.۶	۴.۳۰۱	۰.۰۷	۱.۳۶	۳.۰۴	۳.۹۴	۳.۲۱	۰.۱۶	۰.۹۱	۹۳۵	۱۸۰	۲۸.۵	۲۲	۳۴۱	۱۵	۱۱	۶.۱	۱۲	۶۲
S54	۶۶.۲۸	۰.۵۹	۱۵.۳	۴.۱۷۵	۰.۰۸	۲.۴۴	۳.۸۲	۰.۹۰۳	۳.۷۷	۰.۱۳۱	۱.۹۷	۴۰.۶	۴۰	۵۶.۸	۲۰	۱۸.۴	۲۵	۱۵	۱۰.۰	۲۳	۶۸
S134	۷۴.۷۷	۰.۰۲	۱۵.۱	۰.۸۸۲	۰.۰۷	۰.۱۱	۰.۵	۴.۲	۳.۱۶	۰.۳۵	۰.۴۸	۶۰	۱۴۷	۳۰	۳	۹۰	۲	۲	۰	۲.۵	۳۰
S157	۶۵.۲۲	۰.۵۴	۱۶.۶	۴.۳۹۱	۰.۰۸	۱.۵۹	۳.۳۷	۳.۵۹	۳.۰۴	۰.۱۶۲	۰.۷۴	۵۹۴	۱۳۹	۲۷.۴	۱۸	۲۸.۳	۱۷	۱۱	۷.۸	۱۶	۵۹
S188	۷۰.۷۱	۰.۳۴	۱۴.۵	۲.۹۶۹	۰.۰۵	۰.۷۶	۱.۳۶	۴.۵۳	۳.۰۲	۰.۰۷۹	۱.۰۹	۱۰۷۰	۱۳۲	۳۱.۴	۳۰	۲۴۰	۶	۱۰	۳.۰	۱۵	۵۸
S189	۷۵.۴۲	۰.۱	۱۳	۱.۱۵۲	۰.۰۲	۰.۳۸	۱.۸۸	۴.۶۷	۱.۹۸	۰.۰۲۶	۱.۰۲	۱۶۲۰	۱۰.۳	۲۹.۲	۴۴	۱۹.۲	۵	۲	۱۰	۲.۸	۷.۳
S40	۷۳.۸۷	۰.۱۳	۱۴.۵	۰.۹۹۹	۰.۰۲	۰.۲۹	۰.۷۱	۴.۹۶	۳.۴۸	۰.۲۸۵	۰.۷۴	۱۶۴	۲۴.۶	۶.۳	۶	۱۴.۵	۴	۲	۶	۴.۴	۱۳
S90	۷۳.۳۵	۰.۰۴	۱۴.۹	۰.۸۰۱	۰.۰۲	۰.۱۶	۰.۱۶	۸.۲۹	۱.۱۲	۰.۱۴۴	۰.۶۸	۱۲.۴	۴۰.۷	۶۰	۲	۱۲.۵	۳	۴	۲	۴.۷	۳۰
S91	۷۴.۱۲	۰.۰۷	۱۴.۶	۰.۳۱۵	۰	۰.۱۶	۰.۶۲	۵.۱	۳.۸۸	۰.۳۱۸	۰.۶۵	۵۸	۲۲.۲	۲.۸	۳	۱۰.۰	۰	۲	۲	۲.۳	۸
S112	۷۶.۴۲	۰.۰۲	۱۳.۷	۰.۷۶۵	۰.۰۷	۰.۱۵	۰.۷۵	۴.۰۹	۳.۷۵	۰.۱۰۶	۰.۵	۲۱	۱۹.۳	۱.۹	۴	۱۸.۷	۰	۰	۰	۳.۷	۱۳
S125	۷۱.۶۱	۰.۲	۱۴.۶	۲.۱۱۵	۰.۰۶	۰.۴۶	۱.۶۹	۵.۳۹	۲.۹	۰.۰۸۶	۰.۳۹	۶۱.۸	۲۲.۲	۱۶.۸	۲.۹	۱۶.۴	۵	۶	۲۰	۲.۲	۳.۷
S149	۷۶.۳۶	۰.۱۷	۱۳.۲	۱.۵۳	۰.۰۳	۰.۴۵	۲.۰۵	۱.۴۹	۳.۱۴	۰.۰۸۸	۱.۰۳	۳۰.۸	۶.۵	۳۲.۲	۴.۶	۱۲.۱	۱.۲	۵	۱.۸	۳.۴	۳۰
S152	۷۷.۳۲	۰.۰۵	۱۴.۹	۰.۶۳	۰.۰۲	۰.۱۵	۰.۳۳	۳.۳۲	۱.۳۷	۰.۰۷	۱.۷۴	۸۰	۸.۸	۴.۴	۴	۱۰.۲	۲	۲	۴	۲.۸	۲.۳
S174	۷۲.۴۲	۰.۰۹	۱۴.۴	۰.۸۴۶	۰.۰۲	۰.۲۵	۱.۱۵	۶.۵۳	۳.۱۴	۰.۲۷۴	۰.۵۴	۳۳.۵	۱۵.۳	۱۲.۹	۳	۱۱.۱	۱.۷	۲	۸	۲.۳	۴.۶
S175	۷۷.۳۵	۰.۰۷	۱۲.۴	۰.۹۹	۰.۰۲	۰.۱۶	۱.۴۷	۴.۴۵۸	۲.۴۷	۰.۰۱۶	۰.۳۷	۳۹.۹	۱۲.۸	۱۵.۵	۱.۷	۲۱.۴	۵	۳	۷	۲.۰	۴.۸
S61	۷۳.۸۸	۰.۰۵	۱۴.۱	۰.۴۳۲	۰	۰.۱۷	۰.۷۳	۶	۳.۶۶	۰.۴۵۵	۰.۲۹	۸۳	۲۶.۸	۶.۶	۲	۱۲.۸	۳	۲	۴	۲.۴	۳.۱
S73	۷۱.۴۳	۰.۲۹	۱۵.۱	۱.۵۴۸	۰.۰۱	۲.۴۲	۰.۶۸	۰.۴۹۶	۶.۰۴	۰.۰۹۲	۱.۵۸	۷.۹	۱.۲	۸.۵	۲۰	۱۲.۴	۷	۹	۳.۴	۳	۲.۰
S93	۷۵.۶۶	۰.۰۷	۱۳.۱	۰.۶۵۷	۰.۰۱	۰.۲۲	۰.۷۳	۶.۰۸	۲.۸۵	۰.۰۹۴	۰.۴۵	۵۶.۹	۱۶.۶	۲۲.۷	۳.۳	۱۰.۸	۳	۱	۷	۱.۴	۲.۵
S116	۷۶.۹	۰.۰۶	۱۳.۴	۰.۸۰۱	۰.۰۱	۰.۴۶	۰.۵۲	۰.۱۹۲	۶.۸	۰.۰۱۸	۰.۴۹	۳.۶	۸	۱۲.۵	۲.۴	۸.۱	۲	۳	۳	۲	۱.۶
S56	۶۳.۷۲	۰.۶	۱۵.۹	۴.۸۳۲	۰.۰۷	۵.۰۱	۲.۰۱	۰.۲۴۲	۴.۳۷	۰.۱۴۳	۲.۶۶	۷۰	۹	۲۴.۷	۱.۶	۱۵.۰	۲.۴	۱.۷	۱۰.۰	۳	۸.۳
S183	۶۳.۵۳	۰.۶	۱۵.۵	۴.۹۲۲	۰.۰۹	۲.۹۵	۳.۷۷	۳.۴۹	۲.۸	۰.۱۳۹	۱.۳۸	۵۴.۱	۱۵.۳	۳۰.۱	۱.۷	۲۸.۰	۳.۵	۱.۷	۱۱.۵	۱.۲	۱۲.۶
S186	۶۲.۷۳	۰.۴۶	۱۷.۵	۴.۱۳۹	۰.۰۶	۰.۹۲	۳.۳۱	۴.۰۸	۳.۸۸	۰.۱۰۷	۱.۹۲	۱۴۱.۰	۱۳.۴	۳۸.۰	۱.۷	۲۹.۷	۷	۱۱	۳.۸	۱.۰	۴.۷
S38	۶۷.۸۳	۰.۳	۱۴.۹	۳.۰۱۴	۰.۰۶	۰.۹۷	۱.۸۵	۴.۶۱	۳.۸۳	۰.۱۲۹	۲.۱۷	۶۳.۹	۲۲.۹	۱۸.۲	۳.۰	۱۱.۰	۱.۱	۸	۴.۰	۵	۴.۲
S126	۶۴.۶۲	۰.۵۷	۱۵.۵	۴.۲۰۲	۰.۰۹	۲.۴	۳.۷۵	۲.۸۱	۳.۰۳	۰.۱۳	۲.۲۴	۴.۵۶	۱۳.۱	۲۸.۳	۲.۳	۱۲.۷	۲.۵	۱.۵	۱۰.۵	۸	۶.۶
S127	۶۳.۸۶	۱.۱۶	۱۹.۹	۰.۳۴۲	۰	۰.۹۲	۱.۶۹	۰.۴۰۷	۱.۰	۰.۵۱۴	۱.۰۹	۴.۹	۱.۱	۸.۶	۲.۸	۱۴.۱	۴	۳	۴.۱	۸	۲.۲
S161	۶۵.۲۹	۰.۱۷	۱۹.۷	۰.۳۴۲	۰.۰۱	۱.۰۱	۰.۸۲	۰.۱۳۴	۱.۰۶	۰.۲۷۱	۰.۸۲	۱.۳	۱.۰	۳.۶	۸	۱۴.۱	۵	۲	۸	۱	۶
S191	۶۴.۷۱	۰.۱۲	۲۱.۹	۱.۰۴۴	۰.۰۵	۰.۳۴	۱.۶	۴.۳۳	۲.۶۷	۰.۲۷۹	۲.۳۸	۶۱.۹	۱۰.۶	۲۲.۳	۴	۱۸.۱	۵	۳	۱.۴	۸.۱	۴.۲

ادامه جدول ۱

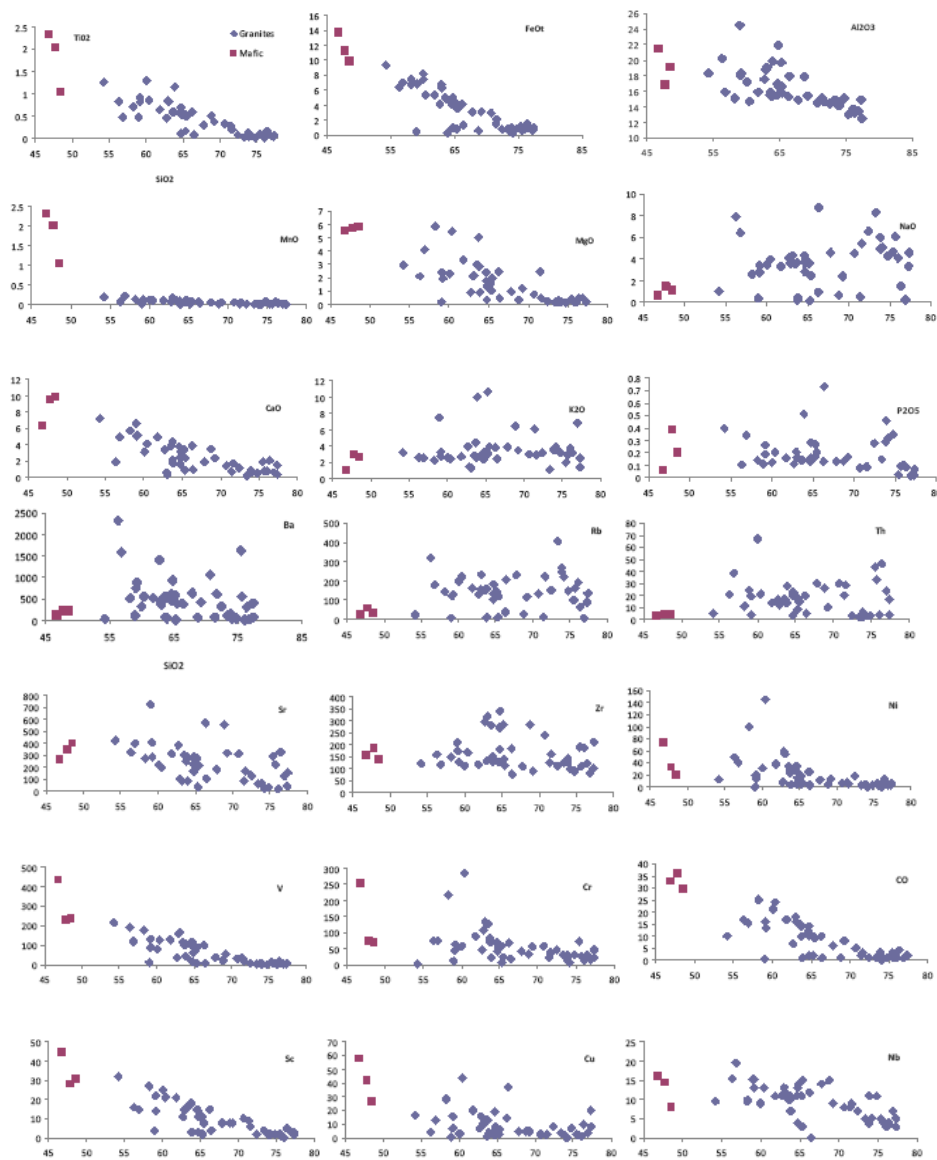
Table with columns for sample number and various elements (Co, Cu, Mo, Zn, Sn, Hf, W, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb) showing concentration values for samples S31 to S191.

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی ICP نمونه‌های حدواسط و بازیک [۱۵] و تجزیه XRF بروئومهای بازیک منطقه ملایر [۳۲].

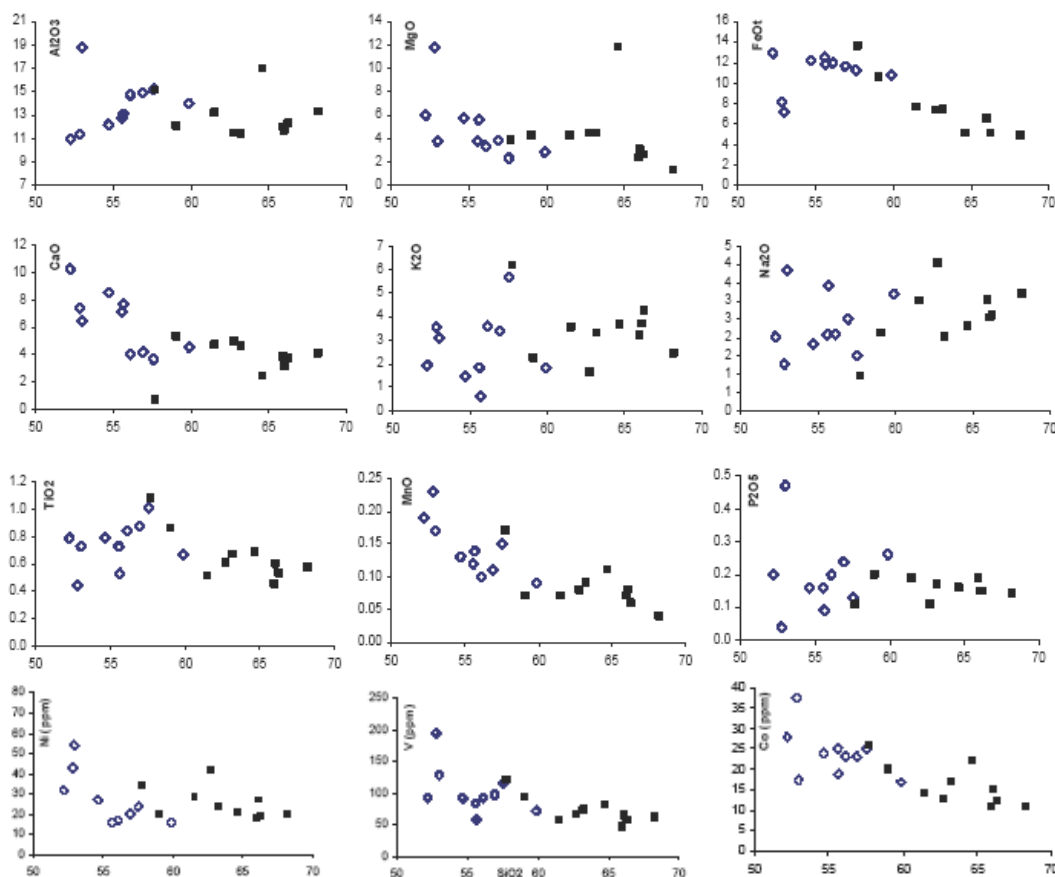
Table with columns for sample ID (m76 to m192) and various chemical compounds (SiO2, TiO2, Al2O3, FeOt, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, P2O5, Ba, Rb, Sr, Th, Zr, Ni, Se, V, Pb, Cr, Co) and elements (Cu, Mo, Zn, Sn, Hf, W, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb) showing concentration values.

ادامه جدول ۲

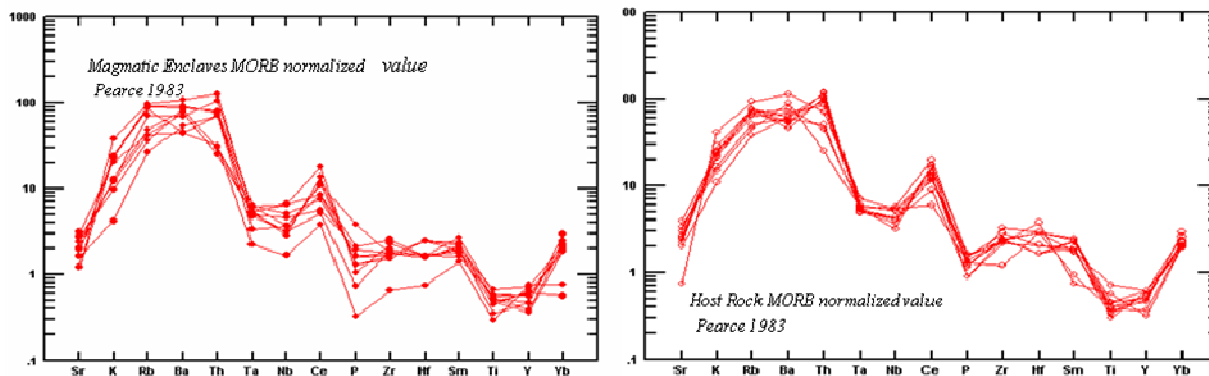
برونوم	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Ni	Y	Cr	Zr	Nb	Ba	Th
EN-46	۵۳	۱۸.۸	۷.۲۲	۳.۷۳	۶.۴۲	۳.۸۵	۳.۰۸	-۰.۷۳	-۰.۱۷	-۰.۵	۱۱.۸	۴.۰۶	۱۹	۱۳	۳.۰	۳۱.۸	۱۷	۸۹.۹	۱۴.۱
EN-40	۵۷.۶	۱۵.۲	۱۱.۲۳	۳.۳۲	۳.۶۹	۱.۴۹	۵.۷	۱.۰۱	-۰.۱۵	-۰.۱	۱۹.۲	۱۴.۷	۲۴	۲۲	۱۱.۱	۲.۰۹	۲۳	۲۱.۴۱	۲.۵
EN-59	۵۶.۱	۱۴.۷	۱۱.۹۲	۳.۳۶	۴.۰۲	۲.۰۹	۳.۵۸	-۰.۸۴	-۰.۱	-۰.۲	۱۸.۰	۳۳.۷	۱۷	۱۸	۴.۷	۱۶.۴	۱۸	۱۷۳.۲	۱.۶
EN-15	۵۹.۹	۱۴	۱۰.۸۱	۲.۸۷	۴.۵۳	۳.۱۹	۱.۸۵	-۰.۶۷	-۰.۰۹	-۰.۳	۱۴.۲	۲۹.۲	۱۶	۲.۰	۱.۰	۲۳.۲	۲۳	۱۳۸.۷	۲.۱
EN-5	۵۲.۲	۱۰.۹	۱۲.۸۶	۵.۹۴	۱۰.۲۴	۲.۰۱	۱.۹۳	-۰.۷۹	-۰.۱۹	-۰.۲	۹.۶	۲۴.۸	۳۲	۱۴	۱۰.۷	۱۴.۹	۱۳	۱۶۴.۰	۰.۶
EN-42	۵۶.۹	۱۴.۹	۱۱.۵۴	۳.۸۶	۴.۱۹	۲.۵۱	۳.۴	-۰.۸۸	-۰.۱۱	-۰.۲	۱۸.۲	۳۳.۷	۲۰	۱۷	۴.۸	۱۶.۲	۱۶	۱۸۳.۱	۱.۵
EN33-b	۵۴.۷	۱۲.۲	۱۲.۱۴	۵.۷۸	۸.۵۱	۱.۸۱	۱.۴۵	-۰.۸۸	-۰.۱۳	-۰.۲	۷.۲	۳۳.۵	۲۷	۱۲	۱۰.۱	۱۴.۹	۱۱	۱۶۳.۲	۰.۶
EN33a	۵۵.۶	۱۲.۸	۱۲.۵۵	۳.۷۷	۷.۱۲	۲.۱	۱.۸۲	-۰.۷۳	-۰.۱۳	-۰.۲	۸.۴	۳۳.۲	۱۶	۱۱	۹.۲	۱۳.۹	۱۰	۱۵۳.۹	۰.۵
EN-22	۵۲.۸	۱۱.۴	۸.۱۱	۱.۱۸	۷.۴۱	۱.۲۷	۳.۵۵	-۰.۴۴	-۰.۲۳	-	۱۷.۱	۱۵.۰	۲۶.۳	۲۳	۱۰.۶۰	۵.۹	۰.۶	۸۸.۵	۶.۳۴
En-1	۵۵.۷	۱۳	۱۱.۸۸	۵.۵۸	۷.۶۴	۳.۴۱	-۰.۶۳	-۰.۵۳	-۰.۱۴	-۰.۲	۵.۳	۱۹.۷	۴۳	۱۴	۴.۲۳	۱۷.۸	۱۱	۱۰۶.۸	۱.۴
	La	Ce	Nd	Sm	Tb	Yb	Hf	Ta	Eu	V	Pb	Cu	Co	Zn	Cs	Ga	Mo	Sn	Sc
EN-46	۶۳.۴	۱۱۰	۳۵	۷.۱۸	-۰.۷۴	۶.۸۱	۳.۸	-۰.۶	۱.۲۴	۱۲.۹	۱۱	۴۳	۱۸	۶۳	۲.۶۷	۵.۹۹	۲	۱	۳
EN-40	۳۴.۳	۱۸.۱	۴.۴	۳.۴۴	۷.۵	۴	۱	۳	۱۱.۷	۴.۳	۹	۳.۵	۱.۰۷	۴.۷۵	۲.۱	۳	۰.۶	۰.۶	۳
EN-59	۱۷.۴	۷.۴	۲.۷	۵.۳۲	۳.۱	۶.۴۹	۴	۱.۱	۲	۹.۲	۲.۵	۱.۰	۲.۳	۷.۸	۱۹.۵۴	۲.۲	۴	۰.۶	۳
EN-15	۲۸.۴	۸.۴۲	۳.۱	۵.۸۸	۲.۲۲	۶.۳۷	۴	۱.۱	۲	۷.۲	۳.۶	۰.۶	۱.۷	۷.۱	۱۴.۰۵	۲.۳	۳	۰.۶	۳
EN-5	۲۵.۳	۸.۴.۸	۲.۲	۷.۷	۳.۹۳	۶	۱.۱	۴	۹.۲	۳.۰	۲.۳	۲.۸	۸.۴	۲۷.۷۶	۲.۲	۴	۰.۶	۰.۶	۲
EN-42	۲۵.۵	۵.۶.۵	۲.۴	۸.۸۸	۳.۲۶	۶.۹۳	۴	-۰.۹	۲	۹.۸	۲.۸	۱.۰	۲.۳	۷.۶	۲.۳	۲.۲	۴	۰.۶	۳
EN33-b	۲۳.۲	۱۱.۷	۲.۰	۶.۲۷	۳.۴۴	۷.۸۴	۶	-۰.۹	۳	۲.۳	۲.۳	۲.۴	۷.۷	۱۶.۴۷	۲.۱	۴	۰.۶	۰.۶	۳
EN33a	۱۷.۵	۱۳.۷	۱.۷	۷.۰۷	۳.۵۵	۶.۳۹	۶	۱	۲	۸.۴	۲.۰	۲.۴	۲.۵	۸.۰	۲۰.۶۲	۲.۱	۴	۰.۶	۳
EN-22	۱۸.۶	۳.۸.۳	۲.۰۱	۴.۶۷	-۰.۷۴	۲.۶۲	۱.۸	-۰.۴	-۰.۵۹	۱.۹۵	۱.۵	۴.۷	۳.۷	۹.۳	۱۰.۲.۵	۱.۴.۴	۲	۲	۲
En-1	۲۲.۴	۵.۱.۵	۲.۹	۶.۴۳	۲.۴.۶	۱۰.۱.۱	۴	-۰.۸.۵	۳	۵.۸	۴.۰	۷	۱.۹	۷.۳	۱۵.۵.۱	۲.۶	۳	۰.۶	۳



شکل ۶ تغییرات عناصر کمیاب نسبت به مقدار SiO₂ در سنگ‌های اسیدی (لوزی) و بازیک (مربع).



شکل ۷ تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به مقدار SiO_2 در برونومها (مربع توخالی) و سنگ میزبان (لوزی توپر).



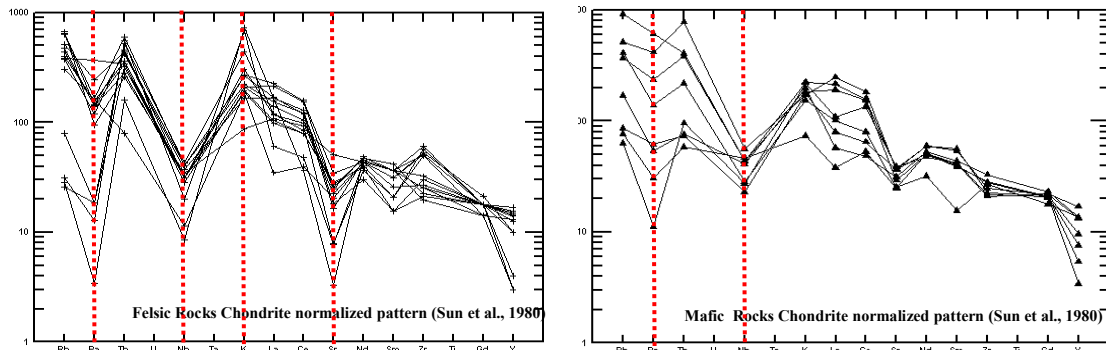
شکل ۸ نمودارهای عنکبوتی تغییرات عناصر فرعی بهنجار شده به مقادیر مورب [۵۹] به منظور مقایسه مقدار عناصر کمیاب در برونومها و سنگ میزبان.

تشکیل ماگمای گرانیتی اشاره دارد. به منظور درک بهتر فرآیندهای مؤثر در تشکیل سنگ‌های منطقه و مقایسه آنها با هم از روش کوشیری [۶۱] بهره بردیم. در این روش می‌توان با قرار دادن دو عنصر کاملاً سازگار و ناسازگار (C_1-C_2) در برابر هم، براساس روندهای بدست آمده، سه فرآیند مهم تبلور بخشی، ذوب‌بخشی و آمیختگی ماگمایی را تفکیک کرد؛ روند

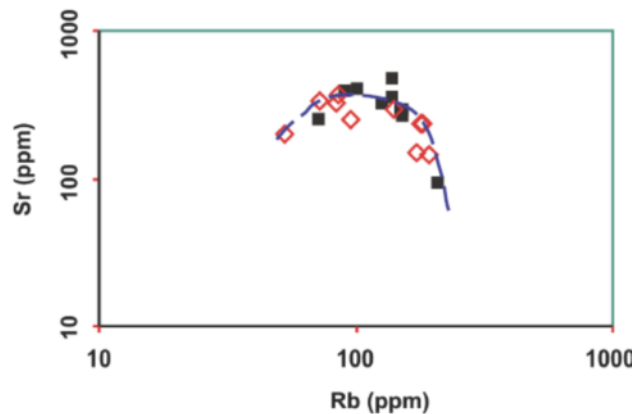
بیهنجاری منفی Sr ، Ba ، Ta ، Nb و بیهنجاری مثبت و منفی در نمودارهای عناصر بهنجار شده به مقادیر کندریت برای سنگ‌های اسیدی و بازیگ منطقه (شکل ۹) [۶۰] بیانگر هماهنگی آنها با گرانیت‌های آهکی قلیایی منطقه کمان است و افزون بر این، بیهنجاری منفی Ta و Nb و نسبت بالای $LILE/HFSE$ به رخداد فرورانش و نقش پوسته در

(همراه با آرایش ماگمایی در برخی نمونه‌ها) که فرآیند موثر در سنگ‌های اسیدی و حدواسط است و دیگری ذوب‌بخشی که فرآیند غالب در سنگ‌های بازیک منطقه بوده است. گرانیته‌ها و مذاب‌های گرانیته می‌توانند فرآورده ذوب منابع متفاوتی باشند.

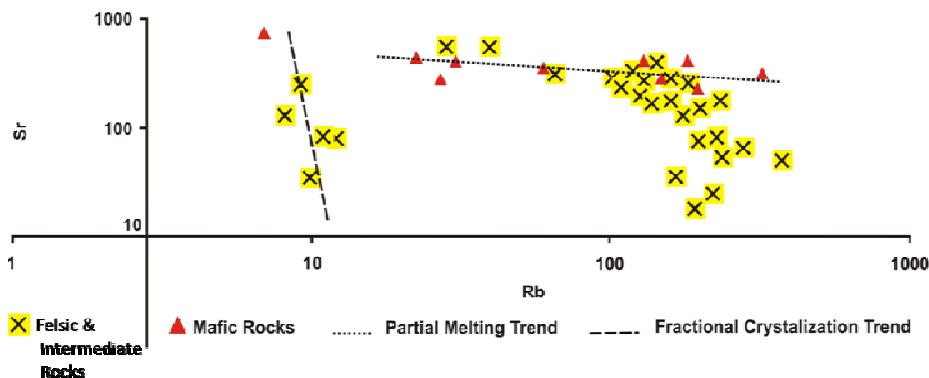
خطی افقی و مایل به افق مربوط به ذوب‌بخشی، روند خطی قائم و مایل به قائم مربوط به تبلور بخشی و روند منحنی شکل تغییرات این دو عنصر نشانه آمیختگی ماگمایی است (شکل-های ۱۰ و ۱۱). بر این اساس، دو روند عمده در سنگ‌های منطقه قابل تشخیص است: یکی مربوط به تبلور جدایشی



شکل ۹ نمودار عنبکبوتی تغییرات عناصر فرعی بهنجار شده به مقادیر کندریت [۶۰] برای سنگ‌های اسیدی و بازیک در منطقه مورد بررسی.



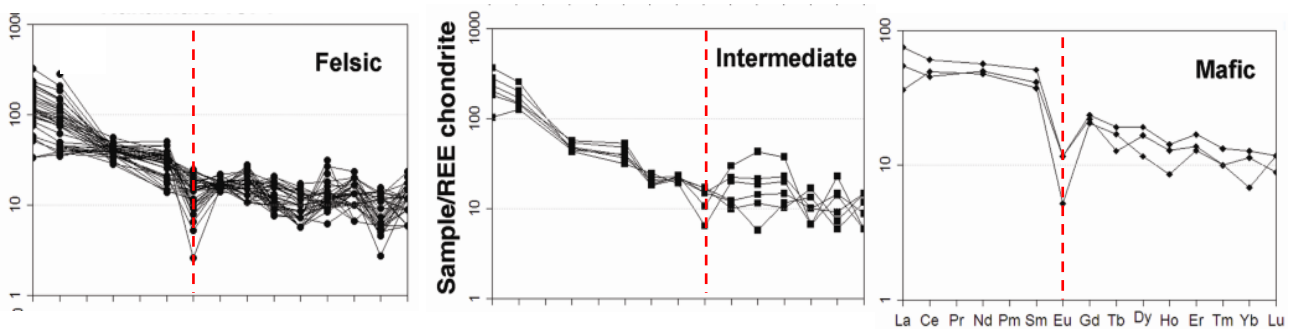
شکل ۱۰ نمودار لگاریتمی عنصر سازگار در برابر ناسازگار کوشیری [۶۱]. مهمترین نتیجه آرایش منحنی شکل نقاط در این نمودار، بی اثر بودن فرآیندهای تبلور جدایشی و ذوب بخشی بین برونوم و سنگ میزبان است.



شکل ۱۱ نمودار لگاریتمی عنصر سازگار در برابر ناسازگار [۶۱]. برای سنگ‌های اسیدی و بازیک منطقه، دو نوع روند برای نمونه‌های اسیدی و بازیک این منطقه دیده می‌شود: ۱- روند نزدیک به قائم و روند منحنی شکل نزدیک به قائم برای نمونه‌های اسیدی و حدواسط منطقه که بیانگر تبلور تدریجی همراه با مقداری آرایش ماگمایی است و ۲- روند نزدیک به افق که بیانگر ذوب بخشی سنگ‌های بازیک است.

بازیک ۳/۱۰-۱/۸۹ است، در سنگ‌های اسیدی و اسیدی منطقه عناصر LREE ها غنی‌شدگی مشخص و HREE ها غنی‌شدگی ضعیفی نشان می‌دهند. این در حالی است که چنین تفاوت مشخصی در مورد سنگ‌های بازیک دیده نمی‌شود. به عقیده رولینسون [۵۷]، بالا بودن نسبت LREE/HREE را می‌توان به باقی ماندن گارنت در سنگ خاستگاه و تهی‌شدگی مذاب از HREE ها نسبت داد. نمونه‌های اسیدی و حدواسط منطقه دارای بیهنجاری منفی متوسط تا ناچیز یوروپیوم هستند ($Eu/Eu^* = 0.32 - 1.16$) و در این میان نمونه گرانیتی ۱۳۳ بیهنجاری تقریباً مثبت نشان می‌دهد. اما در مقایسه، نمونه‌های بازیک بیهنجاری منفی به نسبت شدیدتری نشان می‌دهند ($Eu / Eu^* = 0.18 - 0.37$). بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه با جدایش فلدسپار پلاژیوکلاز طی فرآیند ذوب و یا تبلور جدایشی قابل توجیه است [۶۵،۵۷]. با توجه به اینکه با افزایش روند جدایش در این سنگ‌ها، میزان بیهنجاری Eu به طور تقریباً منظم افزایش می‌یابد، اشاره به فرآیند جدایش پلاژیوکلاز طی تبلور جدایشی نسبت به باقی ماندن آن در پسماند ذوب منطقی‌تر به نظر می‌رسد. از طرفی، بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های بازیک، شیب ناچیز و غنی‌شدگی ضعیف LREE ها نسبت به HREE ها بیانگر درجه جدایش پایین این نمونه‌هاست و جدایش پلاژیوکلاز در آنها با شواهدی چون حضور انباشته‌های پلاژیوکلاز در کنار پیروکسن-پلاژیوکلاز در این بخش (کوه تنگساران) قابل توجیه است.

از این رو، تعیین دقیق سنگ خاستگاه آنها مشکل است. اما از آنجا که مقدار REE ها در کنترل تبلور فازهای با ضریب توزیع بالا چون اسفن، آپاتیت، هورنبلند و آلانیت است، اغلب می‌توان شکل الگوی REE ها را در قالب فرآیندهایی چون ذوب و یا تبلور توجیه کرد [۶۲]. الگوی بدست آمده از عناصر خاکی نادر در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه (شکل ۱۲) [۶۳] از نظم و توالی کاملاً مشخصی برخوردار نبوده اما در حالت کلی مشابه هم‌دیگر هستند، در حالی که تفاوت مشخصی با سنگ‌های بازیک منطقه نشان می‌دهند که بیانگر سرگذشت و سیر دگرگونی متفاوت آنهاست. به منظور مقایسه الگوی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های بازیک و اسیدی منطقه، شیب منحنی‌ها یعنی نسبت عناصر خاکی نادر سبک به سنگین (La_N/Yb_N) و تمرکز کلی این عناصر در نمونه‌های یاد شده (با محاسبه مقدار La_N/Sm_N برای ارزیابی تمرکز LREE ها و Gd_N/Yb_N برای ارزیابی تمرکز HREE ها) و وجود و یا عدم وجود بیهنجاری Eu، مقدار $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{Sm_N} * Gd_N$ اساس روش تبلور و مک لنن [۶۴] محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که نسبت La_N/Yb_N به عنوان معیاری از شیب الگوی REE بیانگر غنی‌شدگی بیشتر LREE ها نسبت به HREE ها در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه (متوسط تا زیاد، ۶/۱-۳۳) نسبت به سنگ‌های بازیک (متوسط تا زیاد، ۴/۳-۷) است. در واقع با توجه به اینکه نسبت La_N/Sm_N در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه برابر با ۱۲/۸۲-۰/۹۸ و در سنگ‌های بازیک ۱/۳۲-۰/۹۷ بوده و نسبت Gd_N/Yb_N در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه برابر با ۴/۱۶-۱/۰۴ و در سنگ‌های



شکل ۱۲ الگوی بهنجار شده عناصر خاکی نادر سنگ‌های گرانودیوریتی-مونوزوگرانیتی، دیوریتی و گابروی منطقه مورد بررسی [۶۳].

برداشت

بر اساس بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، مجموعه آذرین نفوذی ملایر در حالت کلی به سه بخش عمده گرانیته، گرانودیوریتی و گابرویدیوریتی تقسیم می‌شود. از ویژگی‌های مهم این مجموعه افزون بر دایک‌ها و رگه‌های بازیک که گرانیته‌ها را قطع کرده‌اند و یا در لبه توده‌ها دیده می‌شوند، حضور یک رخنمون بازیک با گسترش محدود و کانی‌شناسی و بافت مشخصه گابرو-دیوریتی اوژیت و الیوین‌دار با الیوین‌های کاملاً گرد شده، انباشت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن-پلاژیوکلاز در فاصله بین واحدهای دگرگونی و گرانودیوریت‌هاست (که سطح تماس مشخصی با آنها ندارد). گرانیته‌های این منطقه دارای برونوم‌های ماگمایی دیوریتی، کوارتز دیوریتی، مونزونیتی و کوارتز مونزونیتی هستند که تباین کانی‌شناسی مشخص و روندهای شیمیایی متمایزی با سنگ میزبان نشان می‌دهند. بر این اساس، تشکیل این برونوم‌ها را به حضور آنها به صورت بسته‌های ماگمایی بازیک در ماگمای میزبان نسبت داده‌اند برونوم‌ها از نظر مقدار سیلیس (۵۹-۴۸٪) بین سنگ‌های بازیک (حدود ۴۸٪) و اسیدی-حدواسط (۷۸-۵۲٪) قرار دارند. بررسی‌های زمین شیمیایی در مقیاس عناصر اصلی و کمیاب بیانگر نوعی جدایش بین روندهای دیده شده برای سنگ‌های اسیدی منطقه با برونوم‌ها و سنگ‌های بازیک هستند. از جمله این موارد عبارتند از: ناپیوستگی روندهای Na_2O و K_2O از سنگ‌های بازیک به اسیدی منطقه بعلت همبستگی ضعیف Na_2O و K_2O در برونوم‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه با SiO_2 ؛ مشاهده روند نزولی برای اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 و P_2O_5 در سنگ‌های اسیدی منطقه بدلیل مشارکت این عناصر در ساختار پلاژیوکلازها و آپاتیت که با پیشرفت درجه جدایش، ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت در دیوریت‌ها به آلبیت در نمونه‌های اسیدی تر تغییر کرده است و مقدار آپاتیت در گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیته‌ها افزایش یافته است، این روند در سنگ‌های بازیک و برونوم‌ها دیده نمی‌شود. روند خطی و کاهش پیشرونده مقادیر Ni ، Cr و Co با افزایش SiO_2 از سنگ‌های بازیک به اسیدی و همگام با آن از برونوم به میزبان، نشانگر ارتباط احتمالی بین این واحدها (از نوع آمیختگی ماگمایی ناقص) و خاستگاه بازیک‌تر برونوم‌های ماگمایی نسبت به سنگ میزبان گرانیته است. بر اساس روندهای دیده شده در نمودار دوتایی عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار، فرآیند موثر در تشکیل گرانیته‌ها و دیوریت‌های منطقه (سنگ‌های اسیدی و حدواسط) جدایش ماگمایی همراه

با آرایش پوسته‌ای یا آمیختگی ماگمایی ناقص و در مورد سنگ‌های بازیک ذوب‌بخشی یک سنگ خاستگاه احتمالاً فرابازی بوده است. الگوی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه در حالت کلی مشابه هستند، اما تفاوت مشخصی با سنگ‌های بازیک منطقه نشان می‌دهند که بیانگر سرگذشت و سیر دگرگونی متفاوت آنهاست. از دیگر شواهد این امر تفاوت شیب الگوی عناصر خاکی نادر و در نتیجه نسبت LREE/HREE، مقدار La_N/Sm_N به عنوان شاخص میزان تمرکز LREE‌ها و Gd_N/Yb_N به عنوان معیار میزان تمرکز HREE‌ها و درجه بیهنجاری Eu است. در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه با توجه به اینکه با افزایش روند جدایش در این سنگ‌ها، بیهنجاری Eu به صورت تقریباً منظم افزایش می‌یابد، اشاره به فرآیند جدایش پلاژیوکلاز طی تبلور جدایشی نسبت به باقی ماندن آن در پسماند ذوب، منطقی تر به نظر می‌رسد این در حالی است که بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های بازیک، شیب ناچیز و غنی‌شدگی ضعیف LREE‌ها نسبت به HREE‌ها بیانگر جدایش پلاژیوکلاز و نقش فرآیند ذوب بخشی است. شاید بتوان حضور انباشت‌های پلاژیوکلاز در کنار پیروکسن-پلاژیوکلاز کوه تنگساران را نیز با این سازوکار توجیه نمود. بنابراین با توجه به نکات زیر:

الف) جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی در محل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ارتباط حرکات زمین ساختی، ب) فعالیت ژرف توده‌ای اسیدی و بازیک در این مناطق پ) وجود شواهدی چون: بیهنجاری منفی Sr، Ba، Nb، Ta و بیهنجاری مثبت و منفی Th، همراه با بیهنجاری منفی Ta و Nb و نسبت بالای LILE/HFSE در اثبات نقش مواد پوسته‌ای و هماهنگی آنها با گرانیته‌های نوع آندی (مناطق فرورانشی) ت) تغییرات گسترده نسبت Ba/La در توجیه نقش سیال‌های ناشی از اعماق پوسته قاره ای برای گرانیته‌های نوع - I مجموعه آذرین نفوذی ملایر، ث) ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا و حضور رخنمون‌ها، دایک‌ها، رگه‌ها و برونوم‌های بازیک، ج) شواهدی که پیش از این در مورد فرآیندهای موثر در ایجاد روندهای زمین‌شیمیایی سنگ‌های اسیدی - حدواسط و بازیک منطقه بیان شد می‌توان به این نتیجه رسید که ذوب-بخشی یک منبع گوشته‌ای و رهایی سیال‌های سرشار از عناصر ناسازگار از پوسته اقیانوسی فرورو و گرما و سیال‌های آزاد شده از مذاب بازیک در حال صعود در پوسته در تشکیل و دگرگونی مذاب اسیدی اولیه آنها مؤثر بوده اند. افزون بر این، آمیختگی مذاب بازیک گوشته‌ای با مذاب برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های

- [11] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Esmaeili D., "The Role of Shear Zone on the Emplacement of Malayer Granitoid Rocks, NW Iran", Journal of Applied Sciences 23 (2008) 4238-4250.
- [12] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth sciences, 29 (2007) 859–877.
- [13] Ghalamghash J., Mirnejad H., Rashid H., "Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton", N. Jb. Miner. Abh. 186, 1(2009) 79–93.
- [14] Asnaashary A., Hassanzadeh J., Wernicke B., Schmitt A.K., Axen G., Horton B., "Middle Jurassic flare-up and Cretaceous magmatic lull in the central Sanandaj-Sirjan arc, Iran: An analogy with the southwestern United States" GSA Annual Meeting(2009) Paper No.183–4.
- [15] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Deevsalar Reza., Rezaei Kahkhaei Mehdi., "Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 261 (2011) 61-75.
- [16] Moinevaziri H., Azizi H., Mehrabi B., Izadi F., "Oligocene Magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh-Marivan Area): Evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene (in Persian)", Journal of Science, University of Tehran 34 (2008)113-122.
- [17] Ghasemi, H., Valizadeh, M. V., "Petrogenesis of granitoid body of Bouin-Miyandasht (SE Aligudarz) (in Persian)", Geosciences Quarterly GSI. 2 (1993) 74 – 83
- [18] Sepahi, A. A., "Petrology of the Alvand plutonic complex with special reference on Granitoids (in Persian)" Ph. D. Thesis (in Persian), Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran (1999) 325.
- [19] Ahmadi Khalaji, A., "Petrology of the granitoid rocks of the Boroujerd area (in Persian)", Ph.D Thesis (in Persian), University of Tehran, Tehran, Iran.(2006)
- [20] Sepahi a.a., "Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex", N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 247(2008) 295–312.
- [21] Deevsalar, R. "Petrology, geochemistry and tectonomagmatic evolution of mafic-intermediate rocks from the Malayer-Boroujerd plutonic پوسته قاره‌ای (مثل متاندزیت و متابازالت آندزیتی) در اعماق پوسته منجر به تشکیل برونوم‌های ماگمایی بازیک، دایک‌ها و توده بازیک شده است.
- مراجع
- [1] Berberian M., King G.C.P., "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Science, 18 (1981) 210–265.
- [2] Koop W., Sloneley R., "Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent", Philos.Trans. R. Sot. London. Ser. A. 305(1982) 149-148.
- [3] Sengör A.M.C., "A new model for the Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, In: Robertson, A.H.F., Searle M.P., Ries A.C. (Eds.): The Geology and Tectonics of the Oman region", Geological Society, London, Special Publication, 49(1990) 797–831.
- [4] Kazmin V.G., "Collision and rifting in the Tethys ocean: geodynamic implications", Tectonophysics, 196(1991) 371–384.
- [5] Alavi M., "Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran", American Journal of Sciences, 307 (2007) 1064 – 1095.
- [6] Grabowski J.R., Norton G.J., "Tectonic controls on the stratigraphic architecture and hydrocarbon systems of the Arabia Plate", The Middle East Petroleum Geosciences (GEO), 1 (1994) 413–430.
- [7] Mohajjel M., Fergosen C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sananda-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Structural Geology 22(2000) 1125-1139.
- [8] Stampfli G.M., Mosar J., Faver P., Pillevuit A., Vannay C.J., "Permo–Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East-Mediterranean 2001 connection. Peritethys memoir 6: peritethyan rift/wrench basins and passive margins", International Geological Correlation Program, 369(2001) 51–108.
- [9] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683–693.
- [10] Mazhari S.A., Bea F., Amini S., Ghalamghash S., "Estimation of pressure and temperature of intrusive rocks crystallization: A case study of Naqadeh, Pasveb and Delkeh plutons, W Iran", Journal of Applied Sciences, 8 (2008) 934-945.

- Journal of Mineralogy and Geochemistry, 2019 (doi: 10.1127/njma/2019/0131).
- [30] Vernon R.H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge University Press (2004) 594 .
- [31] Yashikura S., Yamawaki Y., "Mafic-felsic magma interactions in the A-type granitoids of the Cape Ashizuri Complex, southwest Japan. In *The Origin of Granites and Related Rocks*", Fourth Hutton Symposium abstracts, Clermont-Ferrand, France (1999) 41.
- [32] Deevsalar, R., Valizadeh, M. V., Esmaeili, D., Ahadnejad, V., "The geochemical study on mafic magmatic enclaves from the Malayer Plutonic Complex, W Iran (in Persian)", Journal of Science, University of Tehran 35 (2009) 71-85.
- [33] Deevsalar, R., Valizadeh, MV., "The Using of Field and Microstructural Evidence in Determination of the Origin of Magmatic Enclaves and Metapelite Xenoliths in Malayer Plutonic Complex (West Of IRAN) (in Persian)", Geosciences Quarterly GSI 19 (2010) 9-16.
- [34] Bateman P.C., Clack, L.D., Huber, N.K., Moore, J.G and Rinehart C.D., "The Sierra Nevada Batholith – a synthesis of recent work across the central part", U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 414 (1963) 46 .
- [35] Bateman P.C., Chappell B.W., "crystalization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California", Geol. Soc. Am. Bull 90 (1979) 465-482.
- [36] Richter D.H., Lanphere M.A., Matson N.A., "Granitic plutinism and metamorphism, eastern Alaska Range", Alaska. Geol. Soc. Am. Bull 86 (1975) 819-829.
- [37] Olade M.A., "geochemical, evolution of copper-bearing granitic rocks of Guichon Creek Batholith; British Columbia, Canada", Can. Jour. Earth Sci 13 (1976) 199-209.
- [38] Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries. A.C. (eds). *Collision Tectonics*", Geological Society, 19 (1986) p.67-81.
- [39] Condie, K.C., "Archean and crustal thickening", Geol. Soc. Am. Bull. 84 (1989) 2981–2992.
- [40] Floyd P.A., Winchester J.A., "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements", Earth and Planetary Science Letters 27 (1975) 211-218.
- [41] Rogers J.J.W., Bodgea K.V., Ghuma Y.A. "Trace elements in continental margin magmatism: Part 11; trace elements in Ben Ghnema Batholith complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran (in Persian)", Thesis Tarbiat Modares University (TMU), Iran (2015).
- [22] Deevsalar, R., Ghorbani, M. R., Ghaderi, M., Ahmadian, J., Murata, M., Ozawa, H., Shinjo, R. "Geochemistry and petrogenesis of arc-related to intraplate mafic magmatism from the Malayer-Boroujerd plutonic complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*" 274 (2014) 81–120.
- [23] Deevsalar R, Shinjo R, Wang K-L, Yeganehfar H, Neill Ia. "Gabbroic–dioritic dykes from the Sanandaj–Sirjan Zone: windows on Jurassic and Eocene geodynamic processes in the Zagros Orogen, western Iran." *Journal of the Geological Society* 175 (2018): 915-933.
- [24] Deevsalar, R., Shinjo, R., Ghaderi, M., Murata, M., Hoskin, P. W. O., Oshiro, S., Neill, I. "Mesozoic-Cenozoic mafic magmatism in Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen (Western Iran): Geochemical and isotopic inferences from Middle Jurassic and Late Eocene gabbros", *Lithos* 284 (2017), 284–588. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.009>
- [25] Deevsalar, R., Shinjo, R., Liégeois, J. P., Valizadeh, J. P., Ahmadian, J., Yeganehfar, H., Neill, I. "Subduction-related mafic to felsic magmatism in the Malayer-Boroujerd plutonic complex, western Iran". *Swiss Journal of Geosciences*, 111(2018), 269–293. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0287-y>.
- [26] Deevsalar, R., Valizadeh, M. V., & Ahadnejad, V. "Tectonic setting and origin of Malayer Plutonic Complex (in Persian)", *Journal of Science, Kharazmi University*, 8 (2009) 205–226.
- [27] Deevsalar, R., Valizadeh, M. V., & Ahadnejad, V. "Determining the nature of magmatic enclaves in granites from the Malayer plutonic complex based on geochemical and statistical methods (in Persian)", *Geosciences Quarterly GSI* 21 (2011) 129–140.
- [28] Eftekharnjad J., "Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins (in Persian)", *Journal of Iranian Petroleum Society* 82(1981) 19–28.
- [29] Yeganehfar, H., Deevsalar, R., Ahadnejad, V., Shinjo, R & Neill, I. "Biotite compositional variations — A physicochemical approach to investigate crustal involvement and Cu-Au ore potential in Middle Jurassic plutonic rocks from the Malayer-Boroujerd Plutonic complex, W Iran", *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*,

- [53] Vernon R.H., "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites", Journal and Proceedings of Royal Society of New South Wales, 116 (1983) 77–103.
- [54] Piccoli P.M., Candela P.A., "Apatite in igneous system: in Kohn, M.J., Rakovan, J., Hughes, J.M. (eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*", Washington DC, The Mineralogical Society of America 48 (2002) 255–292.
- [55] Hibbard M., "Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems, in Didier J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*", Developments in Petrology, 13(1991) 431–444.
- [56] Mason B., Moore C.B., "Principles of Geochemistry", John Wiley and Sons: New York (1982).
- [57] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Harlow Longman (1993) 352.
- [58] Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A., "Petrogenesis and origin of the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, IRAN: Evidence of neotectonic subduction related arc magmatism", Journal of Asian Earth Sciences, 24 (2004) 105–113.
- [59] Pearce, Julian A. "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", (1983) 230-249
- [60] Sun S S, Bailey D K., Tarney J., Dunham K., "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs", Philos Trans R Soc London 297(1980) 409-445.
- [61] Cocherie A., "systematic use of trace element distribution pattern in log-log diagrams for plutonic suite", Geochemical et cosmochemica acta 50 (1986) 25217-2522.
- [62] Henderson P., "General geochemical properties and abundances of the rare earth elements", In Rare Earth Element Geochemistry (ed. P. Henderson) Elsevier, Amsterdam (1984) 1–32.
- [63] Sun S. S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: Implication for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. and Norry, M. J., Ed., *Magmatism in Ocean Basins*", Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [64] Teylor S.R., Mc Lenon S.M., "The continental crust, its composition and evolution", Blackwell scientific publication, Oxford (1985) 312.
- [65] Hotz P.E., "Plutonic rocks of the Kamath Mountains , California and Oregon", U.S. Geol.. Surv. prof. Paper (1971) 684-B.
- and nature of the Precambrian crust in central North Africa", Geol. Soc. Am. Bull 91 (1980) 1742-1788.
- [42] Saunders A.D., Thurney J., Weaver S.D., "Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas", Earth and Planetary Sciences (1980) 210-220.
- [43] Rogers G., and Hawkesworth C.J., "A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge", Earth and Planetary science Letters, 91(1989) 271-285.
- [44] Sajona F.G, Bellon, R.C. Cotton J. and Defant M., "High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Pensilvania, Western Mindanao(Philippines)", Journal of Petrology, 37 (1996) 693-726.
- [45] Roberts M.P., Clemens J.D., "Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids", Geology 21 (1993) 825-828.
- [46] Vernon R.H., "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites", Journal and Proceedings of Royal Society of New South Wales, 116 (1983) 77–103.
- [47] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types: 25 years later", Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 489-499.
- [48] Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B.W., "A - Type granite: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Cont. Min. Petrol 95 (1987) 407-419.
- [49] Kumar S., Rino V. "Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration" Contrib.Mineral.Petrol 152(2006) 591–609.
- [50] Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B., "Hybridization between mafic and felsic magma in calc – alkaline granitoids – a case study northern Sardina, Italy. In: A, Peccerillo (Guest – Editor) *Geochemistry of granitoid rockes*", Chem.Geol 92 (1991) 42-86.
- [51] Kumar S., "Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodrus a granodiorites, Western Carpathians", Geol. Carpath. 46 (1995) 379–382.
- [52] Kumar S., Rino V., Pal A.B., "Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids Central India", Gondwana Res 7 (2000) 539–548.