



سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای سیاه منصور شمال شرق میانه (شمال غرب ایران)

محسن مؤید*، رقیه شکاری اسفهلان

دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۲۲، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۰)

چکیده: منطقه‌ی سیاه منصور در شمال شرقی شهرستان میانه واقع شده است. برونزد انواع سنگ‌های آذرین در منطقه عبارتند از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تا میوسن با ترکیب بازالت، آندزیت، ریوداسیت، ریولیت و سنگ‌های گرانیتوئیدی و دیوریتی. سنگ‌های گرانیتوئیدی عبارتند از انواع مختلف موسکوویت گرانیت و گرانیت - گرانودیوریت. سنگ‌های موسکوویت گرانیت به‌طور محدود به صورت دایک‌های لویکوگرانیتی داخل سنگ‌های دگرگون مشاهده می‌شوند که بر این اساس تشکیل موسکوویت گرانیت‌ها در ارتباط با دگرگونی‌های همراه به سن پرکامبرین(؟) و یا سیمیرین پیشین (؟) بسیار محتمل به نظر می‌رسد. برونزد سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریت به صورت استوک نسبتاً کوچک مشاهده می‌شود که نهشته‌های رسوبی - آتشفشانی کرتاسه فوقانی و ائوسن را قطع کرده‌اند. موسکوویت گرانیت‌ها و گرانیت‌ها از نظر شاخص اشباع از آلومین به ترتیب در گستره‌ی پرآلومینوس و شبه رخشان تا پرآلومینوس قرار می‌گیرند. سری ماگمایی موسکوویت گرانیت‌ها و گرانیت - گرانودیوریت‌ها به ترتیب آهکی - قلیایی و قلیایی می‌باشد. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و شواهد ژئوشیمیایی، سنگ‌های موسکوویت گرانیت از نوع S و گرانیت - گرانودیوریت‌ها از نوع A (زیر گروه A₁) هستند. خاستگاه ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها - گرانودیوریت‌ها از نوع غیر کوهزایی و درون صفحه‌ای با خاستگاه گوشته‌ای بوده ولی محیط جای‌گیری سنگ‌های موسکوویت گرانیت به انواع Syn-COLG وابسته است. بررسی نمودارهای REE در گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها نشانگر غنی‌شدگی شدید از LREE نسبت به HREE است که احتمالاً تشکیل این سنگ‌ها از یک خاستگاه غنی شده را نشان می‌دهد. ضمن اینکه آرایش پوسته‌ای یا فرایند جدایش بلوری نیز می‌تواند در غنی‌شدگی LREE نقش مؤثری داشته باشد. مقادیر LREE و HREE در نمونه‌های موسکوویت گرانیتی نزدیک به هم بوده و تغییرات قابل ملاحظه‌ای را در نمودارهای REE نشان نمی‌دهند. بررسی نمودارهای عنکبوتی برای انواع گرانیتوئیدهای نوع A و نوع S، دخالت خاستگاه پوسته‌ای در ژنز این سنگ‌ها را پیشنهاد می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید؛ سنگ‌های دگرگونی؛ نوع S؛ نوع A؛ سیاه منصور؛ میانه.

مقدمه

بندی‌های ارائه شده برای واحدهای زمین ساختاری ایران، منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از زون البرز غربی-آذربایجان [۱] و یا زون ایران مرکزی [۲،۳] است. برونزد انواع مهم سنگ‌ها در منطقه شامل انواع سنگ‌های دگرگون، سنگ‌های آذرآواری-آتشفشانی و انواع سنگ‌های گرانیتوئیدی و دیوریتی است (شکل ۱). انواع سنگ‌های گرانیتوئیدی عبارتند از موسکوویت

منطقه‌ی سیاه منصور در منتهی الیه شرقی ارتفاعات بزقوش در شمال غرب ایران با طول‌های جغرافیایی ۱۳° ۵۳' تا ۴۷° ۲۲' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷° ۴۶'۷" تا ۱۹° ۵۸' شمالی در ۶۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان میانه در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. در تقسیم

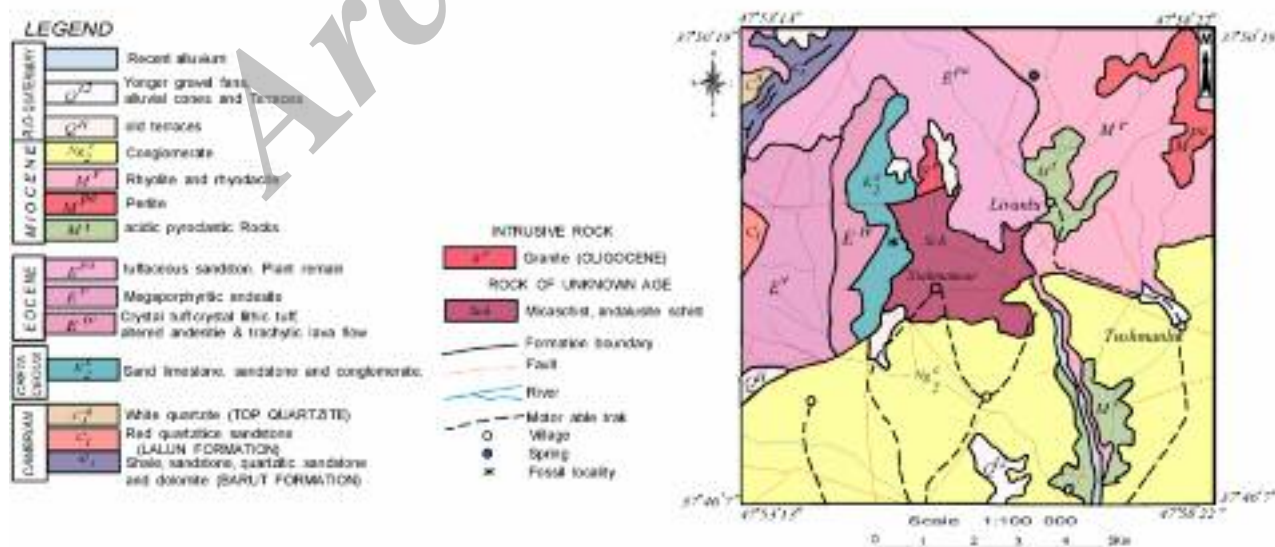
* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۲۷ ۳۳۵۶۰۴۱۱، پست الکترونیکی: moayyed@tabrizu.ac.ir

می‌شود. همچنین رگه‌های سیلیسی کیانیت‌دار در شیست‌ها تشکیل شده است. این سنگ‌های دگرگون به گونه‌ای ناهم‌ساز با سنگ‌های کربناتی و تخریبی کرتاسه پوشیده شده‌اند [۶] (شکل الف-۲). سن مجموعه‌ی دگرگونی بر اساس نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ میانه [۷] پرکامبرین، قابل مقایسه با مجموعه آنابلاغی میانه [۸] در نظر گرفته شده است. در نقشه-های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ سراب [۶] و کیوی [۹] سن این دگرگونی‌ها پیش از کرتاسه و نامشخص ذکر شده است. با توجه به شواهد صحرایی و سنگ‌شناسی دو احتمال سنی را برای دگرگونی‌های این منطقه می‌توان در نظر گرفت: (۱) این دگرگونی‌ها از لحاظ لیتولوژی مشابه با دگرگونی‌های پرکامبرین آنابلاغی در جنوب میانه بوده و سن آن‌ها قابل مقایسه با دگرگونی‌های آنابلاغی به پرکامبرین نسبت داده می‌شود. لطفی [۸] با توجه به عدم مشاهده اثرهای تغییر شکل و دگرگونی در رسوب‌های پالئوزوئیک منطقه، دگرگونی‌های این منطقه را معادل تشکیلات تاشک به پرکامبرین نسبت داده است. (۲) این دگرگونی‌ها در ادامه دگرگونی‌های ماسوله - اسالم به سیمیرین پیشین وابسته‌اند. در این حالت عدم دگرگونی سنگ‌های پالئوزوئیک دال بر قدمت سنی این دگرگونی‌ها نبوده بلکه راندگی واحدهای پالئوزوئیک در راستای گسل بناروان و روی سنگ‌های دگرگون یاد شده می‌تواند دال بر جوانتر بودن سن سنگ‌های دگرگون باشد.

گرانیت، گرانیت و گرانودیوریت. سنگ‌های موسکوویت گرانیت به‌صورت دایک داخل شیست‌های دگرگون نفوذ کرده‌اند در صورتی که سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی به‌صورت توده-های نفوذی نسبتاً وسیع به درون سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی کرتاسه و ائوسن تزریق شده‌اند. از بررسی‌های انجام شده در این منطقه می‌توان به مراجع [۵،۴] اشاره کرد که بیشتر در خصوص سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ی گرمی چای و توده‌ی گرانیتوئیدی نی باغی انجام شده است. در این پژوهش کانی-شناسی، روابط بافتی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی انواع گرانیتوئیدها بررسی شده و ترکیب ماگمایی، نوع گرانیتوئیدی، خاستگاه ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها مشخص شده است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دگرگون سیاه منصور از انواع سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای تشکیل می‌شود و شامل شیست‌های دارای دو میکا، شیست‌های آندالوزیت‌دار و شیست‌های کردیریت‌دار به رنگ-های سبز و قهوه‌ای، مرمرهای فورستریت‌دار به رنگ سفید، صورتی تا سیاه و سنگ‌های هورنفلسی تیره است. میکا شیست-ها دارای شیستوزیته کامل بوده و گاه چین‌خوردگی نشان می‌دهند. اندازه‌ی بلورهای آندالوزیت در شیست‌ها گاهی به ۴-۵ سانتیمتر می‌رسد (شکل الف-۲). آثار کانی‌زایی آهن در شیست‌ها و همبری دایک‌های گرانیتوئیدی و مرمرها مشاهده



شکل ۱. نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه با اقتباس از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ سراب [۴].



شکل ۲ الف) بلورهای آندالوزیت به اندازه ۴-۵ cm در آندالوزیت شیت. ب) قرارگیری ماسه سنگ‌های سرخ کرتاسه روی واحدهای دگرگون (دید به سمت غرب). پ) دایک موسکوویت گرانیتی در داخل شیست‌ها (دید به سمت غرب) (ت) توده نفوذی گرانیت-گرانودیوریت داخل واحدهای ائوسن (دید به سمت شمال شرقی).

ریزدانه از کانی‌های روشن پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتزند. توده-ی گرانیتی - گرانودیوریتی به وسیله‌ی دایک‌های دیوریتی قطع شده است. دایک‌های دیوریتی در نمونه‌ی دستی ریز دانه تا میان دانه و به رنگ سیاه متمایل به سبز تیره بوده و به صورت اصلی از کانی‌های سفید رنگ پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره‌ی آمفیبول در زمینه ریز دانه با بافت پورفیروئید تشکیل شده است. همچنین دایک‌های آپلیتی به صورت رگه‌ها و دایک-هایی با ضخامت چند سانتی متر تا چند ده سانتی متر در داخل درز و شکاف‌های استوک نفوذی گرانیت - گرانودیوریت تزریق شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی دایک‌های آپلیتی کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز بوده که به مقدار کمتری نیز دارای اپیدوت، موسکوویت و کانی‌های تیره هستند. جای-گیری توده گرانیتوئیدی در اولیگوسن باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های در برگرفته‌ی رسی و آهنی شده است و سنگ‌های هورنفلس و مرمر در این شرایط تشکیل شده‌اند.

سنگ‌نگاری انواع سنگ‌های آذرین نفوذی

انواع سنگ‌های آذرین نفوذی در منطقه‌ی مورد بررسی عبارتند از دایک مسکوویت گرانیتی، توده‌ی نفوذی گرانیتی - گرانودیوریتی و دایک‌های دیوریتی.

دایک‌های مسکوویت گرانیتی

بروزند این سنگ‌ها محدود به دایک‌های گرانیتوئیدی داخل شیست‌هاست. ترکیب اصلی این سنگ‌ها موسکوویت گرانیت

سنگ‌های گرانیتوئیدی به دو صورت در منطقه بروزند دارند: الف) دایک‌های گرانیتوئیدی با ترکیب موسکوویت گرانیت که به درون سنگ‌های دگرگون نفوذ کرده اند (شکل ت-۲). این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی ریز دانه تا میان دانه، تمام بلورین و به رنگ سفید تا خاکستری روشن (لوکوکرات) هستند. بلورهای ریز دانه موسکوویت (۰/۷ تا ۰/۵ mm)، کوارتز (۲cm) و فلدسپارهای سفید رنگ در نمونه‌ی دستی قابل تشخیص‌اند. ب) توده گرانیتی - گرانودیوریتی به شکل یک استوک بوده و وسعت تقریبی آن کمتر از ۲ کیلومتر مربع است (شکل ت-۲). این توده‌ی نفوذی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده است. سن این توده‌ی گرانیتوئیدی به یقین جوانتر از ائوسن بوده و با دیگر توده‌های نفوذی پس از ائوسن، که وجود آن‌ها در قفقاز کوچک تا شمال آذربایجان [۱۰]، میانه و زنگار گزارش شده و غالباً به اولیگوسن نسبت داده می‌شوند ([۱۱، ۱۲])، قابل مقایسه است. سن رادیومتری سنگ‌های مشابه در چارگوش اهر اولیگوسن فوقانی تعیین شده است [۱۳]. توده‌های نفوذی گرانیت - گرانودیوریت در نمونه‌های دستی تمام بلورین با دانه‌بندی متوسط و اغلب به رنگ خاکستری (مزوکرات) هستند. کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، آمفیبول و بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند. سنگ‌های گرانودیوریتی در حاشیه‌ی بازی توده مشاهده می‌شوند که در نمونه‌های دستی ریزدانه تا میان دانه و رنگ آن‌ها تیره‌تر بوده و دارای مقادیر بالایی از کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در زمینه‌ی

زیرکن و کانی‌های تیره است. انواع بافت‌ها در سنگ‌های فلدسپار قلیایی گرانیته شامل نیمه شکل دار دانه دار، پورفیرئید، پرتیت و برشی دیده می‌شوند.

گرانودیوریت: بخش حاشیه‌ای توده‌ی گرانیته‌ی دارای ترکیب گرانودیوریتی بوده و بیوتیت ریز دانه تا متوسط دانه (۳۰ تا ۳۵٪) فراوانترین کانی در این سنگ‌ها هستند. آمفیبول (۲۵ تا ۳۰٪) از نوع هورنبلند سبز بوده و به‌صورت ریز دانه تا میان دانه مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۲۵٪) با ماکل پلی سنتتیک و پریکلین، به‌صورت ریز بلور تا درشت بلور در متن سنگ دیده می‌شود. کوارتز (۲۰ تا ۲۵٪) بی شکل، فضای بین بلورها را پر کرده است. کانی فرعی تورمالین به‌صورت بلورهای ریز دانه به رنگ سبز زیتونی به صورت پراکنده در متن سنگ مشاهده می‌شود. سریسیته و اکسید آهن کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیرئید است.

دایک‌های دیوریتی

کانی‌های اصلی این از سنگ‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۵۵٪) در اندازه‌های ریز بلور و درشت بلور در سنگ تشکیل شده‌اند. اندازه پلاژیوکلاز گاه تا ۷-۵ میلی متر می‌رسد. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک و پریکلین بوده، و گاهی نیز منطقه‌بندی نیز نشان می‌دهند. پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت (جمعاً حدود ۴۰ تا ۴۵٪) از کانی‌های فرو منیزین مهم در این سنگ‌ها هستند. کانی ایلمنیت که در اطراف به تیتانیت تجزیه شده است و فلدسپار پتاسیم کانی‌های فرعی مهم در این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بافت معمول در این سنگ‌ها بافت پورفیرئید است.

ژئوشیمی گرانیتوئیدها

در این بخش با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی انواع گرانیتوئیدها به روش XRF و ICP-MS که در شرکت ALS-chemex کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند، رده‌بندی انواع سنگ‌ها انجام شد. همچنین با استفاده از رفتارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در سنگ‌های مورد بررسی و نمودارهای ژئوشیمیایی آن‌ها، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، سرشت ماگمای سازنده و شکل‌گیری ماگما تعیین شده‌اند. نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در جدول ۱ ارائه شده‌اند. مقادیر FeO و Fe₂O₃ در جدول ۱ با استفاده از روش [۱۴] و نمودار [۱۵] محاسبه شدند.

است. کوارتز (۳۰ تا ۳۵٪) با بلورهای در اندازه‌ی ریز تا درشت و جهت یافته دارای خاموشی موجی هستند. پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰٪) با ماکل چند ترکیبی به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل دارند. پلاژیوکلازها تحت تأثیر فعالیت‌های دگرسانی، سریسیته و کائولینیتی شده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم (۱۵ تا ۲۰٪) بیشتر بی شکل و از نوع ارتوکلازند که در اثر دگرسانی به کائولینیت و سریسیته تبدیل شده و حالت کدری پیدا کرده‌اند. موسکویت به‌صورت بلورهای کشیده و جهت یافته دیده می‌شود که در اثر فشار خمیدگی (Kinkband) نشان می‌دهند. کانی‌های فرعی شامل گارنت، کانی‌های کدر، بیوتیت و آپاتیت است. از بافت‌های معمول در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های دانه‌دار، ریز دانه، میرمکیت، کانسترال و برشی اشاره کرد.

توده‌ی نفوذی گرانیته - گرانودیوریتی

توده نفوذی گرانیته - گرانودیوریتی به شکل یک استوک تزریق شده و حاشیه بازی آن دارای ترکیب گرانودیوریتی تا دیوریتی است.

گرانیت: گرانیت با ترکیب سنگ‌شناسی ساده و نسبتاً یکنواخت تشکیل دهنده حجم بیشتر توده‌ی گرانیتوئیدی یاد شده است. فلدسپارهای پتاسیم (۳۰ تا ۳۵٪) بیشتر بی‌شکل و درشت بلور بوده و از نوع ارتوکلاز پرتیتی و گاهی میکروکلین پرتیتی هستند. این کانی‌ها در اثر پدیده‌های پسا دگرسانی کائولینیتی و سریسیته شده و در بعضی بخش‌ها حالت کدر و ابری پیدا کرده‌اند. کوارتز (۲۰ تا ۲۵٪) بیشتر بی‌شکل بوده و به‌صورت ریز بلور تا درشت بلور با خاموشی موجی دیده می‌شود. پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۵٪) به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار بوده و دارای ماکل پلی سنتتیک و گاه ماکل پریکلین است. این کانی‌ها در برخی بخش‌ها به وسیله‌ی کائولینیت و سریسیته جانشین شده‌اند. آمفیبول (۱۰ تا ۲۰٪) با چند رنگی سبز از نوع هورنبلند است. کانی‌های هورنبلند بی شکل بوده و اندازه‌ی آن‌ها از چند دهم میلی‌متر تا ۸ میلی‌متر متغیرند. برخی از آمفیبول‌ها در راستای شکستگی‌ها و رخ‌ها به کلریت و بیوتیت تجزیه شده‌اند. انیگماتیت کانی مهم در سنگ‌های آذرین غنی از سدیم است. انیگماتیت در سنگ‌های مورد بررسی دارای بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و با چند رنگی قهوه‌ای و خاموشی مایل مشخص است. بیوتیت (۵ تا ۱۰٪) بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و دارای چند رنگی قهوه‌ای است. اندازه‌ی آن از ریز دانه تا میان دانه متغیر بوده و به چند دهم میلی‌متر تا ۳ میلی‌متر می‌رسد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، تیتانیت،

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی ۱۲ نمونه از سنگ‌های مورد بررسی به روش ICP-MS

Sample	6A	7J	8D	8F	9A	14B	14G	14I	14K	14L	14M	14N
SiO ₂	۷۸,۴۰	۷۷,۹۰	۷۲,۷۰	۷۵,۶۰	۷۶,۹۰	۶۴,۰۰	۶۷,۹۰	۷۵,۵۰	۶۹,۰۰	۶۶,۹۰	۴۷,۲۰	۶۱,۳۰
Al ₂ O ₃	۱۳,۱۰	۱۱,۶۵	۱۴,۴۰	۱۴,۱۵	۱۳,۰۰	۱۶,۸۵	۱۵,۵۵	۱۲,۹۵	۱۶,۴۰	۱۷,۳۰	۱۴,۸۰	۱۵,۴۵
Fe ₂ O ₃ ^T	۰,۵۱	۰,۳۲	۲,۴۵	۰,۷۱	۰,۴۳	۴,۱۴	۳,۵۵	۱,۲۸	۲,۳۹	۲,۰۵	۱۲,۸۰	۸,۳۱
Fe ₂ O ₃ [*]	۰,۵۱	۰,۳۲	۱,۷۳	۰,۷۱	۰,۴۳	۱,۶۸	۱,۶۵	۱,۲۸	۱,۶۹	۱,۷۳	۳,۵۸	۲,۱۵
FeO [*]	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۶۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۲,۲۱	۱,۷۱	۰,۰۰	۰,۶۳	۰,۲۹	۸,۳۰	۵,۵۴
CaO	۰,۵۰	۰,۰۶	۰,۳۹	۰,۶۹	۰,۵۸	۰,۹۵	۰,۸۰	۰,۴۵	۰,۲۹	۰,۱۸	۹,۷۴	۳,۰۰
MgO	۰,۱۱	۰,۰۱	۰,۹۹	۰,۲۴	۰,۰۹	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۶۵	۰,۰۳	۰,۰۳	۶,۶۹	۰,۴۶
Na ₂ O	۵,۴۰	۴,۴۳	۲,۰۸	۴,۶۲	۳,۴۰	۶,۵۰	۶,۰۶	۴,۵۸	۰,۳۲	۶,۷۶	۲,۵۹	۴,۶۸
K ₂ O	۱,۰۰	۳,۵۸	۳,۵۰	۱,۸۴	۲,۷۲	۵,۲۲	۴,۷۰	۳,۷۶	۵,۰۱	۴,۵۵	۱,۱۴	۴,۰۹
TiO ₂	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۲۳	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۱۸	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۱۹	۰,۲۳	۲,۰۸	۰,۶۵
MnO	<۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۱۹	۰,۲۱
P ₂ O ₅	۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۲	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۸	۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۱۸	۰,۱۵
SrO	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۳
BaO	<۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۱۳
LOI	۰,۸۹	۰,۲۰	۱,۶۰	۰,۱۵	۱,۰۹	۰,۸۰	۱,۰۰	۰,۳۹	۰,۲۰	۰,۷۸	۱,۱۸	۱,۶۹
Total	۱۰۰,۰۰	۹۸,۲۰	۹۸,۴۰	۹۹,۱۰	۹۸,۳۰	۹۸,۸۰	۹۹,۸۰	۹۹,۸۰	۹۹,۹۰	۹۸,۸۰	۹۸,۷۰	۱۰۰
trace and rare earth elements												
Ba	۹۵	۳۸,۸۰	۴۰,۶	۱۴۴,۵	۲۵۱	۲۴۳	۲۴۱	۱۳۸	۴۴۵	۲۹۵	۱۸۵	۱۰,۹۵
Ce	۲۱	۵۸,۸۰	۶۶,۵۰	۲۶,۷۰	۴۱	۲۸۵	۱۸۹	۱۵,۹۰	۲۵۷	۲۱۴	۳۱,۵۰	۱۵,۰۵
Cs	۰,۸۸	۱,۰۴	۱۷,۵۰	۴,۲۶	۱,۶۴	۲,۷۵	۳,۵۲	۱,۷۷	۳,۵۳	۴,۷۷	۲,۸۱	۷,۹۱
Dy	۷,۰۱	۱۶,۳۰	۱۹,۰۵	۶,۸۹	۸,۸۱	۱۸,۰۵	۱۶,۶۰	۴,۲۰	۱۰,۳۵	۱۷,۰۵	۴,۴۸	۱۰,۶۵
Er	۴,۹۶	۱۰,۲۵	۱۳,۰۵	۴,۶۹	۵,۸۶	۱۰,۸۵	۹,۱۵	۲,۹۲	۶,۸۳	۱۰,۸۰	۲,۲۶	۵,۸۶
Eu	۰,۵۱	۰,۴۰	۰,۷۷	۰,۵۱	۰,۵۴	۲,۸۹	۲,۳۵	۰,۴۵	۲,۳۱	۱,۸۵	۱,۵۶	۳,۸۹
Ga	۲۳,۲۰	۳۳,۸۰	۳۴,۹۰	۲۷,۴۰	۲۹,۵۰	۳۸,۱۰	۳۶,۲۰	۲۱,۲۰	۳۶,۶۰	۴۷,۷۰	۲۱,۱۰	۲۹,۳۰
Gd	۴,۲۸	۱۲,۱۰	۱۴,۸۵	۵,۰۶	۶,۴۵	۲۲,۳۰	۱۸,۶۵	۳,۰۶	۱۴,۴۰	۱۵,۹۵	۴,۶۹	۱۲,۴۰
Hf	۵,۹۰	۱۴,۷۰	۴,۲۰	۴,۱۰	۷,۹۰	۲۲,۳۰	۱۴,۷۰	۴,۷۰	۱۸	۳۷	۳,۱۰	۱۴,۱۰
Ho	۱,۶۱	۳,۵۳	۴,۲۵	۱,۵۱	۱,۹۳	۳,۷۷	۳,۳۶	۰,۹۲	۲,۲۵	۳,۶۸	۰,۸۸	۲,۱۵
La	۱۱,۴۰	۲۷,۴۰	۲۷,۵۰	۱۱,۴۰	۲۱,۶۰	۱۶,۸۵	۱۱,۰	۸,۶۰	۱۳۱	۱۵۷	۱۷,۳۰	۸۵,۱۰
Lu	۰,۹۴	۱,۴۴	۲,۶۴	۰,۹۹	۱,۰۹	۱,۶۳	۱,۱۹	۰,۶۳	۱,۰۳	۱,۵۵	۰,۲۷	۰,۸۵
Nb	۷۵,۷۰	۲۵,۰	۸۴,۳۰	۳۴,۹۰	۶۶,۷۰	۱۲۲,۵	۱۵۶,۵	۴۴,۹۰	۱۴۸,۵	۲۸۱	۲۰,۶۰	۸۶,۵۰
Nd	۱,۰۳۰	۴۰	۴۲,۶۰	۱۴,۶۰	۲۰,۵۰	۱۲۹,۵	۹۶,۱۰	۹,۹۰	۱۲۱,۵	۸۵,۵۰	۱۷,۴۰	۶۷,۹۰
Pb	۸	۷	۱۷	۱۰	۱۴	۴۲	۱۰	۹	۱۱	۱۵	<۰,۰۵	۱۰
Pr	۲,۷۶	۱,۰۲۰	۱,۰۴۰	۳,۷۸	۵,۵۲	۳۸,۲۰	۲۶,۷۰	۲,۷۳	۳۹,۱۰	۲۷,۷۰	۴,۳۹	۱۹,۴۵
Rb	۵,۰۴۰	۳۳۱	۲۶۰	۱۱۷	۱۲۲,۵	۱۶۴,۵	۱۹۳,۵	۱۵۸	۲۰۴	۲۶۷	۴۷,۶۰	۱۴۳,۵
Sm	۳,۰۷	۱,۰۹۰	۱۱,۶۵	۳,۹۸	۵,۵۶	۲۱,۸۰	۱۸,۱۰	۲,۵۶	۱۷,۱۵	۱۴,۴۰	۳,۹۷	۱۲,۴۵
Sr	۶۶,۲۰	۲۳,۶۰	۵۱,۶۰	۸۹,۹۰	۴۱,۱۰	۲۹,۸۰	۲۹,۵۰	۶۴,۳۰	۴۷,۹۰	۴۰,۴۰	۳۳۷	۲۶۳
Ta	۱۱,۷۰	۲۵,۳۰	۱۷,۴۰	۹,۸۰	۱۹,۱۰	۶,۵۰	۱,۰۴۰	۹,۸۰	۹,۱۰	۲۱,۱۰	۱,۴۰	۵,۲۰
Tb	۰,۹۹	۲,۵۰	۲,۹۳	۱,۰۲	۱,۳۳	۳,۳۴	۲,۹۹	۰,۶۲	۱,۹۶	۲,۷۳	۰,۷۹	۱,۹۳
Th	۳,۰۳۰	۴۳,۳۰	۲۹,۴۰	۱۷,۳۰	۳۶,۱۰	۲۲,۸۰	۲۲,۲۰	۹,۵۲	۲۱,۱۰	۳۸,۱۰	۲,۴۱	۱۴,۷۵
Tl	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵	<۰,۰۵
Tm	۰,۸۴	۱,۶۰	۲,۱۹	۰,۷۹	۰,۹۷	۱,۵۵	۱,۲۶	۰,۴۹	۰,۹۳	۱,۶۰	۰,۲۸	۰,۸۲
U	۲,۸۰	۵,۵۵	۳,۶۷	۲,۰۷	۵,۰۳	۶,۸۰	۵,۱۲	۲,۲۱	۵,۱۳	۹,۲۰	۰,۶۰	۳,۱۷
Y	۴۷,۵۰	۱۰,۸۵	۲۰,۲	۶۶,۷۰	۵۷	۹۸,۳۰	۸۷,۳۰	۳۹,۹۰	۵۶,۵۰	۱۰,۶	۲۳,۶۰	۵۷,۱۰
Yb	۵,۹۴	۱۰,۴۵	۱۶,۲۵	۵,۸۸	۷,۱۵	۱۰,۴۵	۸,۰۴	۳,۹۶	۶,۵۵	۱۰,۴۰	۱,۸۷	۵,۴۸
Zr	۱۱۶	۲۹۹	۱۰,۲	۶۹	۱۶۳	۱۱,۰۰	۶۴۳	۱۰,۶	۷۹۵	۱۴۵۰	۱۳۰	۶۱۰
normative %												
Or	۱۰,۲۳	۳۵,۹۳	۵۱,۴۳	۲۰,۳۶	۳۳,۷۰	۳۵,۲۷	۳۴,۵۵	۳۵,۱۶	۳۵,۰۲	۳۱,۶۵	۱۲,۴۷	۳۳,۱۸
Ab	۸۴,۴۸	۶۳,۶۳	۴۳,۷۷	۷۳,۲۳	۶۰,۳۴	۶۳,۰۵	۶۳,۷۷	۶۱,۳۱	۴,۹۷	۶۷,۲۳	۴۰,۵۶	۵۳,۶۴
An	۴,۵۹	۰,۴۴	۴,۸۰	۶,۴۱	۵,۹۶	۱,۵۸	۱,۶۸	۳,۵۳	۱,۷۰	۱,۰۱	۴,۶۹۷	۱۲,۲۸

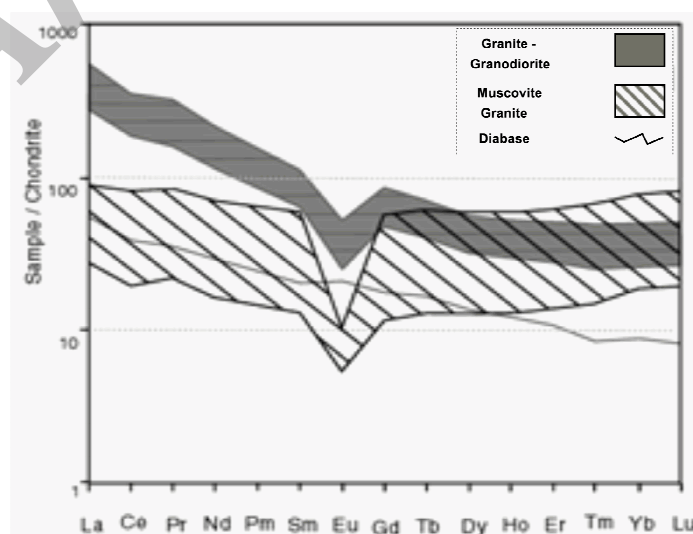
ژئوشیمی عناصر اصلی و نادر

از نظر عناصر اصلی موسکوویت گرانیت‌ها در مقایسه با گرانیت - گرانودیوریت‌ها مقدار SiO_2 و MgO بیشتر ولی Al_2O_3 ، Na_2O ، K_2O ، CaO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و MnO کمتری دارند. بررسی عناصر نادر در گرانیتوئیدهای مورد بررسی نشان می‌دهد که مقدار Rb ، Sr ، Ba در موسکوویت گرانیت‌ها کمتر از گرانیت - گرانودیوریت‌ها هستند. مقادیر این عناصر با کانی-های فلدسپار قلیایی، موسکوویت و بیوتیت کنترل می‌شوند. Th در فازهای نهایی در زیرکن، آلانیت و به مقدار جزئی در بیوتیت تمرکز می‌یابد. مقدار Th در موسکوویت گرانیت‌ها به مقدار جزئی بیشتر از گرانیت - گرانودیوریت‌هاست. Cs در نمونه‌های موسکوویت گرانیتی بین ۰/۸۸ تا ۱۷/۵ ppm و در نمونه‌های گرانیت - گرانودیوریتی بین ۲/۷۵ تا ۷/۹۱ ppm در تغییر است. مقادیر عناصر Y ، Ce و La به وسیله کانی‌های آپاتیت و تیتانیت کنترل می‌شوند. مقدار Y در سنگ‌های موسکوویت گرانیت بیشتر از گرانیت - گرانودیوریت‌ها می‌باشد ولی مقادیر Ce ، La در گرانیت - گرانودیوریت‌ها به‌طور قابل ملاحظه‌ای بیشترند. همچنین مقدار Zr در گرانیت - گرانودیوریت‌ها به‌طور قابل ملاحظه‌ای بالاست (تا ۱۴۵۰ ppm). Zr اساساً با فاز زیرکن کنترل می‌شود ولی در برخی موارد می‌تواند جانشین Ti موجود در اسفن شود [۱۶]. مقادیر Pb در موسکوویت گرانیت‌ها بین ۷ تا ۱۷ ppm و

در گرانیت - گرانودیوریت‌ها بین ۹ ppm تا ۴۲ در تغییرند.

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REE)

غلظت عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی مورد بررسی نسبت به متئوریت کندریتی و بر اساس داده‌های [۱۷] به‌نچار شده است (شکل ۳). عناصر REE در نمونه‌های وابسته به موسکوویت گرانیت‌ها شیب تقریباً تخت داشته و دارای به‌نچاری منفی و مشخص از Eu هستند ولی در نمونه‌های وابسته به گرانیت - گرانودیوریت‌ها نمودار شیب منفی داشته و در آن LREE نسبت به MREE و HREE غنی شدگی مشخصی نشان می‌دهند. بالا بودن نسبت LREE/HREE، نشان دهنده‌ی بالا بودن نسبت $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در خاستگاه و یا جدایش ماگمایی بیشتر است. عناصر نادر خاکی سنگین بیشتر در شبکه روتیل، زیرکن، الیوین، اسپینل و گارنت جای می‌گیرند لذا وقتی که ذوب در اعماق بیشتری صورت گیرد به دلیل وجود زیرکن، الیوین، اسپینل و گارنت در خاستگاه، این کانی‌ها عناصر HREE را جمع کرده و از ورود آن‌ها به مایعات حاصل از ذوب‌بخشی جلوگیری می‌کنند، بنابراین نسبت LREE/HREE در فاز تفاله کاهش می‌یابد. علاوه بر موارد یاد شده، شیب الگوی عناصر نادر خاکی (REE) می‌تواند نشان دهنده‌ی میزان ذوب بخشی نیز باشد. بدین ترتیب که هنگام درجات بسیار پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر نادر خاکی سبک غنی شدگی بسیار بیشتری نسبت



شکل ۳ نمودار عناصر نادر خاکی نمونه گرانیتوئیدهای سیاه منصور که بر اساس داده‌های [۱۷] نسبت به کندریت به‌نچار شده‌اند.

به عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهند ولی با افزایش درجه‌ی ذوب‌بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از تفاوت غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین کاسته می‌شود. از نظر [۱۸] غنی‌شدگی در REE، خصوصاً در LREE، به احتمال زیاد بیانگر نرخ ذوب بخشی کم در پیدایش این گروه از سنگ‌هاست، اما از نظر [۱۹] نرخ ذوب بخشی کم نمی‌تواند تنها عامل مؤثر در غنی‌شدگی LREE باشد. به اعتقاد آن‌ها عوامل مؤثر در غنی‌شدگی این گروه از عناصر درجات کم ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای (در حدود ۲/۵ درصد) و آرایش ماگما به‌وسیله‌ی مواد پوسته‌ای است. در الگوی REE سنگ‌های مورد بررسی، Eu در نمونه‌های موسکویت گرانیت و گرانیت - گرانودیوریت بیهنجاری منفی نشان می‌دهد. بیهنجاری منفی Eu به احتمال زیاد در نتیجه‌ی جدا شدن پلاژیوکلازهای کلسیک در نتیجه تبلور جدایشی، یا عدم وجود پلاژیوکلاز در مواد خاستگاه و یا عدم مشارکت آن در پدیده‌ی ذوب بخشی حاصل شده است.

نمودارهای عنکبوتی یا چند عنصری بیهنجار

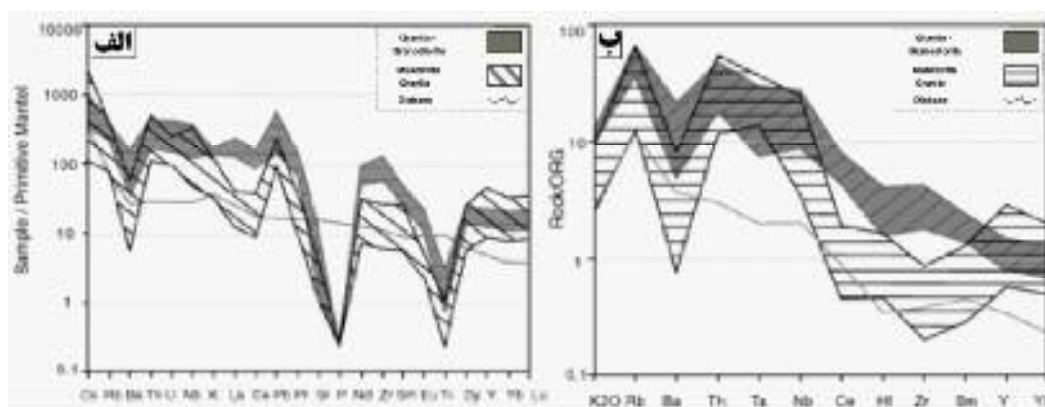
در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های سنگی مورد بررسی نسبت به مقادیر گوشته‌ی اولیه [۲۰] و گرانیت پشته‌ی میان اقیانوسی [۲۱] بیهنجار شده‌اند (شکل الف-ب ۴). به طور کلی در این نمودارها، بیهنجاری‌های مثبت از عناصر K، Th، Nd، Rb، Pb، Cs، Hf و بیهنجاری‌های منفی در عناصر P، Ti، Sr، Nb، Ba، Zr، U، Ce در موسکویت گرانیت‌ها، و بیهنجاری‌های مثبت از عناصر Th، Nd، Rb، Pb، Cs، U، Zr و بیهنجاری‌های منفی عناصر K، P، Ti، Sr، Ba، Ce، Hf در گرانیت - گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شوند. بیهنجاری مثبت Rb، یکی از شاخص‌های اصلی گرانیت‌های تصادمی پس از برخورد است و نشانگر این است که توده‌های یاد شده در پوسته‌ی قاره‌ای با ضخامت متوسط تا زیاد جای‌گیری کرده و از فرایند آرایش پوسته‌ای متأثر شده‌اند [۲۱]. وجود بیهنجاری مثبت در عناصری چون K و Th در نمونه‌های موسکویت گرانیت، بازتابی از نقش پوسته‌ی قاره‌ای در شکل‌گیری‌های ماگمای مولد توده‌ی نفوذی است [۲۲]. بیهنجاری مثبت Hf و Pb در نمونه‌های موسکویت گرانیت، نشان از تأثیر پوسته‌ی قاره‌ای در

شکل‌گیری ماگمای مولد توده‌ی نفوذی و یا آرایش با ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوشته‌ی عمیق باشد که در ترازهای بالاتر دستخوش جدایش شده است. در ارتباط با بیهنجاری مثبت عنصر Zr، این عنصر جزء آن دسته از عناصر کمیابی است که جانشین عنصر و یا عناصر اصلی نشده و غلظت آن به‌طور اصلی با کانی زیرکن کنترل می‌شود. شواهد سنگ‌نگاری با حضور مقادیر بالای زیرکن در سنگ‌های گرانیت - گرانودیوریتی آن را تایید می‌کند. بیهنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و شرکت سنگ‌های پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی را نشان می‌دهد. به نظر [۲۴، ۲۳] میانگین ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است و هر ماگمای آرایش یافته با مواد پوسته‌ای این بیهنجاری را در شیمی خود بازتاب می‌دهد. همچنین بیهنجاری منفی Nb را می‌توان در ارتباط با ماگماتیسیم وابسته به زون‌های فرورانش نیز تفسیر کرد. بیهنجاری منفی Ti می‌تواند بازتاب دهنده‌ی نقش اکسیدهای Ti - Fe باشد [۲۵]. جدایش فازهای با دمای بالا در آغاز تبلور مثل ایلمنیت، تیتانو مگنتیت، روتیل و اسفن می‌تواند چنین بیهنجاری ایجاد کند. بیهنجاری منفی Sr به احتمال قوی به تبلور بخشی پلاژیوکلاز کلسیک وابسته است. بیهنجاری منفی P، نشانگر تبلور و جدایش آپاتیت از ماگمای مولد توده‌های نفوذی است و مقادیر کم آپاتیت در مقاطع سنگی نمونه‌های مورد بررسی آن را تایید می‌کند.

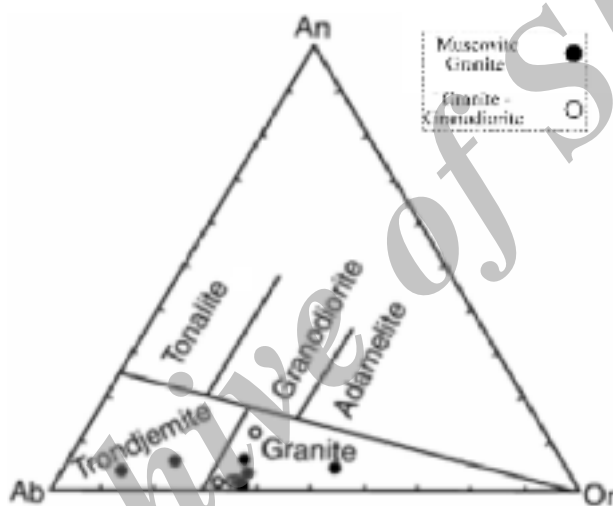
رده بندی گرانیتوئیدها

جدول ۱ مقادیر کانی‌های استاندارد (CIPW) در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی را نشان می‌دهد. بر اساس نمودار بیهنجار آنورتیت، آلبیت و ارتوکلاز [۲۶]، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). این رده بندی برای گرانیتوئیدهای با مقادیر کوارتز مودی بیش از ۱۰٪ قابل قبول است [۲۶].

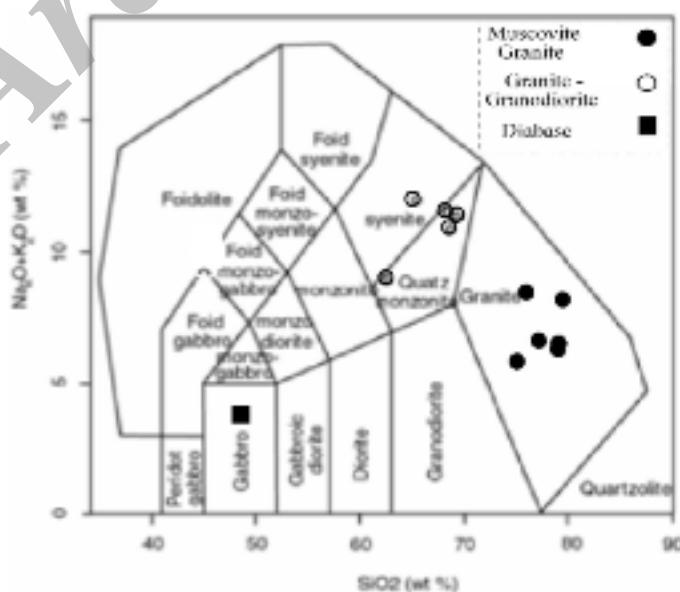
در نام‌گذاری با استفاده از ترکیب شیمیایی نمودار درصد وزنی مجموع قلیایی نسبت به سیلیس [۲۷]، نمونه‌های مورد بررسی از نوع گرانیت، کوارتز مونزونیت، سینیت و گابرو تعیین می‌شوند (شکل الف-۶).



شکل ۴ (الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه بر اساس داده‌های [۲۰]، (ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ORG بر اساس داده‌های [۲۱].



شکل ۵ نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی [۲۶].

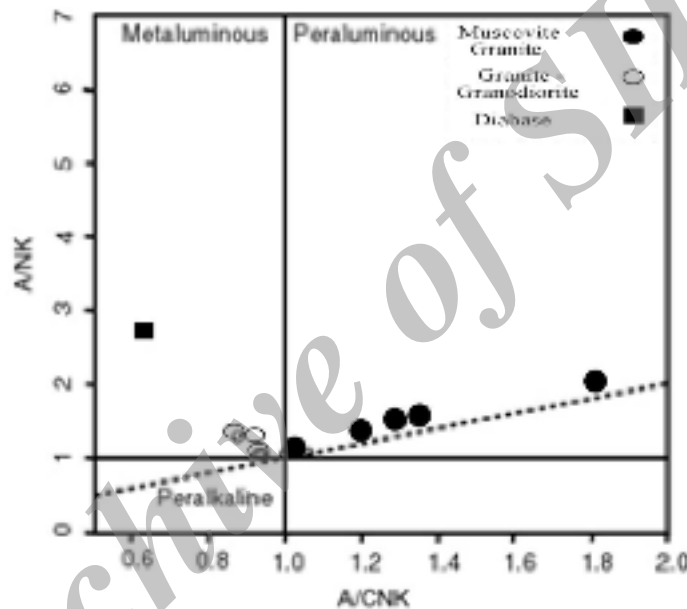


شکل ۶ رده بندی سنگ‌های مورد بررسی بر اساس [۲۷].

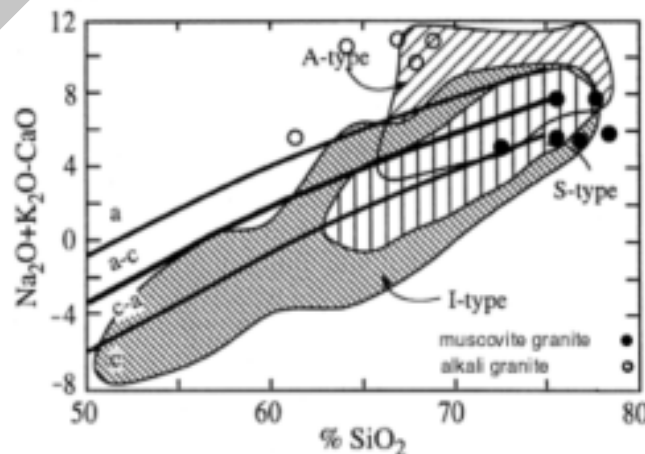
سنگ‌زایی گرانیتوئیدها

برای نشان دادن ماهیت و خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی از شاخص اشباع آلومین $ASI = [Al / (Ca - 1.67P + Na + K)]$ استفاده شده است. بر اساس نمودار شند [۲۸] سنگ‌های موسکوویت گرانیته و گرانیته - گرانودیوریت‌ها به ترتیب با ویژگی‌های پرآلومین و متآلومین همخوانی دارند (شکل ۷). این رده‌بندی برای سنگ‌های گرانیتوئید با درصد وزنی سیلیس حداقل ۶۰٪ قابل قبول است. همچنین بر اساس Frost et al. (2001) [۲۹] سنگ‌های موسکوویت گرانیته در

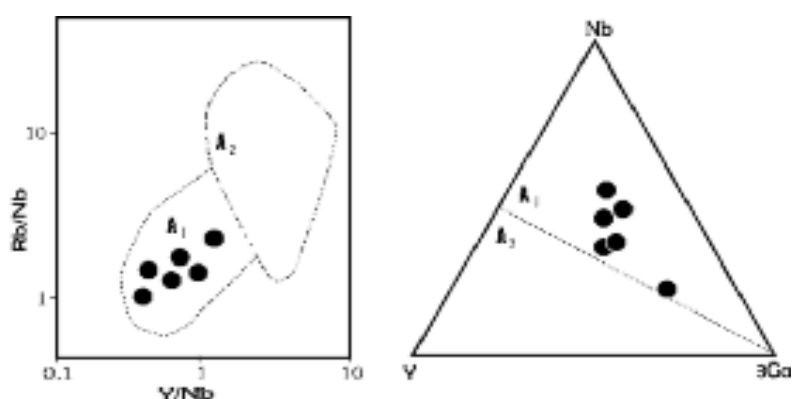
گستره‌ی گرانیتوئیدهای غنی از منیزیم (Magnesian)، کلسیک و آهکی-قلیایی و نوع S واقع شده و نمونه‌های گرانیته - گرانودیوریتی در گستره‌ی گرانیتوئیدهای غنی از آهن (Ferroan)، قلیایی و گونه‌ی A قرار می‌گیرند (شکل ۹). برای تعیین زیر گروه گرانیته - گرانودیوریت‌های گونه‌ی A سیاه منصور از نمودارهای Eby (1992) [۳۰] استفاده شد که بر این اساس این سنگ‌ها در گستره‌ی A₁ قرار می‌گیرند که تشکیل آن‌ها از خاستگاه گوشته‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف و ب).



شکل ۷ نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۳۰].



شکل ۸ نمودار Frost et al. (2001) [۳۱] برای تعیین ترکیب گرانیتوئیدها.

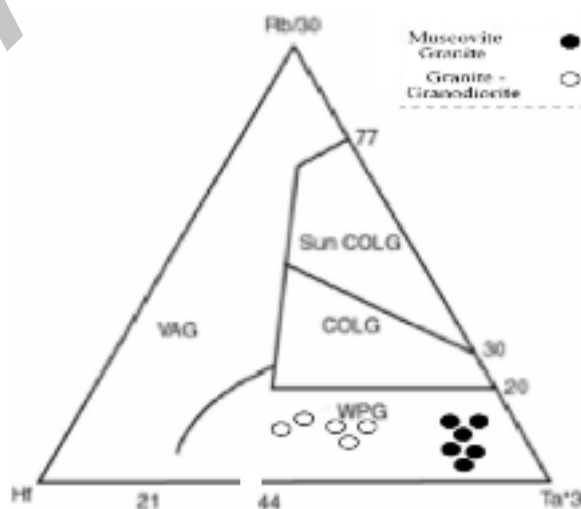


شکل ۹ تقسیم‌بندی گرانیت‌های نوع A بر اساس [۳۰]. تمامی نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی A1 واقع شده‌اند.

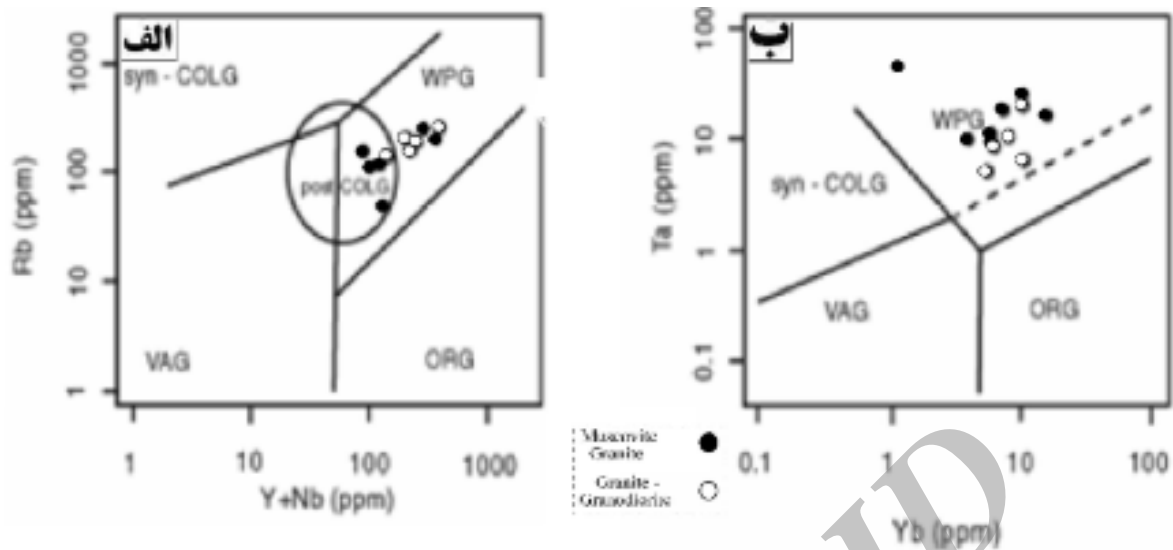
جایگاه زمین ساختی انواع گرانیتوئیدهای سیاه منصور

گرانیتوئیدهای پر آلومینوس با مناطق برخورد قاره‌ای، گرانیتوئیدهای شبه رخشان با مناطق فرورانشی و گرانیتوئیدهای پر آلکالن با مناطق کششی پوسته‌ای در ارتباطند [۳۱]. برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای مورد بررسی از نمودار [۳۲] استفاده شد. تمامی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مثلی عناصر کمیاب Rb/30 - Hf - Ta*3 (گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای) همخوانی دارند (شکل ۱۰). نمودارهای مختلف [۲۱، ۲۳] موقعیت درون صفحه‌ای نمونه‌های مورد بررسی را تایید می‌کنند (شکل الف و ب ۱۱). بر اساس نمودار Rb نسبت به Y + Nb [۳۳] نمونه‌های موسکوویت گرانیت به گرانیت‌های پسا برخورد وابسته بوده و در گستره‌ی Post-COLG قرار می‌-

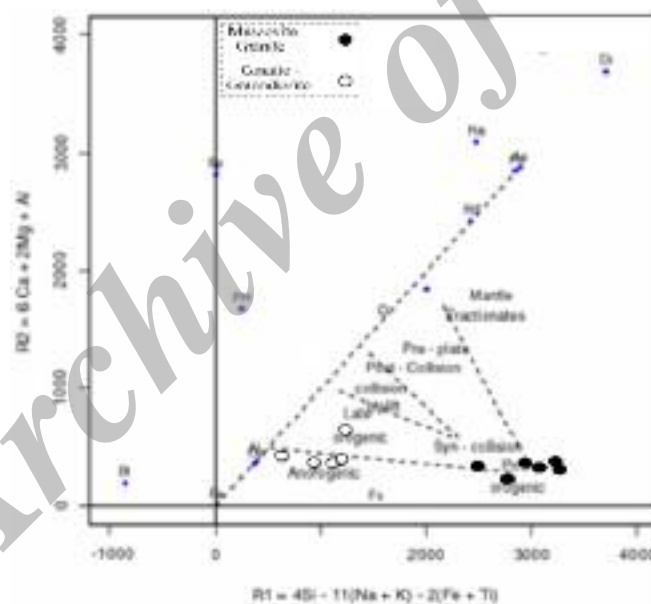
گیرند (شکل الف-۱۱). نمونه‌های موسکوویت گرانیت در نمودار [۳۴] در گستره‌ی پس از کوهزائی و همزمان برخورد واقع شده‌اند که با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی محیط همزمان با برخورد برای آن‌ها صحیح‌تر است و نمونه‌های گرانیت - گرانودیوریتی بیشتر در گستره‌ی غیرکوهزائی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). این ماگماتیسم وابسته به بالآمدگی ناشی از برخورد کمربند کوهزائی در گستره‌ی زمانی پسا برخورد و تأثیر متقابل اندازه‌های گوشته‌ای با ترکیبات پوسته‌ایست. بنابر نظر [۳۵] پلوتونیسم پسابرخورد در گستره‌ی زمانی کمتر از یک تا پنجاه میلیون سال و با تنوع گسترده‌ای از ترکیب شیمیائی از آهکی - قلیایی با K بالا تا گرانیتوئیدهای پر آلکالن رخ می‌دهد.



شکل ۱۰ نمودار مثلی [۳۲] و موقعیت گرانیتوئیدهای مورد بررسی در آن.



شکل ۱۱ الف) نمودار Rb نسبت به Y+Nb [۲۱] که نمونه‌های موسکوویت گرانیتی در گستره‌ی Post-COLG قرار می‌گیرند. ب) نمودار Ta-Yb [۳۳] که تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی WPG واقع شده‌اند. VAG: گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، ORG: گرانیتوئیدهای شکاف میان اقیانوسی، WPG: گرانیتوئیدهای داخل صفحات، Syn-COLG: گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد، Post-COLG: گرانیتوئیدهای پس از برخورد.

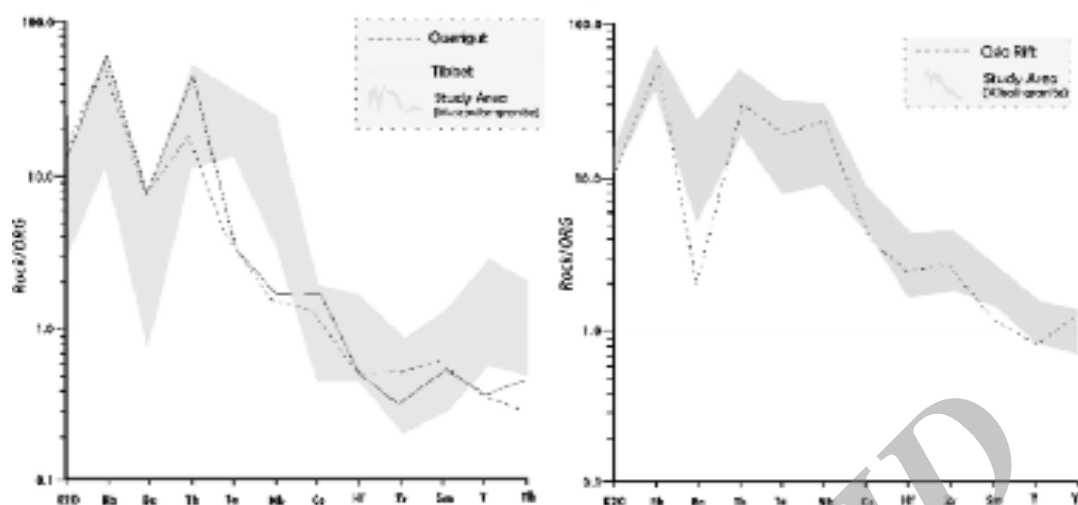


شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی سیاه منصور روی نمودار R2 - R1 [۳۴].

Collision) وابسته است و همچنین توده‌های نفوذی Querigut [۲۱] که به موقعیت زمین‌ساختی پسا برخورد (Post-Collision) وابسته است نشان می‌دهند (شکل الف-۱۳). همچنین الگوی تغییرات عناصر کمیاب توده‌ی قلیایی گرانیت مورد بررسی نیز قابل مقایسه با توده‌های نفوذی Oslo Rift [۲۱] وابسته به موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای داخل صفحه (WPG) است (شکل ب-۱۳).

مقایسه‌ی توده‌های گرانیتوئیدی شمال سیاه منصور با گرانیتوئیدهای مشابه

در نمودارهای چند عنصری که به مقادیر گرانیت‌های پشته‌ی اقیانوسی (ORG) با داده‌های [۲۱] بهنجار شده است همخوانی نزدیکی بین الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های موسکوویت گرانیتی سیاه منصور و توده‌های نفوذی Tibet [۲۱] که به موقعیت زمین‌ساختی همزمان با برخورد (Syn-



شکل ۱۳ مقایسه‌ی گرانیتوئیدهای سیاه منصور با گرانیتوئیدهای مشابه بهنجار شده نسبت به ORG، [۲۱]. (الف) مقایسه‌ی موسکوویت گرانیت-های سیاه منصور با توده‌های گرانیتوئیدی Tibbet و Qurrigut، (ب) مقایسه توده‌ی گرانیتی-گرانودیوریتی سیاه منصور با توده‌های گرانیتوئیدی Oslo Rift.

برداشت

بر اساس شواهد صحرائی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و نمودارهای تعیین محیط زمین ساختی، دایک‌های موسکوویت گرانیتی سیاه منصور، به گرانیتوئیدهای محیط برخورد قاره-قاره وابسته اند. این گروه از نظر سنی در مقایسه با خانواده گرانیتی - گرانودیوریتی متفاوت بوده و نظر به دو سن احتمالی منظور شده برای سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای سیاه منصور، این دایک‌ها می‌توانند سنی در حد پرکامبرین و یا سیمبرین پیشین داشته باشند. بدین صورت که این دایک‌ها زبانه‌هایی از توده-های گرانیتوئیدی نوع S همزمان با برخورد قاره-قاره و ذوب سنگ‌های متاپلیتی هستند و یا اینکه این گرانیت‌ها معلول بالا آمدگی و کشش پسا برخورد قاره - قاره در پرکامبرین و یا سیمبرین پیشین تلقی می‌شوند که کاهش فشار باعث ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون شده است.

توده‌ی گرانیت - گرانودیوریتی در منطقه‌ی مورد مطالعه، نهشته‌های آتشفشانی کرتاسه فوقانی و ائوسن را قطع کرده است. باتوجه به ویژگی‌های نوع A و ماهیت غیر کوهزایی وابسته به کافت درون صفحه‌ای یا فعالیت‌های پس از برخورد این سنگ‌ها احتمالاً می‌توان تشکیل آن‌ها را به فعالیت‌های پس از بسته شدن نفوتتیس در کرتاسه فوقانی و گسترش حرکت‌های کششی پسا برخورد در ترشیری نسبت داد. این توده‌ها خاستگاه گوشته‌ای داشته (زیر گروه A_1 از

گرانیتوئیدهای نوع A) و به نظر می‌رسد که از شکل گیری یک ماگمای مشتق از گوشته و با نرخ ذوب کم حاصل شده و با مواد پوسته‌ای نیز آرایش یافته است.

مراجع

- [۱] نبوی م. ح، "دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی کشور، تهران، ۱۰۹ ص (۱۳۵۵).
- [2] Stocklin J., "Structural correlation of the Alpine orogen between Iran and Central Asia" Soc. Geol. Fr., Mem. Hors. Ser. 8 (1977) 333-353.
- [3] Berberian M., King G. C., "Towards a paleogeographical and tectonics evolution of Iran" Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.
- [۴] ریاضی خیابانی ف، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه نی باغی (شمالشرق میانه)". رساله کارشناسی ارشد. دانشگاه تبریز (۱۳۸۴).
- [۵] قادری م، "بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی متاپلیت‌های جنوبشرق بزقوش- آذربایجان شرقی، شمالغرب ایران". رساله کارشناسی ارشد. دانشگاه تبریز (۱۳۸۹).
- [۶] بهروزی ا، امینی آذر ر، عزتیان ف، امامی م، داوری م، هادوی ف، بغدادی ا، "نقشه زمین شناسی سراب، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی ایران (۱۳۷۱).

- [20] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in ocean basins*" Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [21] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
- [22] Harris C., "The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island" *Journal of Petrology* 24 (1983) 424-470.
- [23] Saunders A. D., Story M., Kent R., Norry M. J., "Consequen of plum lithosphere interactions. In: story, B. C., Alabaster, Pankhurst, R. G., (Eds), *magmatism and the causes of continent break-up*" Geological Society of London Special Publication 68 (1992) 41-60.
- [24] Nagudi, N; Koberl, Ch; Kurat, G., Petrography and geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences* 36 (2003) 1-14.
- [25] Rollinson H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman UK (1993) 352 pp.
- [26] Barker F., "Trondjemites: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F (ed) *Trondjemites, dacites and related rocks*" Elsevier Amsterdam (1979) 1-12.
- [27] Middlemost E. A. K., "Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology" London UK Long man (1985) 266.
- [28] Shand S. J. "Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits" 3rd edition, John Wiely Sons, New Yourk (1943) 488pp.
- [29] 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 (2004) 2033-2048.
- [30] Eby G. N., "Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications" *Geology* 20 (1992) 641-644.
- [31] Clarke D. B., "Granitoid rocks" Chapman & Hall (1992) 283p.
- [32] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., "Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In Coward M. P. and Reis, A. C. (eds). *Collision tectonics*" Special publication of Geological Society of London 19 (1986) 67-81.
- [۷] علوی تهرانی ن، لطفی م، بوردت پ، سبزه‌ای م، بهروزی ا، حقی پور، ا. عمیدی م، نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ میانه سازمان زمین شناسی ایران (۱۳۵۷).
- [۸] لطفی م، بررسی های زمین شناسی و پترولوژی منطقه شمال-شمال شرق میانه (آذربایجان خاوری) پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم دانشگاه تهران (۱۳۵۴).
- [۹] حاجی علیلو ب، رضایی ح، هاشم امامی م، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ کیوی سازمان زمین شناسی ایران.
- [10] Khain V. E., "Structure and main stages in the tectonomagmatic. Development of Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation" *American Journal of Sciences* 275-A (1975) 131-156.
- [11] Hirayama K., Samimi M., Zahedi M. Q. Hushmand-Zahedi A., "Geology of Tarom district western part (Zanjan area North West Iran)" *Geological Society of Iran Report* (1966) 8.
- [12] Lescuyer J. L., Riou R., "Geologie de La region Mianeh (Azarbaijan). Contribution al etude du volcanisme tertiare de Iran" *These de 3e cycle Grenoble* (1976) 233p.
- [13] Didon J., GEemain Y.M. "Le Sabalan , volcan plio-quatenaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran)" *Thèse 3e cycle Grenoble* (1976) 304 p.
- [14] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (1971) 523-548.
- [15] Le Maitre R. W., "The chemical variability of some commn igneous rocks" *Journal of Petrology* 17(4) (1976) 589-637.
- [16] Mortazavi M., Sparks R. S. J., "Origin of rhyolite and rhyodacite lavas and associated mafic inclusions of cape Akrotiri, Santorini: the role of basalt in generating calcalkaline silicic magmas" *Contribution to Mineralogy and Petrology* 146 (2004) 397-413.
- [17] Boynton W. V., "Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*" Elsevier, New Yourk (1984) 63-114.
- [18] Wass S. Y., Roger N. W., "Mantle Metasomatism precursor to alkaline continental volcanism" *Geochimical Cosmochimistry Acta* 44 (1980) 1811-1823.
- [19] Sirvastava R. K., Singh R. K., "Trace element geochemistry and genesis of precabrian subalkaline mafic dikes from the central Indian caton: evidence for mantle metasomatism" *Journal of Asian Earth sciences* 23 (2004) 373-389.

[35] Ferre E. C., Caby R., Peucat J. J., Capdevila R., Monie P., "Pan-African, Post-collisional, ferroptassic granite and quartz-monzonit plutons of Eastern Nigeria" *Lithos* 45 (1998) 255-279.

[33] Pearce J. A., "Source and setting of granitic rocks" *Episodes* 19 (1996) 120-125.

[34] Batchelor R. A., Bowden P., "Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters" *Chemical Geology* 48 (1985) 43-55.

Archive of SID