



سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌ی گرانیتوئیدی مشیر آباد (جنوب قروه-کردستان)

سارا گردیده*، علی اصغر سپاهی، فرهاد آلیانی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۱۸، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۱۰)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد بخشی از توده‌های نفوذی زون سنندج - سیرجان را تشکیل می‌دهد و به‌صورت کشیده و طویل با روند شرقی - غربی رخنمون دارد. بر اساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، این مجموعه متشکل از سه واحد اصلی دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است که با نفوذی‌های اندک گابروئی همراه است. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های این مجموعه از نوع I، آهک-قلیایی و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متآلومین تا کمی پرآلومین تشکیل شده است. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بخش‌های مختلف این توده حاکی از پیوستگی طیف ترکیب سنگی و خویشاوندی آن‌هاست. روندهای تغییرات در نمودارهای عناصر سازگار و ناسازگار در برابر یکدیگر نشان می‌دهند، و از نوع تبلور جدایشی است. نمودارهای عنکبوتی چندعنصری این نمونه‌ها نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی آن‌ها از عناصر Ta، Ti و P، Nb، و غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر K، Ce، Th، Rb و Ba است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از HFSE بیانگر ماگماتیسم متآلومین نوع I قوس‌های آتشفشانی (VAG) است. پایین بودن نسبت‌های $Al_2O_3/(FeO_{total} + MgO + TiO_2)$ و $(Na_2O + K_2O)/(FeO + MgO + TiO_2)$ و شواهد ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب، نشان می‌دهند که خاستگاه ماگمای اولیه از پوسته‌ی زیرین و طی یک حاشیه‌ی ورقه‌ی همگرا ایجاد شده است. نمودارهای مختلف جدایش محیط زمین‌ساختی نیز حاکی از نفوذ این گرانیتوئید در یک محیط وابسته به قوس آتشفشان در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است که با توجه به پیشینه‌ی زمین‌شناسی منطقه، با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نفوتتیس به زیر ایران مرکزی همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، گرانیتوئید نوع I، سنندج - سیرجان، آهکی-قلیایی، حاشیه فعال قاره‌ای.

مقدمه

اولین بررسی‌های زمین‌شناختی در منطقه توسط [۵]

صورت گرفته است که توده‌های نفوذی این منطقه را مورد بررسی قرار داده است. نامبرده توده‌های اصلی منطقه را با نام-های گرانیت عزیز آباد و مشیر آباد معرفی کرده است. بررسی زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه قروه توسط [۶] در قالب پایان‌نامه‌ی دوره‌ی دکتری انجام شده است. با این حال با توجه به اینکه هنوز مساله سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی توده‌ی

مجموعه‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد در بخش شمال غربی پهنه‌ی سنندج-سیرجان واقع شده است و بخشی از فعالیت‌های ماگماتی این پهنه در زمان ژوراسیک و کرتاسه محسوب می‌شود. بررسی توده‌های این پهنه به سبب اهمیتی که در آگاهی از ژئودینامیک پوسته‌ی ایران دارند مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است [۱-۴].

گرانیتوئیدی مشیرآباد در حاله‌ای از ابهام بوده و کمتر مورد توجه قرار گرفته است، لذا در این نوشتار سعی شده است تا ویژگی‌های مختلف سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی آن مشخص شود.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال باختری ایران (استان کردستان) و در جنوب غربی شهرستان قروه به عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}08'25''$ تا $35^{\circ}10'36''$ شمالی و طول جغرافیایی $47^{\circ}39'04''$ تا $47^{\circ}43'58''$ شرقی محدود شده است. این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران جزئی از زون سنندج - سیرجان است [۷]. که بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که خود بخشی از کمربند آلپ - هیمالیا است و سفره‌های رانده شده‌ای فرض می‌شود که طی بسته شدن نئوتتیس در جبهه‌ی جنوب غربی کمربند آتشفشانی - پلوتونیک ارومیه - دختر شکل گرفته است [۸]. زون سنندج - سیرجان از جنوب غربی به شمال شرقی به ۵ زیر زون تقسیم می‌شود که عبارتند از: ۱- زیر زون رادیولاریتی ۲- زیر زون بیستون ۳- زیر زون افیولیتی ۴- زیر زون حاشیه-ای ۵- زیر زون با دگرشکلی پیچیده [۹].

توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد براساس تقسیم‌بندی [۹] در زیر زون با دگرشکلی پیچیده واقع شده است. از ویژگی‌های مهم این زون وجود سنگ‌های به شدت دگرشکل یافته و فراوانی واحد‌های شیستی، فیلیتی و متاولکانیک است. به عقیده‌ی [۹] این زیر زون با داشتن دو دگرشکلی ناحیه‌ای بزرگ، اولی با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی تتیس جوان و ایجاد کمربند آتشفشانی به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه آغازین و دیگری با برخورد سکوی عربی به صفحه ایران در کرتاسه پسین همراه با نفوذ توده‌های پلوتونیک متنوع، از دیگر زیرزون‌های یاد شده متمایز می‌شود. مجموعه‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد به صورت یک توده‌ی نفوذی کشیده و بیضی شکل است که در یال شمالی کوه ابراهیم عطار و غرب روستای مشیرآباد واقع شده است (شکل ۱). تعدادی از توده‌های نفوذی کوچک گرانیتی نیز در یال غربی این کوه در میان طبقات کربناتی دگرگون شده و شیست‌های تریاس - ژوراسیک برونزد دارند. در شمال شرقی توده‌ی گرانیتوئیدی اصلی یک توده‌ی نفوذی

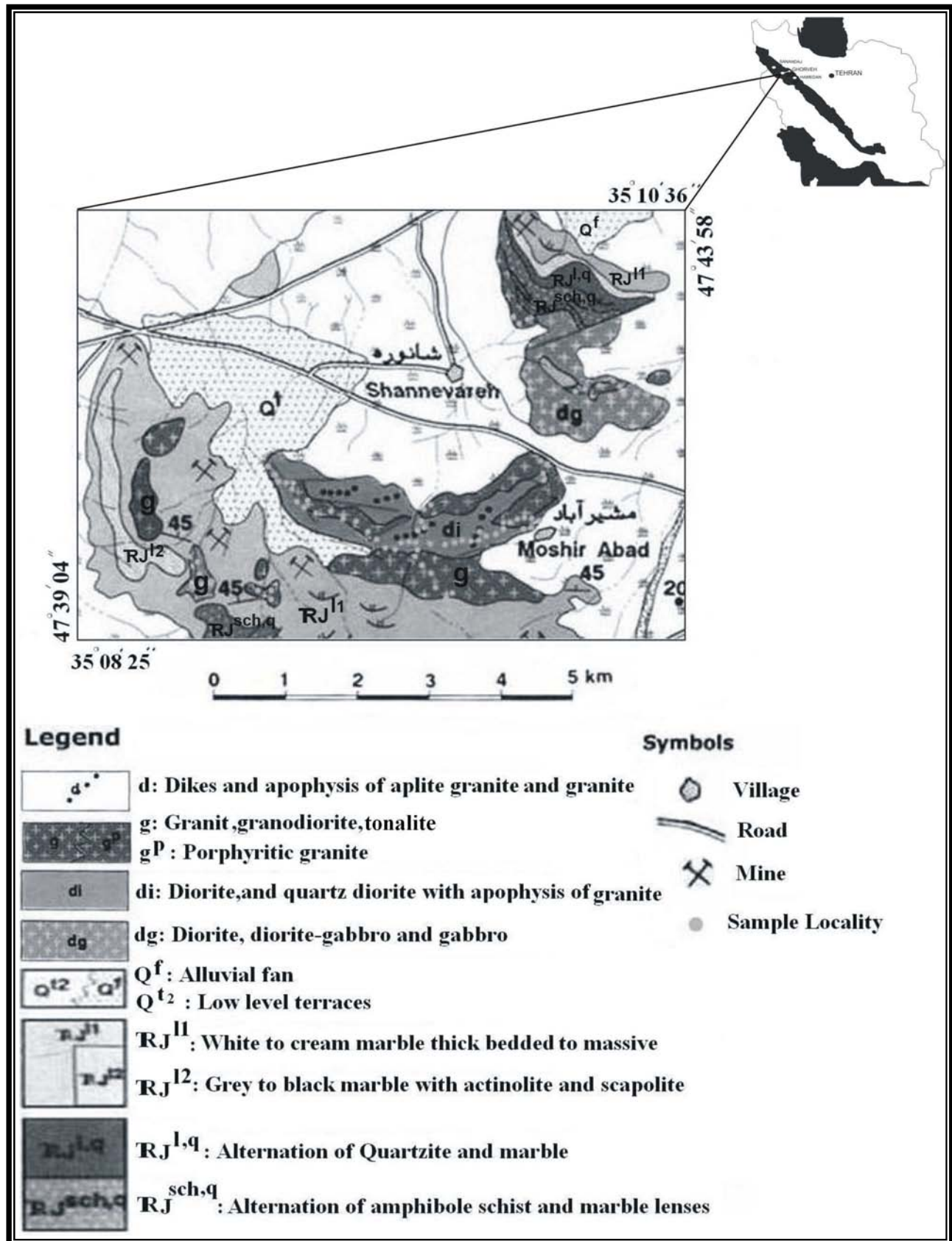
کوچکتر (شرق روستای شانوره) از سنگ‌های حدواسط و مافیک با جنس دیوریت و گابرو قرار دارد که برای تکمیل بررسی‌ها از این واحد نیز نمونه برداری شده است. در جنوب توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد می‌توان واحد کربناته‌ای را مشاهده کرد که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای به مرمهرهای سفید با ضخامت ۱۰۰۰ متر تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها را نیز دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای کرده است و نیز هم تحت تاثیر ماگماتیسیم فعال منطقه و توده‌های نفوذی پیرامون خود قرار گرفته‌اند. این تغییرات در سنگ‌های خالص به صورت تبلور دوباره و رشد کانی‌های کلسیت (تا ۷ سانتیمتر) نمایان شده است [۱۰].

سنگ‌شناسی

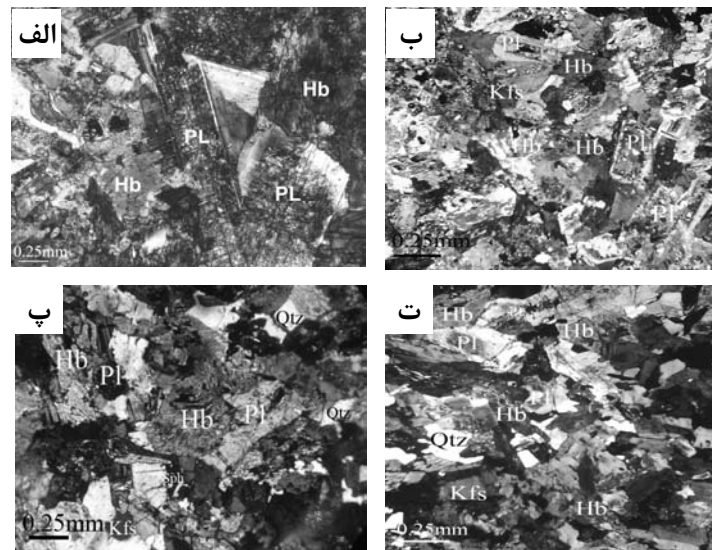
توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد دارای طیف ترکیب سنگ‌شناسی متنوع و به هم پیوسته متشکل از سه گروه بزرگ سنگ‌های حدواسط، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌هاست که به توصیف آن‌ها می‌پردازیم.

سنگ‌های حدواسط - سنگ‌های این واحد به صورت چندین توده‌ی نفوذی در بخش مرکزی و شرقی توده‌ی گرانیتوئیدی برونزد دارند و نیز توده‌های نفوذی کوچکی را غالباً با حاشیه‌های انجماد سریع و مرزهای تدریجی با دیگر فراورده‌های جدایشی در منطقه تشکیل می‌دهند. این واحد شامل طیف ترکیبی نسبتاً گسترده‌ای از سنگ‌های غالباً حد واسط شامل دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت است که در اینجا به اختصار این واحد را بررسی می‌کنیم:

دیوریت - این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگینی از مزوکرات تا ملانوکراتند و بیشتر دارای بافت درون دانه‌ای (شکل ۲ لف) و در بعضی مقاطع ریز دانه‌ای هستند. این نمونه‌ها دارای دانه‌بندی ریز تا متوسط است و اندازه‌ی دانه‌ها از ۲ تا ۵ میلیمتر و رنگ این سنگ‌ها از سبز تیره تا سبز خاکستری در نمونه‌های دستی تغییر می‌کند. کانی‌های اصلی سنگ‌های دیوریتی از پلاژیوکلاز ۶۰-۴۵ درصد، آمفیبول ۳۰-۱۸ درصد، بیوتیت ۷-۲ درصد، کوارتز ۸-۲ درصد، ارتوکلاز ۵-۰ درصد و به ندرت پیروکسن تشکیل شده‌اند. اسفن شاخص‌ترین کانی فرعی در این سنگ‌هاست. از دیگر کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌توان از آپاتیت و زیرکن نام برد.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی بر پایه [۱]، با اندکی تغییرات.



شکل ۲ الف) تصویر میکروسکوپیکی از دیوریت با بافت درون دانه‌ای که در آن پلاژیوکلازها و برخی از هورنبلندها دگرسان شده‌اند. ب) تصویر میکروسکوپیکی از مونزو دیوریت با بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار، کانی ارتوز به‌صورت بی‌شکل وجود دارد و فضای بین پلاژیوکلاز و هورنبلند را پر کرده است. پ) تصویر میکروسکوپیکی از کوارتز دیوریت با هورنبلند و پلاژیوکلازهای دگرسان شده واسفن به‌عنوان کانی فرعی. ت) تصویر میکروسکوپیکی از کوارتز مونزودیوریت با هورنبلندهای لوزی شکل و یا کشیده، پلاژیوکلاز و کوارتز خلیجی. (Pl) پلاژیوکلاز، (Hb) هورنبلند، (Kfs) پتاسیم فلدسپار، (Qtz) کوارتز، (Sph) اسفن.

کوارتز مونزودیوریت - رنگ این سنگ در نمونه‌ی دستی خاکستری روشن تا تیره است و از نظر دانه‌بندی ریز تا میان دانه هستند. بافت غالب این سنگ‌ها درون دانه‌ای هستند می- باشد که بلورهای کشیده پلاژیوکلاز در آن به صورت زاویه‌دار در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند و فضاهای بین آن‌ها را بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل کانی هورنبلند پر کرده است. کانی- های اصلی سنگ‌های این واحد شامل پلاژیوکلاز ۵۲ - ۴۰ درصد، آمفیبول در حدود ۲۵ درصد، کوارتز ۱۳-۱۰ درصد، ارتوکلاز ۱۵-۱۰ درصدند. از کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌توان به اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر اشاره کرد (شکل ۲ ت).

گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها - این سنگ‌ها به‌عنوان فراورده‌ی جدایشی دیوریت‌ها، بیشترین حجم توده‌ی گرانیتوئیدی منطقه را تشکیل می‌دهند و به‌طور کلی، ویژگی‌ها و روابط صحرائی مشابه و بسیار نزدیکی با دیوریت‌ها دارند.

نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها به صورت درشت بلورند ساخت توده‌ای دارند. بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه‌های نیمه شکل‌دارند. در برخی از نمونه‌ها بافت کاتاکلاستیکی را نیز می‌توان مشاهده کرد که به‌صورت خمیده در بیوتیت‌ها و تبلور مجدد کوارتز قابل مشاهده است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های تونالیتی شامل پلاژیوکلاز ۴۰ تا ۴۵ درصد همراه با منطقه بندی، دوقلویی پلی سنتتیک، هورنبلند سبز ۱۰ تا ۲۵ درصد،

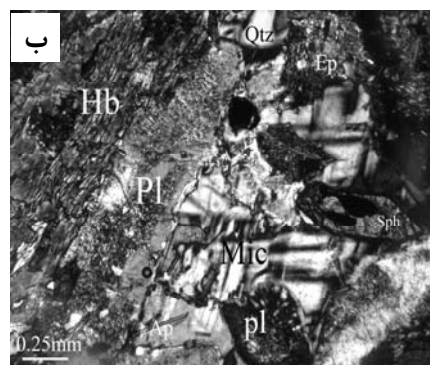
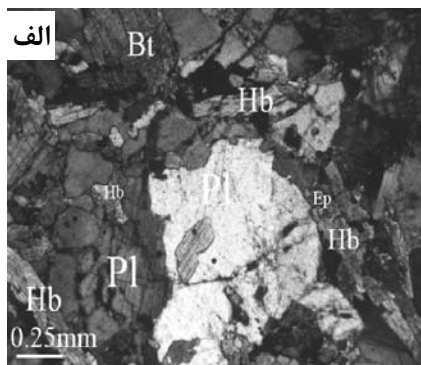
مونزودیوریت - این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپیکی با بافت دانه‌ای ریز تا متوسط دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی مودال این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز حدود ۴۲ درصد، آمفیبول ۲۵ درصد، ارتوکلاز ۱۲ تا ۱۵ درصد، کوارتز ۵ درصد و بیوتیت ۲ درصد تشکیل شده‌اند. اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای فلزی کانی‌های جزئی محسوب می‌شوند. بافت این سنگ‌ها از دانه- های نیمه شکل‌دار و در برخی مقاطع ریز دانه شکل گرفته‌اند (شکل ۲-ب).

کوارتز دیوریت - این سنگ‌ها در کنار سنگ‌های دیوریتی در توده‌های نفودی حدواسط منطقه یافت می‌شوند. بافت این سنگ‌ها به‌صورت دانه‌های نیمه شکل‌دار و در بعضی مقاطع با بافت درون دانه‌ای دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز حدود ۵۰ درصد حجم کل سنگ را اشغال کرده است. این کانی در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر دیده می‌شود و به حالت نیمه شکل‌دار است. از کانی‌های دیگر این سنگ آمفیبول نوع هورنبلند است و در حدود ۳۰٪ حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. کوارتز در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است و دارای خاموشی موجی است. ارتوکلاز و به‌طور کلی فلدسپار قلیایی در حد ۵ تا ۷٪ در این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد که غالباً به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده‌اند. بیوتیت در حدود ۵٪ و اسفن به میزان کمتر در این نمونه‌ها وجود دارند. سریسیت، اپیدوت و کلریت کانی‌های ثانویه را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهند (شکل ۲پ).

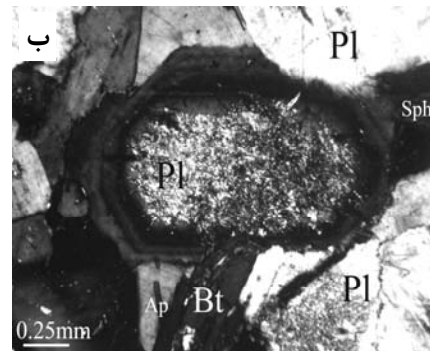
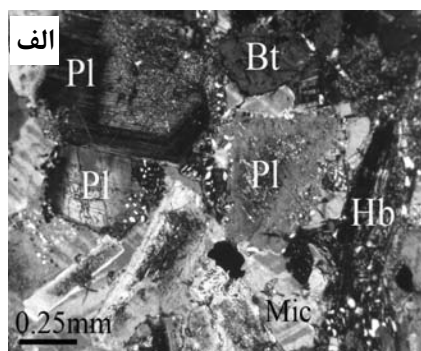
تا ۱۵ درصد است که هم به صورت اولیه و هم در اثر دگرسانی آمفیبول ایجاد شده است. در برخی از بیوتیت‌ها زیرکن به صورت ادخال وجود دارد. اسفن نیز به عنوان یک کانی اولیه در سنگ‌های گرانودیوریتی مشاهده می‌شود. آپاتیت غالباً به صورت بلورهای سوزنی دیده می‌شوند که نشانه‌ی ماگمایی بودن آن است.

گرانیت‌ها - نمونه‌های گرانیتی از توده‌ی گرانیتوئیدی واقع در یال شمالی کوه ابراهیم عطار و توده‌ی نفوذی کوچکتری در یال غربی این کوه که به وسیله گسل‌هایی با روند شمال شرقی - جنوب غربی جا بجا شده است، جمع آوری شده‌اند. ترکیب سنگ‌های این واحد شامل طیفی از مونوزوگرانیت، سینوگرانیت تا گرانیت فلدسپار قلیایی گرانیت است. بافت این سنگ از دانه‌های نیمه شکل‌دار تشکیل شده است. بافت کاتاکلاستیک نیز در تعدادی از مقاطع دیده می‌شود که آثار آن به صورت دگرشکلی در بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها و تبلور دوباره‌ی کوارتز

کوارتز ۱۵ تا ۳۰ درصد به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، ارتوکلاز ۰ تا ۵ درصد و بیوتیت ۵ تا ۱۲ درصد است (**شکل ۳ الف**). در نمونه‌های گرانودیوریتی کوارتز ۲۵ تا ۳۰ درصد به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار وجود دارد. به علت اعمال نیروهای زمین‌ساختی بر منطقه، کوارتزها دارای خاموشی موجی هستند. پلاژیوکلاز ۳۰ تا ۳۸ درصد به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود (**شکل ۳ ب**). پلاژیوکلازها غالباً دستخوش دگرسانی شده‌اند که گاهی دگرسانی در بخش‌های مرکزی بلور با شدت بیشتری صورت گرفته است و مجموعه کانی‌های سربسیت و اپیدوت از این تجزیه حاصل شده‌اند. بافت میرمکیت در اغلب نمونه‌ها دیده می‌شود (**شکل ۴ الف**), در برخی از مقاطع ساخت منطقه‌ای در پلاژیوکلازها قابل مشاهده است (**شکل ۴ ب**). بلورهای فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) ۱۵ تا ۲۰ درصد که برخی از آن‌ها دگرشکل شده و ضمن دگرشکلی به میکروکلین تغییر یافته و در حاشیه آن‌ها پدیده‌ی میرمکیتی نمایان است، آمفیبول (هورنبلند) ۱۰ تا ۱۷ درصد و بیوتیت ۱۰



شکل ۳ الف تصویر میکروسکوپیکی از تونالیت با پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلندهای کشیده که تعدادی از آن‌ها به اپیدوت و کلریت دگرسان شده و برخی به وسیله بیوتیت و مگنتیت جانشین شده‌اند. **ب** تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت با هورنبلند، پلاژیوکلاز دگرسان شده، اسفن به عنوان یک کانی اولیه، آپاتیت‌های سوزنی و اپیدوت. **Pl** پلاژیوکلاز، **Qtz** کوارتز، **Mic** میکروکلین، **Bt** بیوتیت، **Hb** هورنبلند، **Sph** اسفن، **Ep** اپیدوت، **Ap** آپاتیت.



شکل ۴ الف بافت میرمکیت در پلاژیوکلازها همراه با میکروکلین، بیوتیت و هورنبلندهای دگرسان شده در نمونه‌های گرانودیوریتی. **ب** فنوکریست پلاژیوکلاز که دارای منطقه‌بندی است همراه با بیوتیت، اسفن و آپاتیت. **Pl** پلاژیوکلاز، **Qtz** کوارتز، **Mic** میکروکلین، **Bt** بیوتیت، **Hb** هورنبلند، **Sph** اسفن، **Ap** آپاتیت.

سفید تا کرم با ترکیب میکروگرانیت و ساخت ریز بلورند. بافت آن‌ها دانه شکری (آپلیتی) با دانه‌بندی یکنواخت است (شکل ۵ پ).

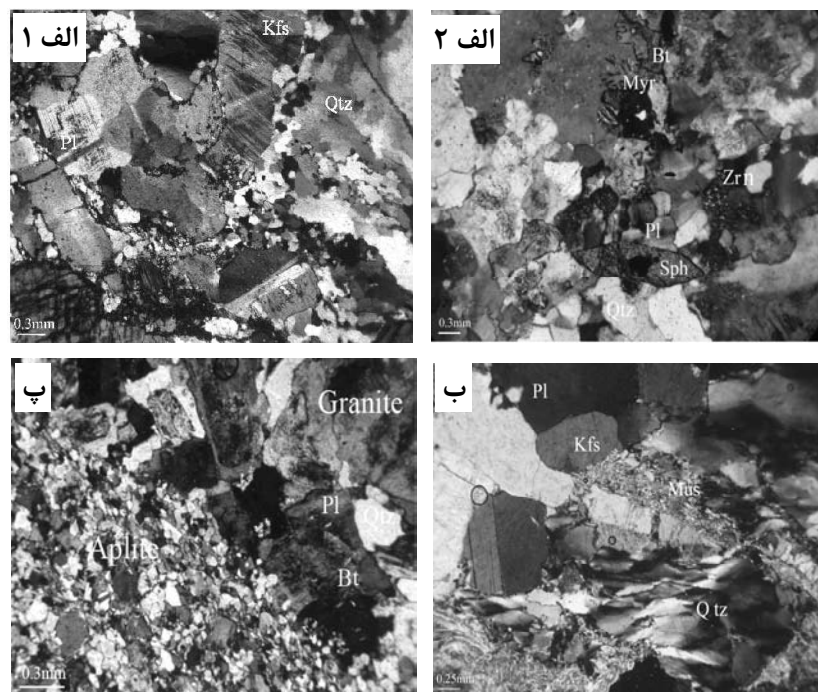
کوارتز کانی اصلی این سنگ‌هاست که به علت تنش‌های پس از تبلور دارای خاموشی موجی شده است. ارتوکلاز و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی دیگر این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها از کانی‌های مافیک فقیر ولی از کانی‌های فرعی مانند اسفن، زیرکن و آپاتیت غنی‌ترند. فراورده‌های ثانویه این سنگ‌ها اپیدوت، کلینوزوئیزیت و سرسیت‌اند.

برونوم‌های میکروتونالیتی و میکروگرانودیوریتی - این برونوم‌های با شکل‌های بیضوی و به‌ندرت کروی به ابعاد ۱۰-۳۰ سانتی‌متر در بخش حاشیه‌ای توده گرانیتوئیدی و در داخل گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها دیده می‌شوند. این سنگ‌ها نسبتاً ریز دانه بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی کاملاً مشابه با سنگ‌های میزبان‌شان هستند. شواهد کانی‌شناسی و بافتی حاکی از آن است که برونوم‌های یاد شده بخش حاشیه‌ی انجماد سریع توده‌ها بوده‌اند که در نتیجه‌ی صعود بخش اصلی ماگما قطعه قطعه شده و به‌صورت برونوم در آن‌ها ظاهر شده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی برونوم‌ها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و آمفیبول است.

مشاهده می‌شود. از دیگر بافت‌های متداول در این سنگ‌ها می‌توان به پرتیت و نیز میرمکیت اشاره کرد (شکل ۵ الف-الف ۲). کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها فلدسپار قلیایی ۱۵ تا ۴۰ درصد، کوارتز ۳۰ تا ۴۰ درصد و پلاژیوکلاز ۱۵ تا ۳۰ است، همچنین به مقدار کمتری بیوتیت، موسکویت، آمفیبول، اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای آهن در این سنگ‌ها وجود دارند. برخی از لوکوگرانیت‌های منطقه به‌علت دگرگونی دینامیکی میلیونیتی شده‌اند (شکل ۵ ب).

بعضی از پلاژیوکلازها به‌صورت خردشدگی و دگرشکلی دیده می‌شوند. تاثیر نیروهای فشاری و کششی در پلاژیوکلازها باعث تغییر شکل در بلورها و ایجاد بافت نوار شکنجی و ماکل‌های مکانیکی و تابدار در آن‌ها شده است، در راستای سطوح C در پلاژیوکلازها موسکویت و سرسیت رشد یافته‌اند. موسکویت معمولاً به‌صورت ثانویه در شکستگی‌های این سنگ‌ها تشکیل شده است.

دایک‌های اسیدی (آپلیت‌ها) - توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد با دایک‌های آپلیتی قطع شده است. ضخامت دایک‌ها متغیر و از ۲ سانتی‌متر تا حدود ۵۰ سانتی‌متر است. آپلیت‌ها آخرین فازهای ماگمای فلسیک محسوب می‌شوند که به‌صورت دایک و سیل درون واحدهای پیشین نفوذ کرده‌اند. آپلیت‌ها با رنگ



شکل ۵ الف ۱) تصویر میکروسکوپی از بافت پرتیت در ارتوکلاز همراه با کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز. الف ۲) بافت میرمکیت در پیرامون پلاژیوکلاز همراه با کانی‌های ارتوز، اسفن، زیرکن و بیوتیت. ب) تبلور دوباره و بافت نواری کوارتز و ایجاد موسکویت ثانویه در سنگ‌های لوکوگرانیت میلیونیتی. پ) تصویر میکروسکوپی از دایک آپلیتی در سنگ‌های گرانیتی منطقه. (Pl) پلاژیوکلاز، (Qtz) کوارتز، (Kfs) پتاسیم فلدسپار، (Bt) بیوتیت، (Mus) موسکویت، (Sph) اسفن، (Zrn) زیرکن، (Myr) میرمکیت.

ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه تعداد ۲۱ نمونه سنگ که حداقل هوازگی را نشان می‌دادند، برای تجزیه‌ی عناصر اصلی با XRF و نیز اندازه‌گیری مقادیر نادر خاکی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا ارسال شدند (جدول ۱). از این تعداد، ۵ نمونه‌ی گرانیتی، ۴ نمونه‌ی لوکوگرانیتی، ۵ نمونه وابسته به واحد

گرانودیوریت-تونالیت، ۵ نمونه از سنگ‌های حدواسط و ۲ نمونه آپلیت بودند. بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم افزارهای مختلف چون Gcdkit، Igppt و Newpet انجام گرفت. نمودار مجموع قلیایی - سیلیس [۱۱] برای نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی به روش شیمیایی در (شکل ۶) ارائه شده است که نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در آن تصویر شده‌اند.

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد بررسی (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب PPM).

Sample	واحد گرانیت				
	MSGI 42	MSGI 5	MSGI 12	KF 6	MSGI 34
SiO ₂	۷۲.۱۰	۷۳.۳۰	۷۳.۱۰	۷۱.۳۰	۶۹.۲۰
Al ₂ O ₃	۱۳.۶۵	۱۴.۵۵	۱۳.۲۵	۱۴.۴۰	۱۴.۶۰
Fe ₂ O ₃	۱.۵۹	۱.۲۷	۱.۷۴	۱.۳۰	۲.۳۴
CaO	۱.۳۹	۱.۷۶	۲.۷۱	۲.۴۸	۲.۴۵
MgO	۰.۴۳	۰.۲۲	۰.۱۲	۰.۴۲	۰.۴۶
Na ₂ O	۳.۹۶	۴.۲۵	۳.۹۳	۳.۶۰	۴.۸۱
K ₂ O	۳.۷۷	۳.۷۹	۳.۴۶	۴.۸۵	۳.۵۹
Cr ₂ O ₃	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
TiO ₂	۰.۱۹	۰.۱۳	۰.۲۱	۰.۱۹	۰.۲۸
MnO	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۶
P ₂ O ₅	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۳	۰.۱۲
LOI	۱.۰۰	۰.۴۰	۰.۲۰	۱.۴۰	۰.۹۰
Total	۹۸.۳۰	۹۹.۹۰	۹۸.۶۰	۱۰۰.۰۰	۹۸.۹۰
Ba	۷۳۱.۰۰	۶۶۲.۰۰	۵۰۲.۰۰	۲۹۵.۰۰	۶۷۶.۰۰
Ce	۵۹.۳۰	۳۹.۲۰	۵۹.۴۰	۷۰.۵۰	۸۶.۱۰
Cs	۰.۸۱	۰.۹۳	۰.۵۶	۰.۶۸	۰.۴۶
Cu	۲۱.۰۰	۸.۰۰	۷.۰۰	۱۱.۰۰	۷.۰۰
Dy	۱.۵۶	۱.۵۳	۱.۷۳	۵.۲۷	۲.۴۳
Er	۱.۰۲	۱.۰۸	۱.۱۷	۳.۴۸	۱.۶۸
Eu	۰.۶۹	۰.۶۷	۰.۶۳	۰.۵۶	۰.۸۹
Gd	۲.۷۷	۲.۰۰	۲.۶۸	۵.۳۰	۳.۸۸
Lu	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۲۲	۰.۵۴	۰.۲۹
Nb	۱۹.۸۰	۱۹.۷۰	۲۱.۸۰	۳۸.۷۰	۲۳.۴۰
Nd	۱۷.۲۰	۱۱.۹۰	۱۷.۲۰	۲۴.۷۰	۲۶.۸۰
Pb	۲۴.۰۰	۲۰.۰۰	۱۶.۰۰	۱۳.۰۰	۲۴.۰۰
Rb	۸۹.۵۰	۱۰۱.۵۰	۹۷.۵۰	۱۳۳.۰۰	۱۰۷.۰۰
Sm	۲.۴۴	۱.۹۲	۲.۵۸	۴.۸۹	۳.۸۳
Sr	۲۹۶.۰۰	۲۲۶.۰۰	۶۰۴.۰۰	۱۶۳.۰۰	۲۹۳.۰۰
Ta	۱.۷۰	۱.۹۰	۱.۶۰	۴.۹۰	۲.۱۰
Tb	۰.۳۲	۰.۲۹	۰.۳۵	۰.۹۱	۰.۵۰
Th	۱۹.۳۵	۱۱.۱۰	۱۸.۹۵	۳۹.۱۰	۲۰.۶۰
Tl	<۰.۵۰	<۰.۵۰	<۰.۵۰	<۰.۵۰	<۰.۵۰
Tm	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۵۵	۰.۲۵
U	۳.۶۶	۳.۲۸	۴.۴۹	۵.۱۳	۳.۴۳
V	۱۴.۰۰	۸.۰۰	۱۵.۰۰	۱۳.۰۰	۲۰.۰۰
W	۱.۰۰	۲.۰۰	۱.۰۰	۴.۰۰	۱.۰۰
Y	۹.۱۰	۸.۷۰	۱۱.۲۰	۳۳.۳۰	۱۵.۰۰
Yb	۱.۱۱	۱.۲۰	۱.۲۷	۳.۶۸	۱.۷۷
Zn	۳۵.۰۰	۱۶.۰۰	۱۴.۰۰	۱۸.۰۰	۳۷.۰۰
Zr	۱۲۵	۷۴	۱۲۸	۱۳۴	۱۹۹

جدول ۱ ادامه.

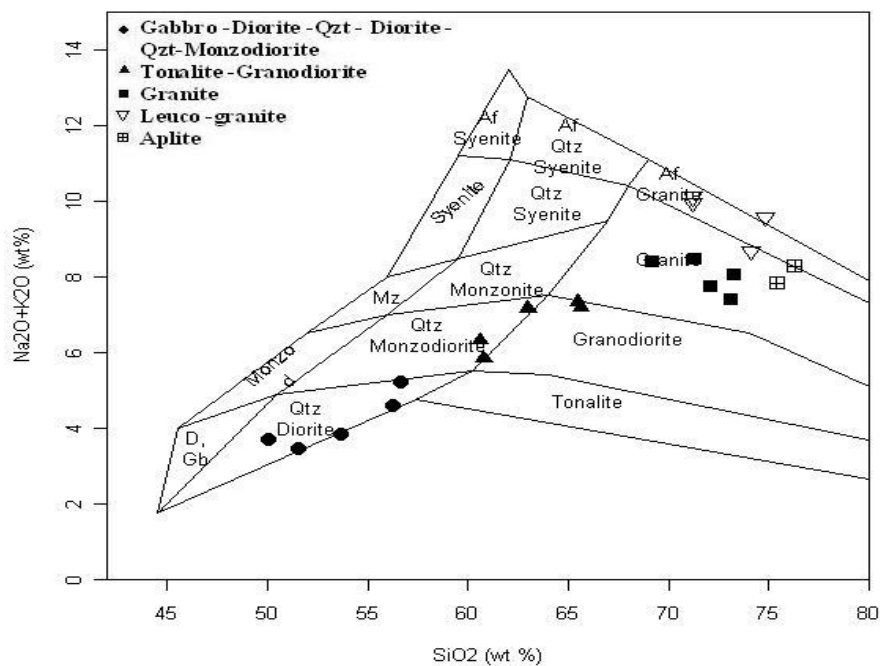
Sample	لوکوگرانیت				آپلیت	
	SGLG 1	SGLG 4	KP5	SGLG 7	MSGI 2	LOG 2
SiO ₂	۷۴.۱۰	۷۴.۸۰	۷۱.۲۰	۷۱.۲۰	۷۶.۳۰	۷۵.۴۰
Al ₂ O ₃	۱۴.۱۰	۱۴.۴۰	۱۴.۸۰	۱۶.۲۰	۱۲.۳۰	۱۲.۶۵
Fe ₂ O ₃	۰.۲۴	۰.۲۹	۰.۲۶	۰.۴۶	۰.۷۰	۰.۷۹
CaO	۱.۴۰	۰.۴۴	۰.۶۱	۰.۷۹	۰.۷۰	۱.۰۲
MgO	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۴
Na ₂ O	۳.۷۵	۴.۸۸	۴.۲۷	۷.۶۴	۳.۲۵	۴.۴۱
K ₂ O	۴.۴۹	۴.۷۴	۵.۸۵	۲.۳۲	۵.۰۳	۳.۴۲
Cr ₂ O ₃	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
TiO ₂	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۵
MnO	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱
P ₂ O ₅	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۱۰	۰.۰۱	۰.۰۱
LOI	۰.۵۰	۰.۲۰	۱.۱۰	۰.۳۰	۰.۸۹	۰.۶۹
Total	۹۹.۲۰	۹۹.۵۰	۹۸.۲۰	۹۹.۱۰	۹۹.۳۰	۹۸.۵۰
Ba	۴۸.۶۰	۷.۰۰	۴۰۱.۰۰	۹.۱۰	۱۵۰.۵۰	۱۸۲.۰۰
Ce	۵.۳۰	۱۰.۳۰	۲.۹۰	۶.۳۰	۲۰.۶۰	۲۱.۳۰
Cs	۲.۹۲	۳.۴۳	۳.۶۸	۱.۸۶	۰.۷۷	۱.۹۰
Cu	۵.۰۰	۶.۰۰	۵.۰۰	۹.۰۰	۸.۰۰	۱۰.۰۰
Dy	۲.۴۱	۲.۵۱	۱.۲۶	۲.۰۰	۲.۲۱	۳.۷۵
Er	۱.۲۰	۱.۱۴	۰.۳۶	۰.۹۹	۱.۵۰	۲.۵۷
Eu	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۳۳	۰.۲۲
Gd	۱.۴۴	۱.۳۸	۰.۷۶	۱.۰۸	۱.۹۸	۳.۰۰
Lu	۰.۲۷	۰.۲۲	۰.۱۴	۰.۲۲	۰.۲۸	۰.۴۱
Nb	۱۰۲.۵۰	۷۵.۳۰	۳۵.۰۰	۶۸.۱۰	۳۲.۵۰	۵۱.۹۰
Nd	۳.۵۰	۴.۲۰	۱.۲۰	۲.۴۰	۷.۷۰	۹.۷۰
Pb	۵۵.۰۰	۲۰.۰۰	۱۷.۰۰	۴۲.۰۰	۲۷.۰۰	۱۹.۰۰
Rb	۳۳۴.۰۰	۳۱۲.۰۰	۳۸۳.۰۰	۱۷۸.۵۰	۱۳۲.۰۰	۱۴۹.۵۰
Sm	۱.۷۱	۱.۵۵	۰.۶۳	۱.۰۸	۱.۸۱	۲.۸۳
Sr	۵۰.۱۰	۱۴.۵۰	۱۲.۸۰	۱۵.۰۰	۷۴.۸۰	۱۱۸.۰۰
Ta	۲۸.۰۰	۱۲.۵۰	۶.۳۰	۱۲.۸۰	۳.۶۰	۶.۸۰
Tb	۰.۳۸	۰.۳۹	۰.۲۱	۰.۳۱	۰.۳۶	۰.۶۲
Th	۶.۳۹	۵.۵۰	۴.۱۸	۳.۷۰	۲۰.۷۰	۳۲.۶۰
Ti	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۷۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰
Tm	۰.۲۳	۰.۲۳	۰.۱۲	۰.۱۹	۰.۲۲	۰.۴۲
U	۱۲.۸۰	۷.۵۸	۵.۴۵	۵.۳۹	۶.۸۹	۶.۰۲
V	<۵.۰۰	<۵.۰۰	<۵.۰۰	<۵.۰۰	<۵.۰۰	<۵.۰۰
W	۱.۰۰	۳.۰۰	۲.۰۰	۳.۰۰	۱.۰۰	۲.۰۰
Y	۱۳.۴۰	۱۳.۵۰	۷.۱۰	۱۰.۲۰	۱۳.۹۰	۲۱.۰۰
Yb	۱.۹۰	۱.۶۳	۰.۹۵	۱.۵۳	۱.۲۷	۲.۸۶
Zn	۱۳.۰۰	۱۰.۰۰	۵.۰۰	۱۶.۰۰	۸.۰۰	۱۰.۰۰
Zr	۲۳	۹	۱۴	۱۳	۲۹۵	۴۹

جدول ۱ ادامه.

Sample	واحد گرانودیوریت و تونالیت				
	MSGI 44	MSGI 9	MSGI 2	MSGI 33	MSGI 22
SiO ₂	۶۵.۵۰	۶۵.۶۰	۶۳.۰۰	۶۰.۶۰	۶۰.۸۰
Al ₂ O ₃	۱۷.۲۵	۱۷.۳۵	۱۸.۲۰	۱۵.۷۵	۱۶.۳۵
Fe ₂ O ₃	۳.۴۵	۳.۴۴	۴.۰۱	۵.۲۶	۵.۶۲
CaO	۳.۶۲	۳.۷۷	۴.۰۷	۵.۰۰	۵.۷۶
MgO	۱.۰۹	۱.۱۷	۱.۰۸	۳.۴۱	۲.۹۶
Na ₂ O	۵.۴۱	۵.۳۲	۵.۱۳	۴.۱۲	۳.۸۸
K ₂ O	۱.۹۳	۱.۸۸	۲.۰۴	۲.۱۹	۱.۹۵
Cr ₂ O ₃	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
TiO ₂	۰.۴۸	۰.۴۷	۰.۵۳	۰.۸۹	۰.۸۳
MnO	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۱۲
P ₂ O ₅	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۲۳	۰.۲۷	۰.۳۰
LOI	۱.۱۰	۰.۸۰	۱.۵۹	۲.۱۸	۱.۱۹
Total	۱۰۰.۰۰	۱۰۰.۰۰	۱۰۰.۰۰	۹۹.۹۰	۹۹.۹۰
Ba	۷۴۲.۰۰	۴۹۴.۰۰	۵۸۲.۰۰	۵۰۴.۰۰	۴۸۹.۰۰
Ce	۱۲۶.۰۰	۹۹.۳۰	۱۳۷.۰۰	۵۹.۵۰	۵۶.۱۰
Cs	۱.۸۹	۲.۲۱	۱۶۰.۰۰	۱.۴۳	۲.۴۸
Cu	۱۳.۰۰	۲۲.۰۰	۹.۰۰	۲۱.۰۰	۲۱.۰۰
Dy	۲.۶۰	۲.۹۸	۲.۶۴	۲.۰۵	۱.۸۰
Er	۲.۶۰	۲.۹۸	۲.۶۴	۲.۰۵	۱.۸۰
Eu	۱.۶۳	۱.۳۳	۱.۶۲	۱.۲۵	۱.۴۲
Gd	۷.۱۸	۶.۴۷	۶.۸۱	۴.۲۶	۴.۲۵
Lu	۰.۳۳	۰.۴۰	۰.۳۷	۰.۳۱	۰.۲۶
Nb	۲۴.۷۰	۳۷.۶۰	۳۱.۶۰	۲۳.۳۰	۱۸.۳۰
Nd	۴۰.۴۰	۳۳.۹۰	۴۵.۴۰	۲۳.۶۰	۲۵.۹۰
Pb	۱۵.۰۰	۱۶.۰۰	۴۹.۰۰	۳۴.۰۰	۱۷.۰۰
Rb	۷۹.۷۰	۷۸.۶۰	۶۲.۳۰	۱۰۳.۰۰	۷۶.۴۰
Sm	۶.۵۴	۶.۳۸	۶.۸۶	۱.۳۳	۴.۷۹
Sr	۵۷۷.۰۰	۵۶۲.۰۰	۵۳۳.۰۰	۴۳۲.۰۰	۷۶۱.۰۰
Ta	۲.۱۰	۳.۲۰	۲.۸۰	۱.۶۰	۱.۲۰
Tb	۰.۹۲	۰.۹۹	۰.۹۱	۰.۵۵	۰.۶۲
Th	۱۹.۱۰	۱۴.۶۰	۱۷.۰۵	۱۱.۱۰	۴.۴۸
Ti	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰
Tm	۰.۳۲	۰.۴۲	۰.۳۵	۰.۲۹	۰.۲۵
U	۲.۳۸	۳.۷۶	۲.۱۳	۳.۰۸	۲.۰۱
V	۳۹.۰۰	۳۹.۰۰	۴۰.۰۰	۱۰۸.۰۰	۸۸.۰۰
W	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰
Y	۲۱.۱۰	۲۸.۴۰	۲۰.۹۰	۱۹.۱۰	۱۷.۱۰
Yb	۲.۱۳	۲.۷۰	۲.۴۰	۲.۰۲	۱.۶۵
Zn	۶۱.۰۰	۶۶.۰۰	۵۳.۰۰	۷۳.۰۰	۷۹.۰۰
Zr	۳۱۵	۲۵۹	۲۹۵	۱۷۳	۱۱۵

جدول ۱ ادامه.

Sample	واحد سنگ های حد واسط				
	MSGI 26	MSGI 7	MSGI 38	MSF 37	MSGI 40
SiO ₂	۵۶.۳۰	۵۶.۷۰	۵۳.۷۰	۵۱.۶۰	۵۰.۱۰
Al ₂ O ₃	۱۵.۵۵	۱۸.۹۰	۱۳.۹۵	۱۲.۵۵	۱۶.۳۰
Fe ₂ O ₃	۶.۲۵	۶.۴۹	۸.۹۵	۶.۸۷	۷.۴۲
CaO	۷.۱۸	۷.۵۰	۹.۶۱	۱۱.۱۰	۱۰.۶۰
MgO	۶.۷۳	۲.۱۶	۸.۱۷	۱۱.۱۵	۸.۲۱
Na ₂ O	۳.۱۹	۳.۹۰	۳.۳۲	۲.۳۸	۲.۵۷
K ₂ O	۱.۴۰	۱.۲۹	۰.۵۱	۱.۰۶	۱.۱۳
Cr ₂ O ₃	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۰۴
TiO ₂	۱.۰۲	۰.۹۹	۰.۹۳	۰.۷۶	۱.۰۷
MnO	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۸	۰.۱۲	۰.۱۴
P ₂ O ₅	۰.۲۷	۰.۳۴	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۲۱
LOI	۱.۸۸	۱.۳۹	۱.۱۰	۱.۹۸	۲.۸۷
Total	۱۰۰.۰۰	۹۹.۹۰	۱۰۰.۵۰	۹۹.۹۰	۱۰۰.۰۰
Ba	۲۹۱.۰۰	۴۵۷.۰۰	۷۲.۷۰	۲۱۲.۰۰	۵۱۷.۰۰
Ce	۳۷.۰۰	۹۱.۲۰	۲۵.۰۰	۳۵.۱۰	۳۴.۹۰
Cs	۲.۷۶	۰.۸۵	۰.۷۳	۰.۷۸	۱.۳۳
Cu	۱۰.۰۰	۲۹.۰۰	۱۶.۰۰	۱۶.۰۰	۵۲.۰۰
Dy	۱.۶۵	۴.۰۵	۲.۰۶	۱.۵۶	۳.۳۷
Er	۱.۶۵	۴.۰۵	۲.۰۶	۱.۵۶	۱.۹۸
Eu	۱.۲۰	۲.۴۲	۱.۱۰	۱.۱۰	۱.۲۳
Gd	۳.۷۵	۹.۱۵	۳.۴۱	۳.۶۵	۳.۷۶
Lu	۰.۲۱	۰.۴۶	۰.۲۹	۰.۱۹	۰.۲۷
Nb	۱۱.۴۰	۴۲.۲۰	۹.۳۰	۹.۰۰	۱۴.۳۰
Nd	۱۸.۸۰	۴۹.۴۰	۱۴.۲۰	۱۷.۹۰	۱۷.۵۰
Pb	۱۷.۰۰	۲۱.۰۰	۱۶.۰۰	۱۴.۰۰	۱۱.۰۰
Rb	۵۸.۷۰	۳۶.۶۰	۱۶.۷۰	۳۸.۵۰	۴۸.۷۰
Sm	۳.۹۲	۱۰.۲۵	۳.۴۱	۳.۸۳	۳.۷۹
Sr	۴۴۱.۰۰	۶۱۲.۰۰	۳۹۵.۰۰	۲۹۶.۰۰	۴۵۱.۰۰
Ta	۰.۸۰	۳.۵۰	۰.۷۰	۰.۷۰	۰.۸۰
Tb	۰.۵۷	۱.۴۳	۰.۶۰	۰.۵۵	۰.۶۱
Th	۶.۶۸	۸.۵۵	۲.۱۳	۴.۳۵	۲.۲۸
Ti	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰
Tm	۰.۲۲	۰.۵۳	۰.۲۹	۰.۲۰	۰.۲۷
U	۲.۱۹	۲.۰۰	۰.۹۰	۰.۹۹	۰.۵۴
V	۱۸۹.۰۰	۱۰۱.۰۰	۲۰۶.۰۰	۱۳۶.۰۰	۱۵۷.۰۰
W	۴.۰۰	۱.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	<۱.۰۰
Y	۱۵.۶۰	۳۴.۸۰	۱۹.۲۰	۱۲.۷۰	۱۸.۲۰
Yb	۱.۴۶	۳.۳۵	۱.۹۱	۱.۲۹	۱.۷۸
Zn	۷۷.۰۰	۷۲.۰۰	۸۰.۰۰	۶۰.۰۰	۷۰.۰۰
Zr	۱۰.۱	۶۶	۷۷	۸۷	۱۰.۳



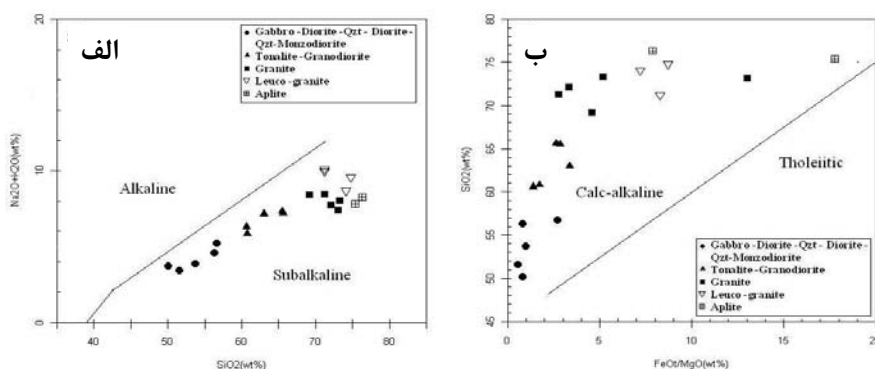
شکل ۶ نمودار مجموعی قلیایی نسبت به سیلیس [۱۱] برای سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی.

نمودار تقسیم‌بندی ماگماها بر اساس درجه‌ی اشباع از آلومینا معروف است [۱۶، ۱۷]، نیز در تعیین خاستگاه ماگماهای گرانیتوئیدی اهمیت ویژه‌ای دارد. بنابر این نمودار سنگ‌های مورد بررسی در مجموعه‌ی پلوتونیک مشیرآباد در قلمرو گرانیتوئیدی نوع I و در گستره‌ی مت‌آلومین تا کمی پرآلومین توزیع شده‌اند (شکل ۹ ب). با توجه به حضور کانی‌های تیره اصلی هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه و عدم حضور کانی‌های غنی از Al مانند کوردیریت، کرونوموم و توپاز در این سنگ‌ها ماهیت پرآلومینوس آن‌ها را نمی‌توان به فرایندهای هضم در بخش‌های میانی و بالایی پوسته‌ی قاره‌ای وابسته دانست. بنابراین ویژگی‌های بالا نشان دهنده‌ی ماهیت مت‌آلومینوس سنگ‌های مورد بررسی است و ماهیت پرآلومینوس آن‌ها را می‌توان به میزان آب در ناحیه‌ی گداخته شدن نسبت داد [۱۸].

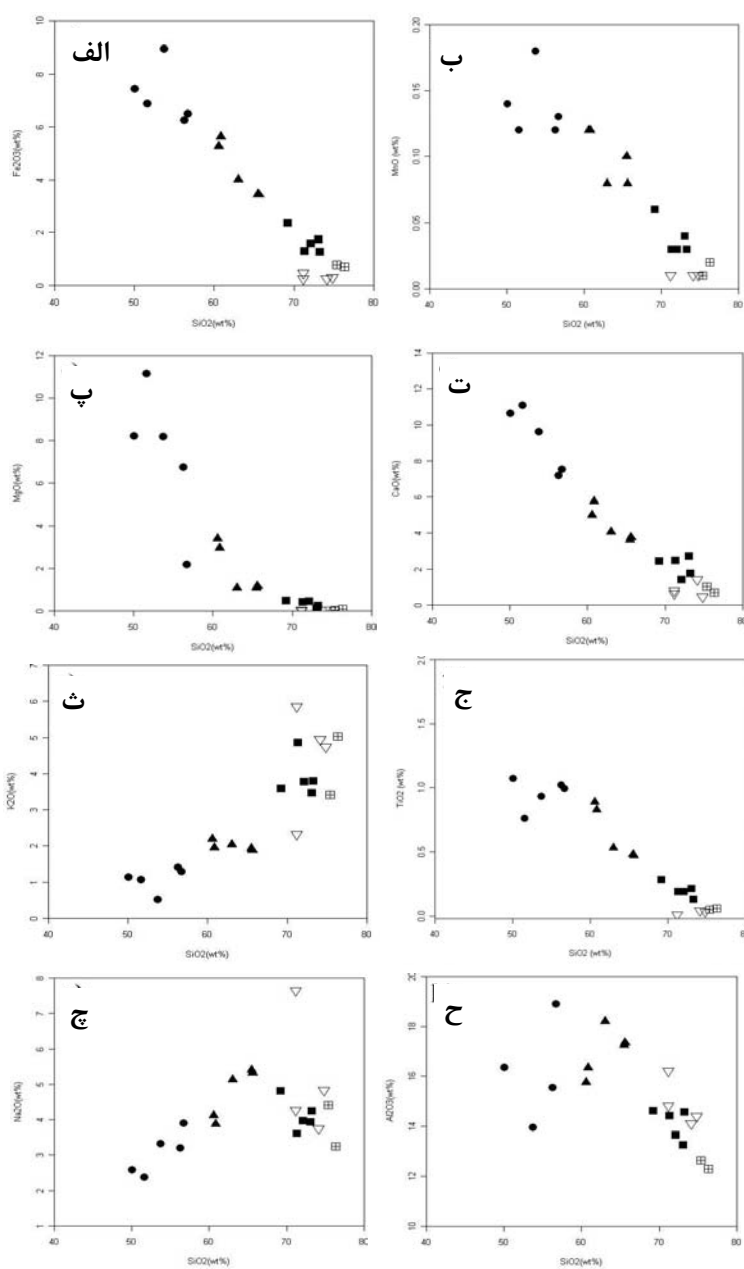
تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 در (شکل ۱۰) ترسیم شده است. چنانکه شکل نشان می‌دهد، فراوانی عناصر U و Rb با افزایش محتوای سیلیس ماگما رو به فزونی می‌گذارد و عناصری نظیر Ni، V، Zn و Cr روند نزولی دارند که این تغییر روندها را می‌توان به فرایندهای جدایش بلوری نسبت داد.

نمونه‌ها در نمودار کل ماده‌ی قلیایی نسبت به سیلیس [۱۲] برای جدایش گستره‌های قلیایی و شبه قلیایی (شکل ۷ الف) و در نمودار (FeO^{tot}/MgO) نسبت به SiO_2 [۱۳] برای جدایش گستره‌های آهکی-قلیایی و تولیتی (شکل ۷ ب) تصویر شده‌اند، چنانکه مشاهده می‌شود نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند.

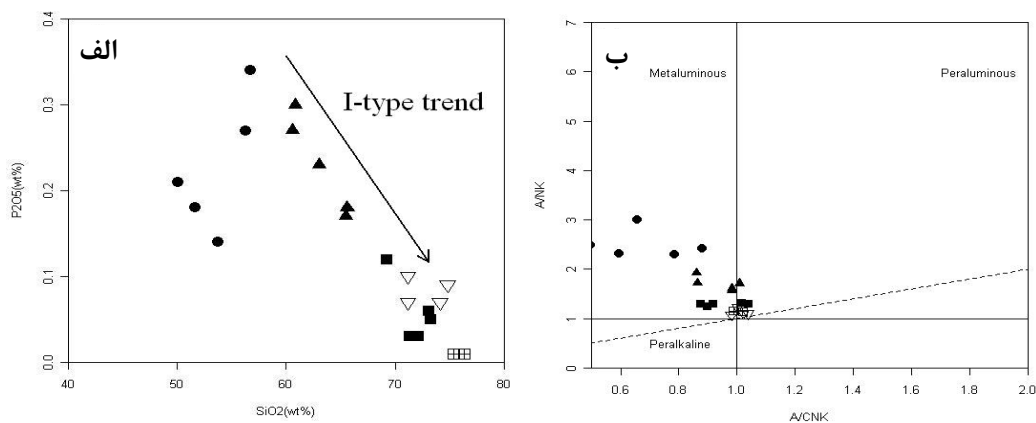
متداول‌ترین روش برای تعیین چگونگی شکل‌گیری ماگما، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی است. نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 [۱۴] نشان می‌دهد که عناصری نظیر CaO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MnO و MgO با افزایش محتوای SiO_2 کاهش نشان می‌دهند، K_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی دارند زیرا با پیشرفت جدایش، مقدار آن‌ها در گدازه‌ی باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختار فلدسپارها شوند (شکل ۸)، میزان Al_2O_3 و Na_2O روند خاصی را نشان نمی‌دهد که می‌تواند در اثر فرایندهای بعدی مانند دگرزهای باشد. فراوانی اکسید فسفر با افزایش SiO_2 در مجموعه‌ی پلوتونیک مورد بررسی سیر نزولی دارد. این روند با ویژگی‌های ماگماهای نوع I همخوانی دارد [۱۵] (شکل ۹ الف). نمودار A/CNK نسبت A/NK که به



شکل ۷ الف) نمودار مجموعه‌ی قلیایی نسبت به سیلیس [۱۲]. ب) نمودار (FeO^{tot}/MgO) نسبت به SiO₂ برای جدایش گستره‌های آهکی-قلیایی و تولیتی [۱۳]، نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی و آهکی-قلیایی قرار دارند.



شکل ۸ نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس گرانیتوئیدهای مشیرآباد [۱۴]. (علائم مشابه شکل ۷).



شکل ۹ الف) سیر نزولی فراوانی P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 در مجموعه‌ی پلوتونیک مشیرآباد. این روند با شاخص‌های ویژه ماگماهای نوع I هم‌خوانی دارد [۱۵]. ب) نمودار تغییرات A/CNK نسبت به A/NK برای تعیین درجه‌ی اشباع از آلومینا [۱۶، ۱۷]، نمونه‌ها گستره‌ی شبه آلومین تا کمی پرآلومین قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۷).

اهمیت‌اند [۲۱]. مجموعه‌ی گرانیتوئید مورد بررسی دارای $ASI < 1$ و مقدار $Na+K < Al$ بوده و در نتیجه در زمره گرانیتوئیدهای مت‌آلومین به شمار می‌رود. از نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O [۱۵] می‌توان برای جدایی نوع گرانیتوئیدهای نوع I و S استفاده کرد، در این نمودار سنگ‌ها در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I تصویر شده‌اند (شکل ۱۲ الف).

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگما

شکل‌گیری پهنه‌ی سنندج- سیرجان که از دیدگاه زمین-ساختی کلی در میانه‌ی نوار چین خورده‌ی آلپ - هیمالیا قرار دارد، به زمین‌دز پوسته‌ی اقیانوسی تیتیس جوان وابسته است. بررسی ماگماتیسیم و تعیین محیط زمین‌ساختی در حاشیه‌های فعال قاره‌ای از بسیاری جهات، با پیچیدگی‌ها و تردیدهایی مواجه است و بدین سبب همواره مورد بررسی بسیاری از پژوهشگران بوده است [۲۲]. در اینجا سعی شده است بر پایه‌ی فراوانی عناصر اصلی و کمیاب، محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی مورد بررسی مشخص شود.

رفتار ژئوشیمیایی بعضی از عناصر در نمونه‌های گرانیتی با چند نمونه از گرانیت‌های قوس آتشفشانی از شیلی، جامائیکا و عمان مقایسه شده‌اند (شکل ۱۲ ب). در نمودارهای عنکبوتی واحد گرانیتی مشیرآباد (شکل ۱۳) از نظر عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند La, Rb, K, Ce و Th غنی‌شدگی روشنی را نشان می‌دهند و به‌طور نسبی از عناصر با شدت میدان شدید (HFSE) مانند Nb, Ti, Y و Yb تهی‌شدگی دارند. این ویژگی از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی

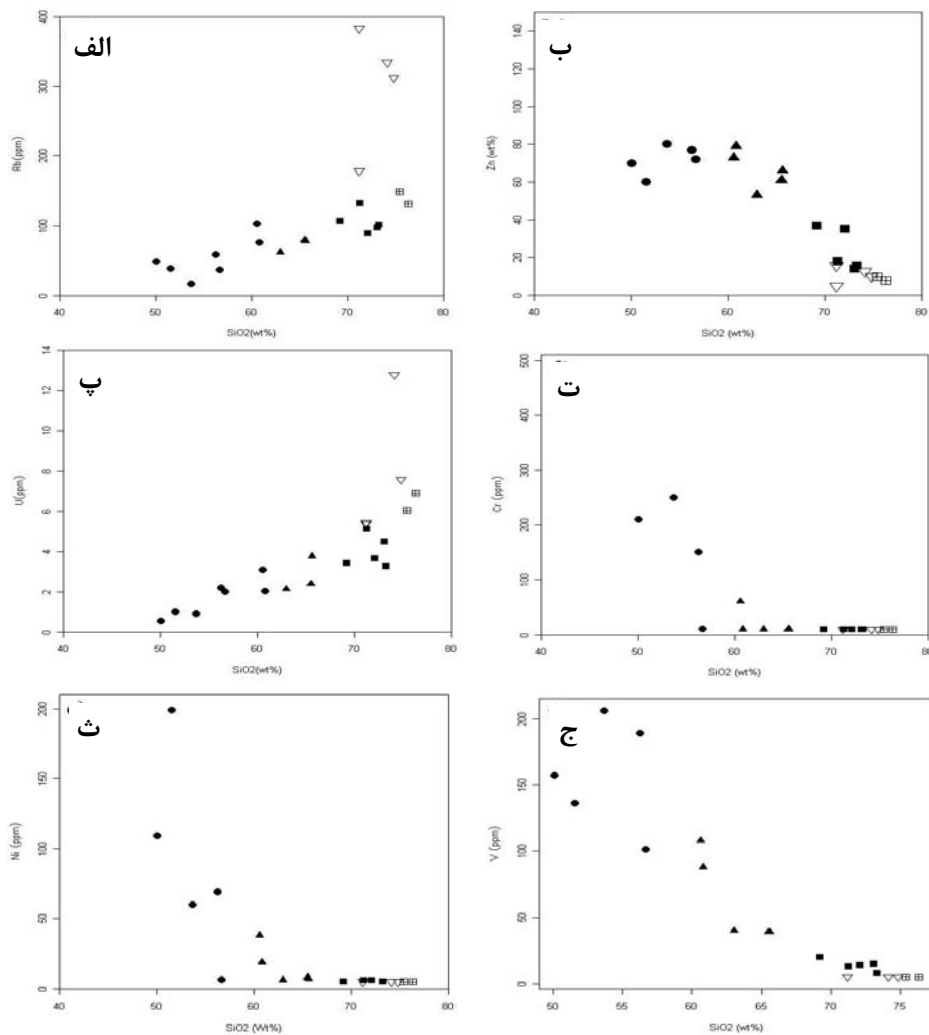
از آنجا که فرآیندهای گداختن بخشی و تبلور جدایشی هر دو منجر به ایجاد پدیده‌های نهایی مشابهی در شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی می‌شوند، بنابراین با مشاهده ارتباط خویشاوندی نمونه‌ها، باید دید که کدام یک از این فرایندها مسبب این ارتباط هستند؟ برای پاسخ به این سوال لازم است از نمودارهای خاصی استفاده شود. در بعضی از نمودارها تغییرات دو عنصر ناسازگار نسبت به یکدیگر رسم می‌شود. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدا مختصات نیز بگذرد نشان دهند، در این صورت فرایند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور جدایشی است. در غیر این صورت گداختن بخشی متعادل با خاستگاه عامل اصلی ارتباط است [۱۹].

نمودار K_2O-Rb روند خطی با شیب مثبت را برای نمونه‌های وابسته به توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد نشان می‌دهد که نشان دهنده‌ی تبلور جدایشی در شکل‌گیری این نمونه‌ها هستند. نمودار تغییرات SiO_2-TiO_2 نشان دهنده‌ی جدایش TiO_2 طی روند جدایشی است. میزان تغییرات عیار TiO_2 در سنگ‌های حدواسط منطقه‌ی مورد بررسی زیاد و در سنگ‌های اسیدی کم است. دو عنصر Ti و V در نمودار $V-TiO_2$ نیز طی جدایشی سیر نزولی داشت، که این می‌تواند به تشکیل مگنتیت و جان‌شینی این دو عنصر به جای آهن در شبکه‌ی مگنتیت طی روند جدایی وابسته باشد [۲۰] (شکل ۱۱).

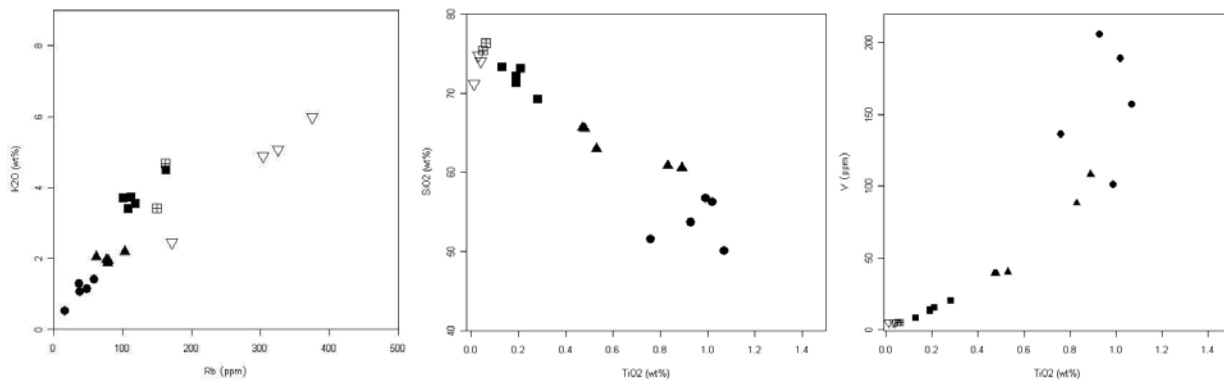
ضریب اشباع از آلومینیوم یا (ASI) که برابر است با: $ASI = [Al / (Ca - 1.67P + Na + K)]$ و نیز نسبت $Na_2O + CaO - K_2O$ نسبت به SiO_2 در تعیین نوع گرانیتوئیدها حائز

بی‌هنجاری منفی Nb نیز شاخص مناطق وابسته به فرورانش و کرانه‌های فعال قاره‌ای است [۲۴].

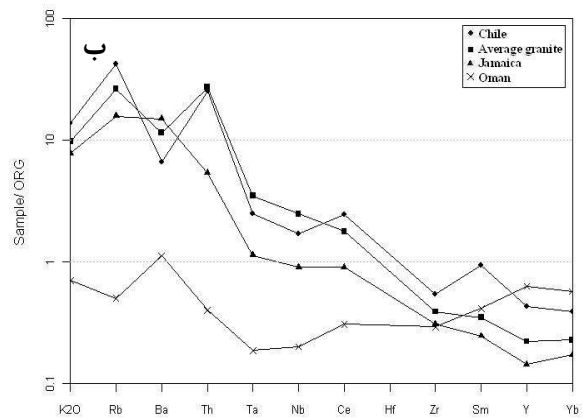
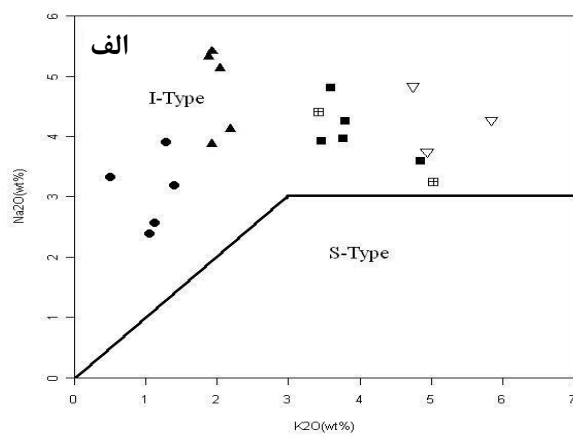
وابسته به مناطق فرورانش است [۲۳]. این نمونه‌ها یک غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و یک تهی‌شدگی در HREE و نیز بی‌هنجاری منفی در Eu را نشان می‌دهند.



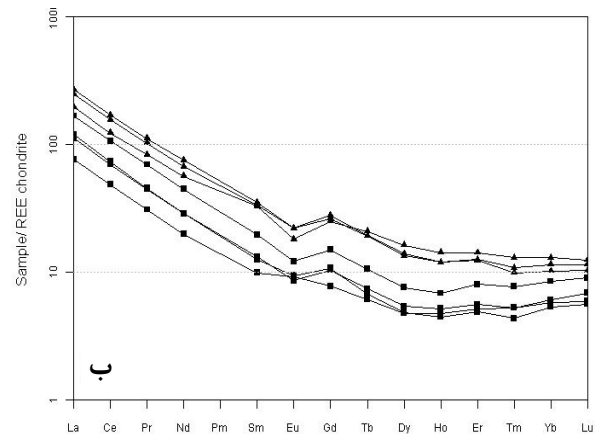
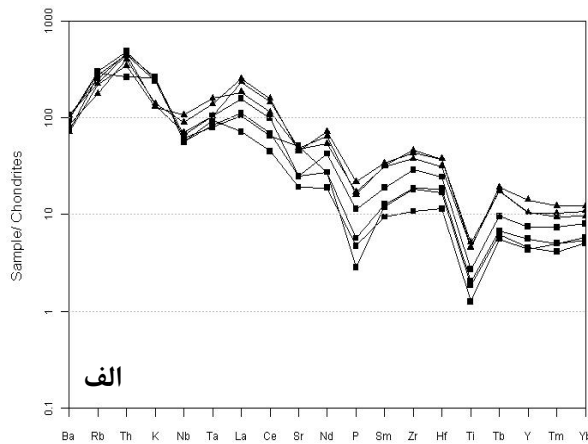
شکل ۱۰ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر کمیاب نسبت به سیلیس گرانیتوئیدهای مشیرآباد [۱۴]. (علائم مشابه شکل ۷).



شکل ۱۱ بررسی روند تفریق در نمونه‌های گرانیتوئیدی مشیرآباد [۱۹] (علائم مشابه شکل ۷ می‌باشند).



شکل ۱۲ الف) نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از همدیگر [۱۵]. گرانیتوئیدهای مشیرآباد در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۷). ب) مقایسه‌ی تمرکز بعضی از عناصر در گرانیت‌های مشیرآباد با گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی نوعی دنیا روند نمونه‌ها مشابه با گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی شیلی است (نمونه‌ها نسبت به گرانیت‌ها)



شکل ۱۳ الف) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی برای نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه‌ی مورد بررسی بر اساس داده‌های کندریت [۳۷]. ب) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بر اساس داده‌های کندریت [۳۸] ترسیم شده است.

با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی (چگونگی تمرکز عناصر اصلی، توزیع و فراوانی عناصر ناسازگار)، گرانیتوئیدهای منطقه از نوع I هستند و برای خاستگاه این سنگ‌ها از سوی [۲۸، ۲۷] سه پیشنهاد زیر ارائه شده است:

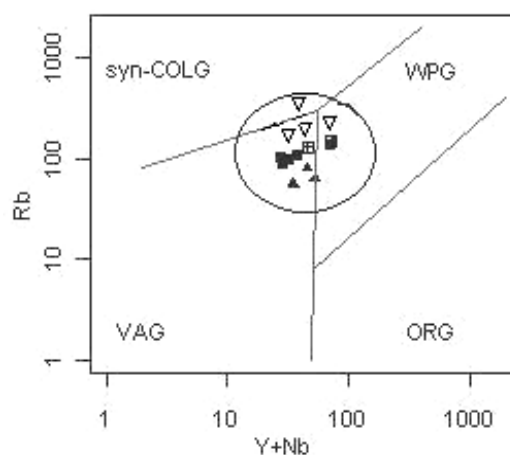
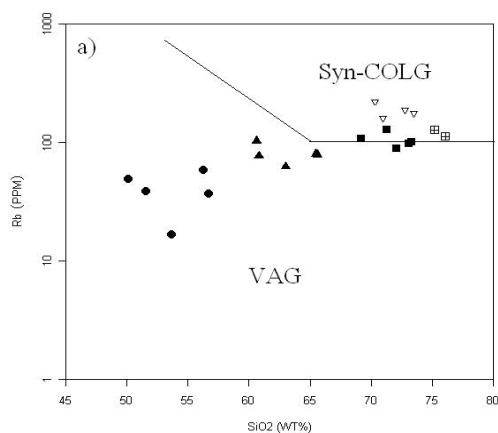
- ۱- ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده
- ۲- ذوب گوهی گوشته‌ای دگرنهاد شده در بالای صفحه فرورانش
- ۳- ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین در اثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشته‌ای

در نمودارهای [۲۶، ۲۵] گرانیت‌ها را از لحاظ زمین‌ساختی به چهار گروه، شامل: گرانیت‌های زون گسترش (ORG) و گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد قاره‌ای (Syn-COLG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمربندهای زون فرورانش (VAG) تقسیم شده‌اند، نمونه‌های گرانیتوئید مشیرآباد در گستره‌ی قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند و توده‌ی گرانیتوئیدی این گستره، ویژگی گرانیتوئیدهای وابسته به کرانه‌های قاره‌ای فعال را نشان می‌دهند که دارای بیوتیت و هورنبلند بوده و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند (شکل ۱۴).

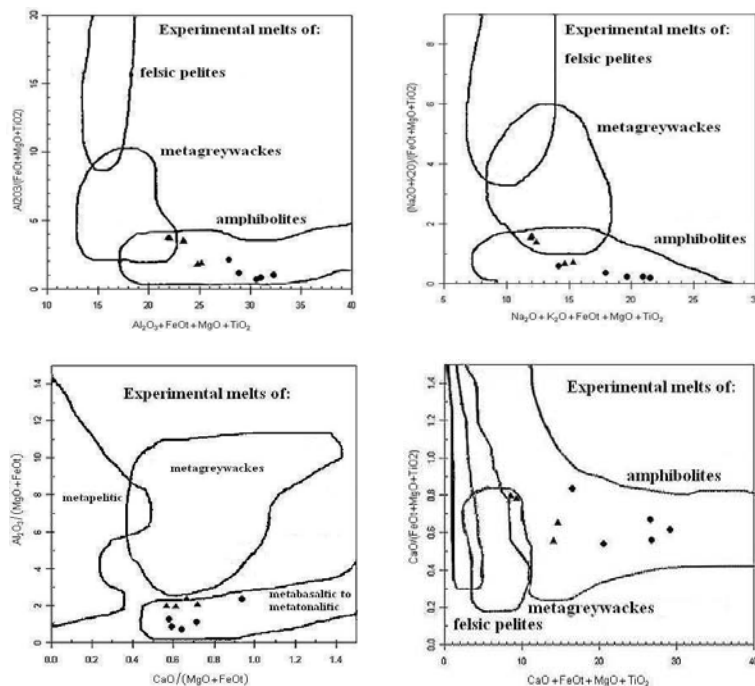
ذوب بخشی سنگ‌های آذرین دگرگون شده (حدواسط) در پوسته‌ی زیرین، به واسطه‌ی ذوب بدون آب آمفیبولیت می‌تواند منجر به تشکیل ماگماهای تونالیتی (دیوریتی) شود [۳۴]. به نظر می‌رسد خاستگاه گرانیتوئیدهای منطقه‌ی مشیرآباد نیز به این صورت باشد بدین ترتیب در منطقه‌ی مورد بررسی با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی، چنین به نظر می‌رسد که توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین به وجود آمده است و تبلور جدایشی گدازه‌ها طیف انواع سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی را سبب شده است.

گرمای لازم برای ذوب از حضور ماگماهای بازی گوشته‌ای در پی سنگ پوسته‌ی زیرین تامین می‌شود [۳۵]. ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته ممکن است با دخالت سازندگانی (اجزایی) از گوشته نیز توأم باشد. زیرا نفوذ این ماگماها در گدازه‌های بخشی پوسته‌ای، می‌تواند فرایندهایی نظیر اختلاط/ آمیختگی ماگمایی، انتشار انتخابی عناصر قلیایی و تغییرات ایزوتوپی را به دنبال داشته باشد. [۳۶] نفوذ این ماگماها درون و زیر ورقه‌های در حال فرورانش را عامل توزیع گرما و در نتیجه ذوب بخشی پوسته می‌داند. دخالت گدازه‌های گوشته‌ای در تشکیل ماگمای دیوریتی با شاخص‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی این توده‌ی گرانیتوئیدی پذیرفتنی است، بدین ترتیب این ماگماها را می‌توان عامل ایجاد گرما در تشکیل ماگمای دیوریتی در نظر گرفت.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مجموعه‌ی پلوتونیک مورد بررسی نظیر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار K، Th، Rb، Ce، La و Nd و بی‌هنجاری منفی Ti، Nb و Eu، نسبت Rb/Sr کمتر از ۰/۶ در این توده، وجود کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، A/NCK کمتر از یک و A/NK بیش از یک، با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین همخوانی بیشتری دارد [۲۹،۲۱]. لذا منابع ماگمایی با خاستگاه پوسته‌ای و یا حداقل با دخالت موثر منابع پوسته‌ای را بایستی انتظار داشته باشیم [۲۲]. بر اساس نتایج حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی ای، ماگماهای گرانیتوئیدی آهکی - قلیایی نوع I می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون مافیک تا حد واسط آبدار در پوسته به‌وجود آیند [۳۰]. از طرف دیگر گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک دارای نسبت‌های $Al_2O_3 / (FeO_{total} + MgO + TiO_2)$ و $(Na_2O + K_2O) / (FeO + MgO + TiO_2)$ پایین‌تری نسبت به گدازه‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل ۱۵). بنابراین گرانیتوئیدهای دارای نسبت‌های پایین $Al_2O_3 / (FeO_{total} + MgO + TiO_2)$ و $(Na_2O + K_2O) / (FeO + MgO + TiO_2)$ می‌توانند از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شوند. در نمودارهای طراحی شده بر اساس بررسی‌های تجربی [۳۱-۳۳] نمونه‌های مافیک به‌عنوان ترکیب ماگمای اولیه در قلمروهای ترکیبی گدازه‌های تجربی مشتق شده از ذوب متاپلیت‌ها، متاگرایواک‌ها و آمفیبولیت‌ها نشان داده شده است (شکل ۱۵).



شکل ۱۴ موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های گرانیتوئیدی مشیرآباد در نمودارهای [۲۶،۲۵]، این نمودارها نشان می‌دهند که اکثر نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۷).



شکل ۱۵ قلمرو ترکیبی گدازه‌های تجربی مشتق از گداخت پلیت‌ها، متاگرایوک‌ها و آمفیبولیت‌ها [۳۱-۳۳] و ترکیب نمونه‌های مافیک منطقه به-عنوان ترکیب ماگمای مادر (علائم مشابه شکل ۷).

برداشت

مجموعه‌ی پلوتونیک مشیرآباد واحدهای سنگی مختلف را در خود جای داده است. طیف سنگ‌های موجود در این مجموعه از دیوریت تا گرانودیوریت و گرانیت تغییر می‌کند. روابط صحرایی این توده‌ها نشان می‌دهند که مرز بین واحدهای منطقه به صورت تدریجی و نشانگر تبلور جدایشی کانی‌های سازنده و خاستگاه گرفتن آن‌ها از یک ماگمای مشترک است که با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی می‌توان این مجموعه را حاصل ماگمایی با ترکیب حدواسط (دیوریتی) حاصل از ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین دانست. نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های این مجموعه از نوع گرانیتوئیدهای نوع I آهکی-قلیایی و از نظر درجه‌ی اشباع از آلومینیوم (ASI) مت‌آلومین تا کمی پرآلومین هستند. به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماگماتیسم ناشی از فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نفوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی وابسته بوده و در یک محیط زمین-ساختی وابسته به کرانه‌های قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند.

مراجع

- [۲] سپاهی گرو، ع.ا.، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸) ۳۲۵ صفحه.
- [۳] قلمقاش ج.، "توده‌های گرانیتوئیدی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۶) ۱۴۴ صفحه.
- [۴] احمدی خلجی، ا.، "پترولوژی توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد"، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه تهران (۱۳۸۶) ۱۹۰ صفحه.
- [۵] امید س.م.، "تحقیق سنگ‌شناسی آذرین جنوب شهرستان قروه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۴۵) ۶۰ صفحه.
- [۶] شیخ ذکریائی ج.، "بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین قروه"، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه آزاد تهران (۱۳۸۷) ۴۰۰ صفحه.
- [۷] نبوی م.ح.، "دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۵) ۱۳۵ صفحه.
- [8] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", American Journal of Science 304 (2004) 1-20.
- [۹] محجل م. و سهندی م.ر.، "تکامل تکتونیکی پهنه سمنج سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه های جدید

[۱] ترکیان ا.، "مطالعه پتروگرافی و پترولوژیکی پگماتیت‌های الوند همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی، دانشگاه تهران (۱۳۷۴) ۱۷۲ صفحه.

- [26] Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J. Petrol* 25 (1984) 956-983.
- [27] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzeonism in the Eurr H., "High potassium, calc-alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosgos (France) and northern Schwarzwald (Germany)", *Lithos* 50 (2000) 51-73.
- [28] Laouar R., Boyce A.J., Arafa M., Ouabadi A. Fallick A.E., "Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria)", *J. African Earth Science* 41 (445-465).
- [29] Chappell B.W., Stephens W.E., "Origin of infra-crustal (I-type) granite magmas, In: Origin of granite", *Earth Science* 79(2-3) (1988) 71-86.
- [30] Roberts M.P., Clemens J.D., "Origion of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids", *Geol.* 21 (1993) 825-828.
- [31] Patino~ o Douce A.E., "Effects of pressure and H₂O content on the composition of primary crustal melts", *Trans. R.Soc. Edinburgh: Earth Science* 87 (1996) 11-21.
- [32] Patino~ o Douce A.E., Beard J.S., "Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar", *J. Petrol* 36 (1995) 707-738.
- [33] Patino~ o Douce A.E., McCarthy T.C., "Melting of crustal rocks during continental collision and subduction, In: Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks", *Petrology and Structural Geology*, Vol. 10. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (1998) 27-55.
- [34] Johannes W., Holtz F., "Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks", Berlin, Springer-Verlag (1996) 335pp.
- [35] Gupta A.A., "Igneous rocks", Allied publishers limited, India, New Delhi (1998) 690 pp.
- [36] Clemens J.D., "S-type granitic magma-petrogenetic issues, model and evidence", *Earth science. Rev* 61 (2003) 1-18.
- [37] Thompson A.B., "Magmatism of the Bristish Tertiary Volcanic Province", *Scott. J. Geol.* 18 (1982) 50-107.
- [38] Boyenton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*", Elsevier (1984) 63-114.
- در آن، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هشتم، شماره ۳۱-۳۲ (۱۳۷۸).
- [۱۰] حسینی م.، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، برگ شماره ۵۵۶۰ (۱۳۷۶).
- [11] Middlemost E. A. K., "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology" , Longman Groupuk, London (1985).
- [12] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", *Can. J. Earth Science* 8 (1971) 523-484.
- [13] Miashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *Am. J. Science* 274 (1974) 321-355.
- [14] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen, London (1909).
- [15] Chappel B.W., White A.J.R., "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Trans. R.Soc. Edinb. Earth Science* 83 (1992) 1-26.
- [16] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geol. Amer. Bull* 101 (1989) 635-643.
- [17] Shand S.J., "Eruptive rocks", T. Murby, London (1947) 488p.
- [18] Waight T.E., Weaver S.D., Muir R.J., "The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand, granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 130 (1998) 225-239.
- [19] Rogers j.j.W., Suayah I.B., Edwards J.M., "Trace elements in continental margine magmatism", Part IV. *Geol. Sec. Am. Bull* 95 (1984) 1437-1445.
- [۲۰] علیرضایی ع.، ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی معدن مس میدوک و رابطه آن با کانسار سازی مس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۸) ۱۷۸ صفحه.
- [21] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", *Pac. Geol* 8 (1974) 173-174.
- [۲۲] ترکیان ا.، مطالعه ماگماتیسیم توده گرانودیوریتی منطقه جنوب قروه، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷) ۱۳۵ صفحه.
- [23] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London (1989) 461 pp.
- [24] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geol. Amer. Bull.* 101 (1989) 635-643.
- [25] Pearce J., "Sources and setting granitic rocks", *Episodes*, 19(4) (1996) 120-125.