

پترولوژی و ژئوشیمی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران)

احمد احمدی خلجی، محمد ولی ولی‌زاده*، داریوش اسماعیلی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۵۵-۱۴۱۵۵، تهران

* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: mvalizad@chamran.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۴/۲/۱۲؛ پذیرش: ۸۴/۷/۶)

چکیده

توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد بخشی از توده‌های نفوذی موجود در زون سنندج-سیرجان را تشکیل داده و به صورت کشیده و طویل، به موازات شیستوزیته غالب سنگ‌های دگرگونی با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده عمدتاً متشکل از مونوزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزادیوریت و گرانیت اسفندار با ترکیب غالب گرانودیوریتی می‌باشد. مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده واحدهای اصلی این توده از نوع I، کالک‌آلکان و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متآلومین تا کمی پرآلومین می‌باشد. پایین بودن نسبت‌های $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ و $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ و شواهد ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب، نشان می‌دهند که منشأ ماگمای اولیه از پوسته‌ی زیرین بوده که در طی یک حاشیه ورقه‌ی همگرا ایجاد شده است. این ماگما احتمالاً در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین بوجود آمده است و تبلور تفریقی مذاب‌ها در سطوح بالاتر پوسته، واحدهای مختلف سنگ‌شناسی را سبب گردیده‌است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، بروجرد، گرانیتوئید، نوع I، منشأ پوسته‌ای، زون سنندج-سیرجان، کالک‌آلکان

مقدمه

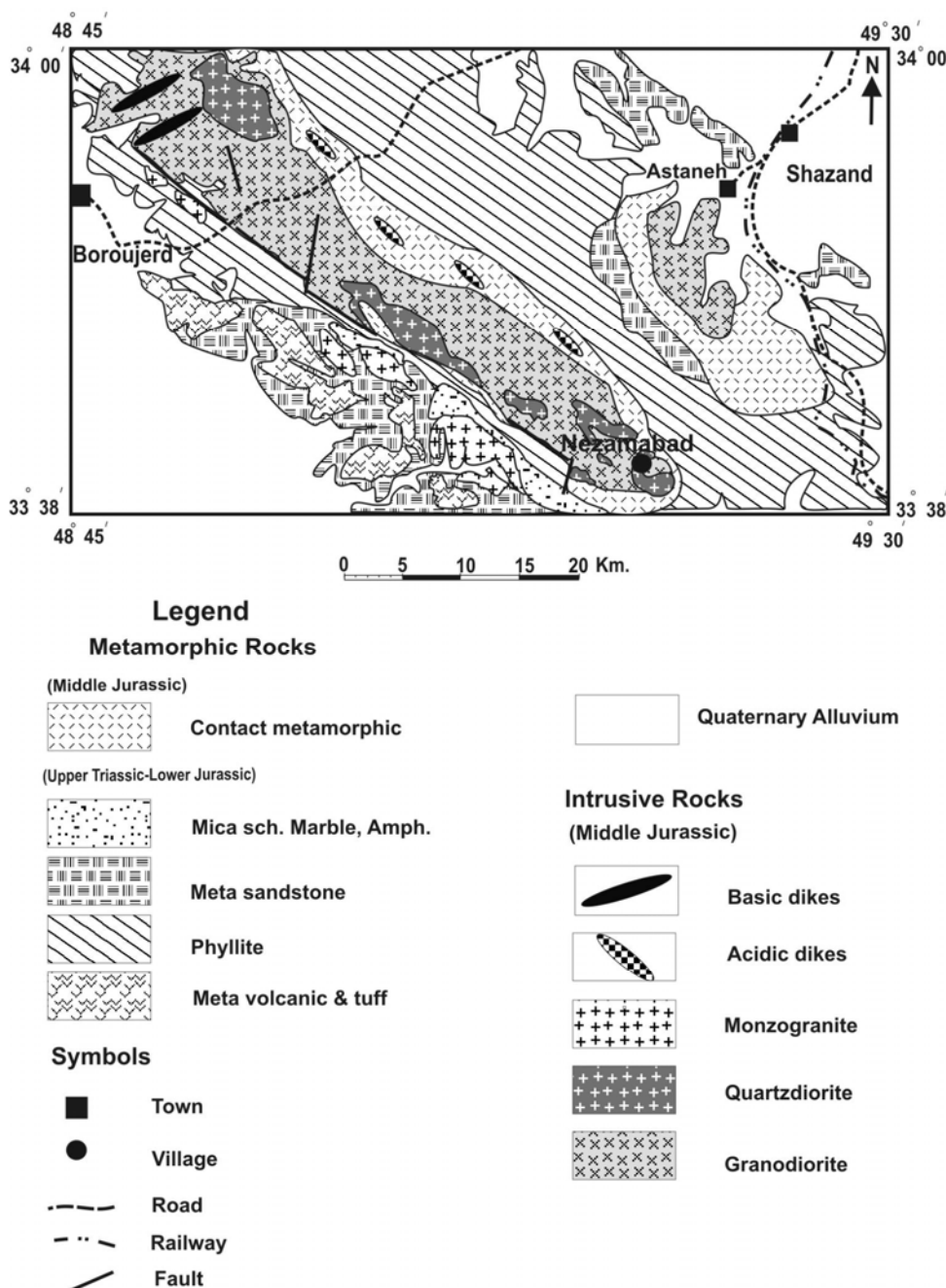
ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد در حاله‌ای از ابهام بوده و کمتر مورد توجه قرار گرفته است، لذا در این نوشتار سعی شده ویژگی‌های مختلف پترولوژیکی و ژئوشیمیایی آن مشخص گردد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه‌ی مورد مطالعه در بخش شمال غربی نوار سنندج-سیرجان و در شرق و جنوب‌شرق شهرستان بروجرد قرار گرفته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه متعلق به تریاس بوده که در جنوب‌شرقی بروجرد رخنمون دارند و شامل متاولکانیک‌ها با درون لایه‌هایی از مرمهرهای نازک تا ضخیم لایه می‌باشند و جدیدترین نهشته‌های آن، آبرفت‌های عهد حاضر است. مهم‌ترین حادثه زمین‌شناسی که در پی آن توده‌ی عظیم گرانیتوئیدی بروجرد شکل گرفته است، در زمان مزوزوئیک (ژوراسیک میانی) اتفاق افتاده است. در این منطقه، مجموعه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره شیست سبز نیز دیده می‌شود که در طی نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی در امتداد سطح شیستوزیته آن‌ها یک مجموعه‌ی دگرگونی مجاورتی دمای بالا- فشار پایین حاصل شده است. در بخش جنوبی توده، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله بودن، ناقص یا دیده نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار که به اسلیت و

منطقه‌ی مورد مطالعه به عرض‌های جغرافیایی 33° تا 34° شمالی و طول جغرافیایی 45° تا 49° شرقی محدود شده است. این منطقه پیکره دگرگونه را در شمال و زاگرس خرد شده را در جنوب به خود اختصاص داده است و در آن توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به صورت کشیده به طول ۶۰ کیلومتر و پهنا ۱۰-۸ کیلومتر رخنمون دارد.

اولین مطالعات سیستماتیک و کامل در این منطقه توسط Berthier *et al.* (1974) در قالب رساله‌ی دکتری تحت عنوان چینه‌شناسی، پترولوژی و تکتونیک چهارگوش خرم‌آباد انجام گرفته است و رادفر در سال ۱۳۶۶ بخش جنوبی این منطقه را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه مورد مطالعه قرار داده است. همچنین Masoudi (1997) در رساله‌ی دکتری خود مسأله دگرگونی مجاورتی و ایجاد پگماتیت‌های منطقه را مورد بررسی قرار داده است. احمدی خلجی (۱۳۷۸) نیز در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد به مطالعه بخش شمالی این منطقه پرداخته است. با این حال با توجه به اینکه هنوز مسأله پترولوژیکی و



شکل ۱- نقشه‌ی ساده شده‌ی از زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه.

لوکوکرات نیز در آن رخمون دارند. همچنین در بخش جنوبی این توده‌ی عظیم کشیده، توده‌های نفوذی کوچک به شکل مدور با ترکیب موونزوگرانیته دیده می‌شود (شکل ۱). واحدهای مختلف سنگ‌شناختی توده‌ی گرانیته‌ی مورد مطالعه توسط دایک‌های اسیدی، بازیک و حد واسط متعددی قطع گردیده است. در اینجا به اختصار این تنوع سنگی را معرفی می‌نمایم:

۱- واحد کوارتز دیوریت - این سنگ‌ها در درون واحد گرانودیوریت برونزد دارند و ارتفاعات این منطقه را تشکیل داده، خاکستری رنگ و از نظر درجه رنگین مزوکرات هستند. ترکیب سنگ‌شناسی آن از

زون‌های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود، وجود دارد. ولی در بخش شمالی توده، میگماتیت‌ها و هورنفلس‌ها و زون سیلیمانیت-پتاسیم‌فلدسپار دیده می‌شوند (احمدی ۱۳۷۸).

سنگ‌شناسی

بخش اعظم توده‌ی گرانیته‌ی بروجرد ترکیب گرانودیوریتی دارد و به صورت یک توده‌ی نفوذی کشیده و بزرگ نمایان می‌گردد (شکل ۱). درون این توده‌ی عظیم، توده‌های نفوذی کوچکی ظاهر می‌شوند که عمدتاً دارای ترکیب کوارتز دیوریتی بوده و گاه توده‌های بسیار

آندالوزیت و گاه گارنت هستند. فراوانی بلورهای آندالوزیت در جاهای مختلف متفاوت است و جهت‌یافتگی خاصی را نشان نمی‌دهند. گاه مقدار بلورهای آندالوزیت آنقدر زیاد است که سنگ به یک آندالوزیت هورنفلس شباهت پیدا می‌کند اما گارنت فقط در بخش حاشیه توده‌ها و در جاهایی که این کانی در شیب‌های دگرگونی میزبان دیده می‌شود، یافت می‌گردد.

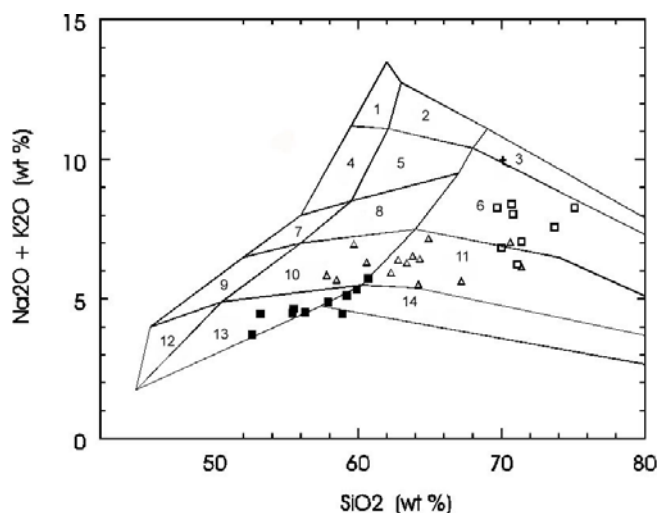
۳- واحد مونزوگرانیت - این سنگ‌ها به صورت توده‌های کوچک و مجزا و کم و بیش به شکل مدور در بخش جنوبی توده‌ی اصلی بروجرد برونزد دارند. اما با این حال، واحدهای مجزای آنها همانند توده اصلی، دارای امتداد شمال غربی-جنوب شرقی هستند (شکل ۱). در نمونه‌ی دستی روشن‌تر از توده‌ی اصلی بوده و مقدار بیوتیت در این سنگ‌ها کمتر است و جهت‌یافتگی ضعیفی از خود نشان می‌دهند. این امر نیز تایید می‌کند که این توده‌های کوچک و مجزا همانند کل مجموعه در یک رژیم فشاری قرار داشته‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این واحد از گرانیت تا گرانودیوریت تغییر می‌کند (شکل ۲). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آن شامل بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار است. از مشخصات بارز این سنگ‌ها وجود پرتیت می‌باشد که ترکیب سنگ را به سمت مونزوگرانیت سوق می‌دهد. حضور گسترده پرتیت در این سنگ‌ها می‌تواند مبین پایین بودن فشار بخار آب در ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها باشد و این پدیده بیشتر در گرانیت‌های هیپرسولوس دیده می‌شود (مک‌بیرنی، ۱۹۹۳).

۴- گرانیت‌های اسفن‌دار - این سنگ‌ها به صورت رگه‌ای و توده‌های بسیار کوچک درون واحد گرانودیوریت قرار دارند. سنگ‌های مذکور بسیار خرد شده هستند و امتداد شکستگی‌های کوچک به وسیله پرهینیت به صورت رگه‌ای پر شده است که این امر در روی نمونه‌های دستی قابل توجه است. این سنگ‌ها بسیار روشن هستند و کانی قابل توجه در آنها اسفن می‌باشد. با توجه به اینکه ماگمای این سنگ‌ها غنی از سیلیسیم می‌باشد، لذا تیتانیم نتوانسته در ساختمان مسکوویت وارد شود و به صورت اسفن ظاهر گردیده است (Mason & Morre, 1982).

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار می‌باشد و از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد که به صورت ادخال در درون کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. این سنگ‌ها نماینده فازهای پایانی فعالیت ماگمایی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند.

۵- آنکلاوها - توده‌ی گرانیتوئیدی موجود در منطقه مورد مطالعه دارای آنکلاوهای متنوعی است که بیشتر در فازهای مافیک‌تر و بخصوص در قسمت‌های حاشیه‌ای مشاهده می‌شوند و اندازه آنها از چند سانتیمتر تا چند کیلومتر متغیر است و شکل آنها از حالت تقریباً زاویه‌دار تا

کوارتز دیوریت تا تونالیت تغییر می‌کند (شکل ۲). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز و به مقدار کمتر آلکالی‌فلدسپار می‌باشد. آپاتیت و زیرکن عمده کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را می‌سازند. نکته قابل توجه در مورد بیوتیت‌ها در اینجا این است که در امتداد رخ آنها پرهینیت بصورت حبابی و عدسی‌شکل تشکیل شده است. این پدیده در بیوتیت‌های موجود در واحد گرانودیوریت نیز دیده می‌شود.



شکل ۲- دیاگرام مجموع آلکان-سیلیس (Middlemost 1985) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه. محدوده‌های شماره‌گذاری شده به ترتیب عبارتند از: ۱- آلکالی‌فلدسپار سیینیت، ۲- آلکالی‌فلدسپار کوارتز سیینیت، ۳- آلکالی‌فلدسپار گرانیت، ۴- سیینیت، ۵- کوارتز سیینیت، ۶- گرانیت، ۷- مونزونیت، ۸- کوارتز مونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- کوارتز مونزودیوریت، ۱۱- گرانودیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوارتز دیوریت، ۱۴- تونالیت. ■ واحد کوارتز دیوریت، ▲ واحد گرانودیوریت، □ واحد مونزوگرانیت.

۲- واحد گرانودیوریت - این واحد بخش اعظم توده‌ی نفوذی موجود در منطقه را تشکیل می‌دهد که به شدت هوازده و فرسوده بوده و ریخت-شناسی کلی آن به صورت تپه‌های فرسوده کم ارتفاع می‌باشد. با این حال سنگ‌هایی با این ترکیب که کمتر تجزیه شده‌اند و مقداری از ارتفاعات را تشکیل داده‌اند نیز مشاهده می‌شود. ترکیب سنگ‌های این واحد از گرانودیوریت تا کوارتز مونزودیوریت تغییر می‌کند (شکل ۲). این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی غالباً به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و ترکیب همگنی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار دارند. کانی‌های فرعی اینها شامل آپاتیت، زیرکن و آلانیت می‌باشند و یک جهت‌یافتگی بارز ناشی از جهت‌یافتگی کانی‌ها (بویژه بیوتیت) در آنها ملاحظه می‌گردد.

در قسمت شمالی و در بخش‌های حاشیه‌ای، این سنگ‌ها حاوی

کاملاً گرد شده تغییر می‌کند ولی بطور کلی اشکال تقریباً بیضوی غلبه دارند. بطور کلی آنکلاوهای موجود در این توده را می‌توان به سه گروه تقسیم کرد:

الف) آنکلاوهایی از سنگ‌های دگرگونی: این آنکلاوها از جنس سنگ‌های درونگیر (سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای) می‌باشند که توسط واحد گرانودیوریت در بر گرفته شده‌اند و ابعاد آن‌ها از چند دسیمتر تا چند کیلومتر متغیر است. آنکلاوهای مذکور در حد ماکروسکپی و قابل نقشه‌برداری هستند و همانند سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای موجود در مجاورت توده‌ها حالت هورنفلسی پیدا نموده‌اند.

ب) آنکلاوهای میکروگرانودیوریتی: این آنکلاوها به صورت گرد شده و بیضوی شکل به ابعاد ۳۰-۱۰ سانتیمتر در بخش حاشیه‌ای واحد گرانودیوریت دیده می‌شوند که محور طولی آنها با جهت یافتگی این سنگ‌ها هم‌جهت است. این سنگ‌ها نسبتاً دانه‌ریز بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی کاملاً مشابه با سنگ‌های میزبان‌شان می‌باشند. شواهد کانی‌شناسی و بافتی حاکی از آن است که آنکلاوهای مذکور بخش حاشیه‌ای انجماد سریع توده‌ها بوده‌اند که در نتیجه صعود بخش اصلی ماگما قطعه قطعه شده و به صورت آنکلاو در آن‌ها ظاهر شده‌اند.

ج) آنکلاوهای مافیک: این آنکلاوها صرفاً درون واحد کوارتزیدیوریت دیده می‌شوند و به صورت نقطه‌ای بروزند دارند. ابعاد آن‌ها از ۱۵-۱۰ متر متغیر است و مرز مشخص و واضحی با سنگ‌های میزبان داشته و با آن‌ها رابطه‌ی ژنتیکی ندارند و احتمالاً باقی مانده‌ی توده‌های مافیک قدیمی هستند که بوسیله تزریق ماگمای گرانیتیوئیدی قطعه قطعه شده‌اند. بافت اولیه و ترکیب دقیق این سنگ‌ها به علت دگرسانی شدید، مشخص نیست اما حاوی اولیوین، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، اسپینل و کلریت هستند و بنظر می‌رسد ترکیب اولیوین گابرو داشته‌اند که به وسیله توده‌های میزبان دگرسان شده‌اند. البته چنین سنگ‌هایی در منطقه مورد مطالعه یافت نگردیده ولی در مناطق مجاور آن (الوند همدان) گزارش شده است (سپاهی‌گرو ۱۳۷۸).

۶- دایک‌های اسیدی (آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها) - توده‌ی گرانیتیوئیدی توسط دایک‌های بزرگی از آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها قطع گردیده است. آپلیت‌ها حاوی کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، مسکوویت، تورمالین و کانی‌های اپاک هستند. پگماتیت‌ها بیشتر در واحد گرانودیوریتی و هاله‌ی آن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بر اساس موقعیت و ترکیب کانی‌شناسی به دو گروه تقسیم می‌شوند: گروه اول در هورنفلس‌ها دیده می‌شوند و دارای روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی بوده (شکل ۱) و حاوی مسکوویت‌های درشت، گارنت، آندالوزیت، تورمالین و کوارتز هستند اما گروه دیگر که درون توده‌ها وجود دارند، فاقد مسکوویت‌های درشت، گارنت و آندالوزیت بوده و به چند نسل متعلق می‌باشند که با روندهای مختلف همدیگر را قطع می‌نمایند. این سنگ‌ها محصول مرحله نهایی

فعالیت ماگمایی در ارتباط با جایگیری توده‌ی گرانیتیوئیدی می‌باشند. ۷- دایک‌های بازیک و حد واسط- این دایک‌ها با روند شمال شرقی - جنوب‌غربی (عکس روند زاگرس و روند کلی توده‌ی گرانیتیوئیدی منطقه) سایر سنگ‌های موجود در منطقه را قطع می‌کنند و بنظر می‌رسد جوانترین فعالیت ماگمایی در منطقه باشند که در امتداد شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند و حاکی از وجود یک فاز کششی در منطقه بعد از عملکرد فاز فشارشی می‌باشند (Berthier et al. 1974).

این سنگ‌ها دارای بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک هستند و کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، آپاتیت، اسفن (لوکوکسن)، بیوتیت، کلریت و اپیدوت می‌باشند. وجود بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک و آپاتیت‌های سوزنی شکل فراوان در این سنگ‌ها حاکی از شرایط انجماد سریع در این سنگ‌ها می‌باشد (Philpotts 1991).

ژئوشیمی

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتیوئیدی بروجرد، تعداد ۳۴ نمونه از واحدهای اصلی آن، در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته است که با استفاده از نرم افزارهای IGPET و NEWPET پردازش گردیده و بر روی نمودارهای مختلف منتقل شده‌اند.

۱- ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب- با استفاده از روش ICP- MS درصد عناصر اصلی و کمیاب ۳۴ نمونه از سنگ‌ها تعیین شده و نتایج به دست آمده در جدول ۱ ارائه شده است. مطابق این جدول نمونه‌ها طیف وسیعی از SiO_2 از ۶۳-۵۲ درصد وزنی برای واحد کوارتزیدیوریت و ۷۱-۵۷ درصد وزنی برای واحد گرانودیوریت و ۷۵-۶۹ درصد وزنی برای واحد موزوگرانیت و ۶۴-۵۵ درصد وزنی برای آنکلاوهای میکروگرانودیوریتی را نشان می‌دهند. همچنین تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد (شکل ۳) که با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO ، MnO ، TiO_2 ، CaO ، Al_2O_3 و P_2O_5 کاهش می‌یابد. کاهش اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO ، MnO و TiO_2 می‌تواند به علت جایگیری آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 و P_2O_5 نیز بخاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کمتر به سمت آلپیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور باشد. تغییرات اکسیدهای Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهند زیرا با پیشرفت تفریق، مقدار آن‌ها در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌گردند.

در شکل ۴ تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 نشان داده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود با افزایش SiO_2 مقدار Ni ، Co ، V ،

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

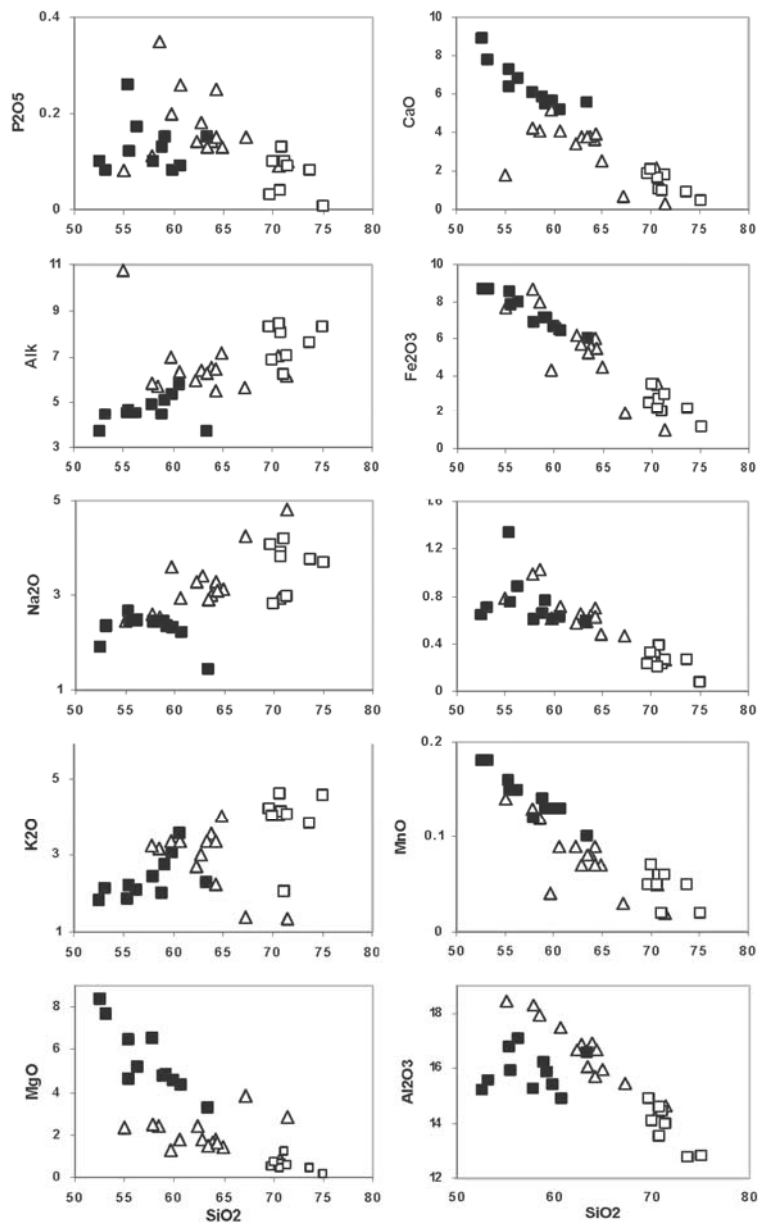
Sample	واحد گراندیوریت												
	MA3	AS2	GM5	AGH1	G6	G4	G5	AGH6	BIA55	AD4	AKY13	B4A19	
SiO ₂	71.4	70.6	67.2	64.9	64.3	63.8	63.4	62.8	60.6	59.7	58.5	57.8	
TiO ₂	0.3	0.3	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	1.0	1.0	
Al ₂ O ₃	14.7	14.5	15.5	16.0	16.7	16.9	16.1	16.9	17.5	20.2	18.0	18.3	
Fe ₂ O ₃	1.0	3.5	2.0	4.5	5.5	5.6	5.2	5.7	6.5	4.3	8.0	8.7	
MnO	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	
MgO	2.9	0.9	3.9	1.4	1.6	1.6	1.5	1.8	1.8	1.3	2.4	2.5	
CaO	0.3	2.2	0.7	2.5	3.9	3.8	3.8	3.8	4.1	5.2	4.1	4.3	
Na ₂ O	4.8	3.0	4.2	3.1	3.1	3.0	2.9	3.4	2.9	3.6	2.5	2.6	
K ₂ O	1.3	4.1	1.4	4.0	3.4	3.6	3.4	3.0	3.4	3.4	3.2	3.3	
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.4	0.1	
Sum	96.7	99.1	95.5	97.1	99.2	99.0	97.1	98.2	97.9	98.5	98.1	98.6	
Ni	12.0	13.0	18.0	18.0	17.0	16.0	19.0	21.0	22.0	10.0	32.0	47.0	
Cr	20.0	120.0	40.0	150.0	120.0	120.0	90.0	110.0	150.0	100.0	180.0	160.0	
Co	55.3	6.4	41.9	10.2	12.0	11.1	11.1	11.8	12.8	8.9	18.6	19.6	
V	31.0	36.0	55.0	60.0	88.0	88.0	81.0	78.0	97.0	50.0	155.0	152.0	
Cs	0.5	5.2	0.9	9.3	3.8	3.5	3.0	4.5	5.8	4.3	4.1	4.7	
Rb	40.8	142.5	29.3	146.0	130.5	133.5	122.0	111.0	134.5	133.5	129.5	142.5	
Sr	26.9	200.0	65.9	256.0	322.0	319.0	295.0	320.0	338.0	484.0	294.0	330.0	
Ba	80.2	441.0	172.5	577.0	598.0	596.0	551.0	549.0	765.0	1150.0	763.0	853.0	
Th	23.0	24.0	23.0	21.0	12.0	10.0	17.0	32.0	2.0	14.0	15.0	25.0	
U	2.2	2.7	1.6	1.9	2.4	3.3	2.5	2.3	1.4	2.3	1.9	2.2	
Ta	1.5	1.1	1.2	1.0	0.9	1.0	0.9	1.0	0.9	0.8	0.9	1.0	
Nb	13.0	12.0	16.0	14.0	14.0	13.0	14.0	17.0	15.0	15.0	19.0	21.0	
La	52.3	48.7	28.6	47.3	29.4	44.2	40.7	62.1	19.5	64.0	51.0	76.4	
Ce	94.1	93.6	52.2	91.1	59.9	92.6	82.5	104.5	40.8	118.5	103.0	155.0	
Pr	10.6	10.0	6.0	9.6	6.4	9.3	8.6	11.8	4.1	11.6	11.0	16.2	
Nd	35.8	33.1	21.2	32.3	22.4	31.0	30.0	40.9	15.1	38.8	39.2	56.6	
Sm	6.3	6.6	3.9	5.3	4.0	4.8	5.2	5.9	2.3	6.2	7.0	9.4	
Eu	0.6	1.2	0.2	1.2	1.0	1.1	0.9	0.9	1.3	2.2	1.3	0.8	
Gd	5.7	6.6	3.7	6.0	4.1	4.3	4.7	5.9	2.2	6.3	6.8	8.3	
Tb	0.8	0.8	0.5	0.7	0.5	0.6	0.6	0.6	0.2	0.8	0.9	1.0	
Dy	4.5	5.1	2.7	3.8	2.9	3.4	3.6	3.0	1.1	3.6	5.3	6.3	
Ho	0.9	1.0	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	0.6	0.2	0.5	1.1	1.4	
Er	2.8	3.1	1.6	2.0	2.1	2.1	2.0	1.6	0.7	1.2	3.6	4.5	
Tm	0.4	0.4	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.1	0.5	0.6	
Yb	2.7	2.9	1.5	1.7	2.0	2.3	1.8	1.4	0.7	0.8	3.4	4.5	
Lu	0.4	0.4	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.1	0.1	0.5	0.6	
Y	27.8	27.2	15.2	19.2	18.8	20.2	19.6	13.8	6.7	15.0	31.6	37.4	
Hf	5.0	5.0	6.0	5.0	6.0	6.0	6.0	7.0	6.0	9.0	8.0	9.0	
Zr	147.5	162.5	210.0	179.5	203.0	203.0	198.5	227.0	232.0	341.0	274.0	287.0	
Zn	10.0	27.0	18.0	43.0	56.0	52.0	51.0	48.0	58.0	53.0	83.0	124.0	
Ga	15.0	17.0	15.0	21.0	22.0	20.0	21.0	20.0	20.0	25.0	22.0	26.0	
Sn	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	2.0	2.0	1.0	2.0	
W	550.0	5.0	420.0	15.0	6.0	9.0	4.0	7.0	8.0	5.0	10.0	5.0	
Eu/Eu*	0.3	0.6	0.2	0.7	0.8	0.7	0.6	0.5	1.8	1.1	0.6	0.3	
(La/Yb) _N	13.0	11.2	12.7	18.6	9.8	12.9	15.1	29.7	18.6	53.5	10.0	11.4	

جدول ۱- ادامه.

Sample	واحد کوارتز دیوریت										
	G14	G16	G18	G19	B2A31	GM25	G12	G11	AG2	B2A28	B2A33
SiO ₂	63.4	60.7	59.9	59.2	58.9	57.9	56.3	55.5	55.4	53.2	52.6
TiO ₂	0.6	0.6	0.6	0.8	0.7	0.6	0.9	0.7	1.3	0.7	0.6
Al ₂ O ₃	16.6	14.9	15.4	15.9	16.2	15.3	17.1	15.9	16.8	15.6	15.2
Fe ₂ O ₃ (t)	6.0	6.4	6.6	7.1	7.1	6.9	8.0	7.8	8.6	8.7	8.7
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	3.3	4.3	4.6	4.8	4.7	6.5	5.1	6.5	4.6	7.6	8.4
CaO	5.6	5.2	5.6	5.5	5.9	6.1	6.9	6.4	7.3	7.8	8.9
Na ₂ O	1.4	2.2	2.3	2.4	2.5	2.4	2.5	2.5	2.7	2.3	1.9
K ₂ O	2.3	3.5	3.0	2.8	2.0	2.5	2.1	2.2	1.8	2.1	1.8
P ₂ O ₅	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.1	0.1
Sum	99.4	98.1	98.3	98.6	98.2	98.3	99.0	97.7	98.8	98.2	98.4
Ni	37.0	53.0	57.0	63.0	49.0	115.0	75.0	101.0	38.0	86.0	103.0
Cr	260.0	280.0	260.0	330.0	320.0	420.0	360.0	450.0	150.0	490.0	690.0
Co	20.0	20.3	20.6	22.9	23.8	48.0	27.8	28.7	54.5	31.9	36.4
V	176.0	144.0	144.0	148.0	150.0	170.0	204.0	210.0	168.0	217.0	274.0
Cs	9.9	6.0	6.2	7.5	4.7	10.0	5.4	4.6	4.2	3.2	3.5
Rb	103.0	128.0	105.0	111.0	77.4	106.5	88.2	101.0	66.6	78.8	65.9
Sr	299.0	263.0	269.0	261.0	231.0	347.0	347.0	388.0	334.0	197.0	202.0
Ba	242.0	596.0	388.0	372.0	361.0	407.0	355.0	454.0	296.0	236.0	238.0
Th	4.0	24.0	7.0	13.0	5.0	11.0	9.0	10.0	7.0	5.0	5.0
U	2.5	3.0	2.0	1.8	2.3	2.1	2.4	2.6	1.9	1.4	1.2
Ta	0.8	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.7	1.1	0.5	0.5
Nb	8.0	12.0	10.0	12.0	10.0	10.0	12.0	9.0	13.0	7.0	8.0
La	13.8	68.3	19.4	33.8	16.4	28.8	27.2	24.1	19.0	16.6	20.0
Ce	32.9	146.5	44.2	72.3	41.5	55.6	57.6	50.1	44.4	39.4	50.7
Pr	3.8	14.8	5.4	7.9	5.7	6.7	6.7	5.8	5.1	4.4	6.1
Nd	14.8	49.4	20.9	28.7	24.0	24.0	25.0	21.8	19.8	16.2	23.9
Sm	3.9	8.3	4.4	5.6	5.4	4.8	5.0	4.4	4.8	3.5	5.0
Eu	0.1	1.1	0.7	1.2	0.8	1.1	0.4	0.1	1.1	0.8	0.1
Gd	3.8	7.8	4.6	5.6	5.3	4.6	5.1	4.1	4.5	3.8	5.2
Tb	0.6	1.0	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.8
Dy	3.7	5.7	4.2	4.4	5.1	3.8	4.3	3.5	3.8	3.5	4.6
Ho	0.7	1.1	0.9	0.9	1.0	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	1.0
Er	2.1	3.4	2.6	2.6	3.2	2.3	2.6	2.2	2.1	2.1	2.9
Tm	0.3	0.5	0.4	0.4	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4
Yb	1.9	3.4	2.5	2.6	3.2	2.3	2.5	2.2	2.0	2.0	2.8
Lu	0.3	0.5	0.4	0.4	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4
Y	20.4	30.7	22.5	23.3	30.2	21.6	23.4	19.8	18.2	18.4	26.6
Hf	4.0	4.0	5.0	5.0	4.0	5.0	5.0	5.0	3.0	2.0	2.0
Zr	117.0	115.0	139.0	179.5	123.5	164.0	161.5	175.5	90.0	77.6	71.6
Zn	96.0	70.0	62.0	69.0	58.0	68.0	127.0	118.0	79.0	63.0	114.0
Ga	19.0	18.0	17.0	19.0	18.0	18.0	22.0	20.0	19.0	16.0	18.0
Sn	5.0	3.0	2.0	2.0	2.0	6.0	3.0	4.0	3.0	1.0	2.0
W	9.0	5.0	3.0	4.0	14.0	217.0	8.0	5.0	269.0	1.0	3.0
Eu/Eu*	0.1	0.4	0.5	0.7	0.5	0.7	0.2	0.1	0.7	0.7	0.0
(La/Yb)N	4.9	13.4	5.2	8.7	3.4	8.4	7.3	7.3	6.4	5.6	4.8

جدول ۱- ادامه.

Sample	آنکلاوهای میکروگرانودیوریتی			واحد مونوزوگرانیت							
	AGH2	B2A24	AD	G22	AG19	GM11	AB6	AG18	G24	GM10	G23
SiO ₂	64.2	62.3	55.0	75.1	73.7	71.4	71.1	70.8	70.7	70.0	69.7
TiO ₂	0.7	0.6	0.8	0.1	0.3	0.3	0.2	0.4	0.2	0.3	0.2
Al ₂ O ₃	15.7	16.7	18.5	12.8	12.8	14.0	14.5	13.5	14.6	14.1	14.9
Fe ₂ O ₃ (t)	6.0	6.2	7.7	1.1	2.2	3.0	2.0	2.8	2.2	3.5	2.5
MnO	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	1.8	2.4	2.3	0.1	0.4	0.6	1.2	0.6	0.4	0.7	0.5
CaO	3.6	3.4	1.8	0.5	0.9	1.8	0.9	1.0	1.7	2.1	1.8
Na ₂ O	3.3	3.3	2.5	3.7	3.8	3.0	4.2	3.9	3.8	2.8	4.1
K ₂ O	2.2	2.7	8.3	4.6	3.8	4.1	2.1	4.1	4.6	4.0	4.2
P ₂ O ₃	0.3	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0
Sum	97.8	97.7	97.0	98.0	98.0	98.2	96.3	97.3	98.3	97.8	98.0
Ni	22.0	19.0	46.0	7.0	7.0	11.0	13.0	20.0	9.0	12.0	8.0
Cr	100.0	100.0	130.0	130.0	10.0	20.0	150.0	10.0	80.0	20.0	110.0
Co	14.2	14.2	14.6	1.2	54.1	32.9	3.3	54.7	3.7	53.4	3.5
V	64.0	130.0	172.0	3.3	17.0	24.0	23.0	27.0	11.0	29.0	11.0
Cs	9.5	7.0	13.3	3.7	0.8	2.7	2.3	1.1	4.5	6.2	4.5
Rb	162.5	149.5	290.0	189.0	129.0	146.5	63.8	123.5	157.0	166.5	152.5
Sr	260.0	294.0	205.0	27.8	121.5	229.0	114.0	168.0	124.5	239.0	132.5
Ba	353.0	250.0	1105.0	38.5	320.0	399.0	276.0	631.0	408.0	404.0	372.0
Th	17.0	18.0	14.0	19.0	31.0	15.0	16.0	32.0	11.0	20.0	13.0
U	1.9	3.0	1.7	3.8	5.8	2.6	2.5	5.3	2.4	2.7	2.6
Ta	1.7	0.9	1.0	1.5	3.2	1.4	1.1	2.6	0.9	1.4	1.1
Nb	19.0	12.0	14.0	9.0	32.0	11.0	10.0	28.0	10.0	11.0	11.0
La	37.3	37.7	30.5	7.3	42.7	32.9	32.5	59.5	20.1	39.7	25.1
Ce	74.7	71.3	63.5	18.0	74.6	64.6	64.1	101.5	40.5	77.4	54.5
Pr	7.8	7.8	6.8	2.4	7.2	6.9	6.5	9.7	4.2	8.3	5.6
Nd	27.2	27.1	24.2	9.8	23.0	23.7	22.3	29.6	15.0	28.7	20.3
Sm	5.4	4.7	4.7	4.0	4.5	4.5	4.5	5.2	3.3	5.2	4.4
Eu	1.1	0.8	1.4	0.1	0.9	0.7	0.7	0.1	0.4	0.5	0.2
Gd	5.8	4.9	3.8	5.7	4.6	4.1	4.2	5.3	3.6	5.1	4.2
Tb	0.8	0.6	0.4	1.2	0.7	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6
Dy	5.2	3.2	2.4	8.8	4.2	3.5	3.7	4.0	3.5	3.9	4.1
Ho	1.0	0.6	0.5	2.0	0.8	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8
Er	3.0	1.8	1.4	6.0	2.5	1.9	2.2	2.5	2.1	2.2	2.7
Tm	0.5	0.2	0.2	1.0	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4
Yb	3.1	1.6	1.3	6.6	2.9	2.0	2.4	2.6	2.1	2.2	2.6
Lu	0.4	0.2	0.2	0.9	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4
Y	27.2	17.1	12.7	59.5	22.8	19.2	20.2	22.8	20.3	21.0	23.3
Hf	7.0	5.0	5.0	4.0	5.0	4.0	4.0	6.0	4.0	4.0	5.0
Zr	235.0	145.5	157.5	81.5	178.0	116.5	106.0	230.0	128.0	137.0	149.0
Zn	56.0	53.0	69.0	16.0	30.0	29.0	13.0	79.0	39.0	35.0	47.0
Ga	24.0	20.0	22.0	16.0	19.0	17.0	17.0	20.0	17.0	17.0	17.0
Sn	2.0	1.0	4.0	3.0	3.0	2.0	3.0	4.0	4.0	2.0	4.0
W	6.0	4.0	2.0	8.0	469.0	225.0	8.0	416.0	11.0	429.0	11.0
Eu/Eu*	0.6	0.5	1.0	0.0	0.6	0.5	0.5	0.0	0.4	0.3	0.1
(La/Yb)N	8.0	15.8	15.7	0.7	9.8	11.0	9.1	15.3	6.4	12.1	6.5

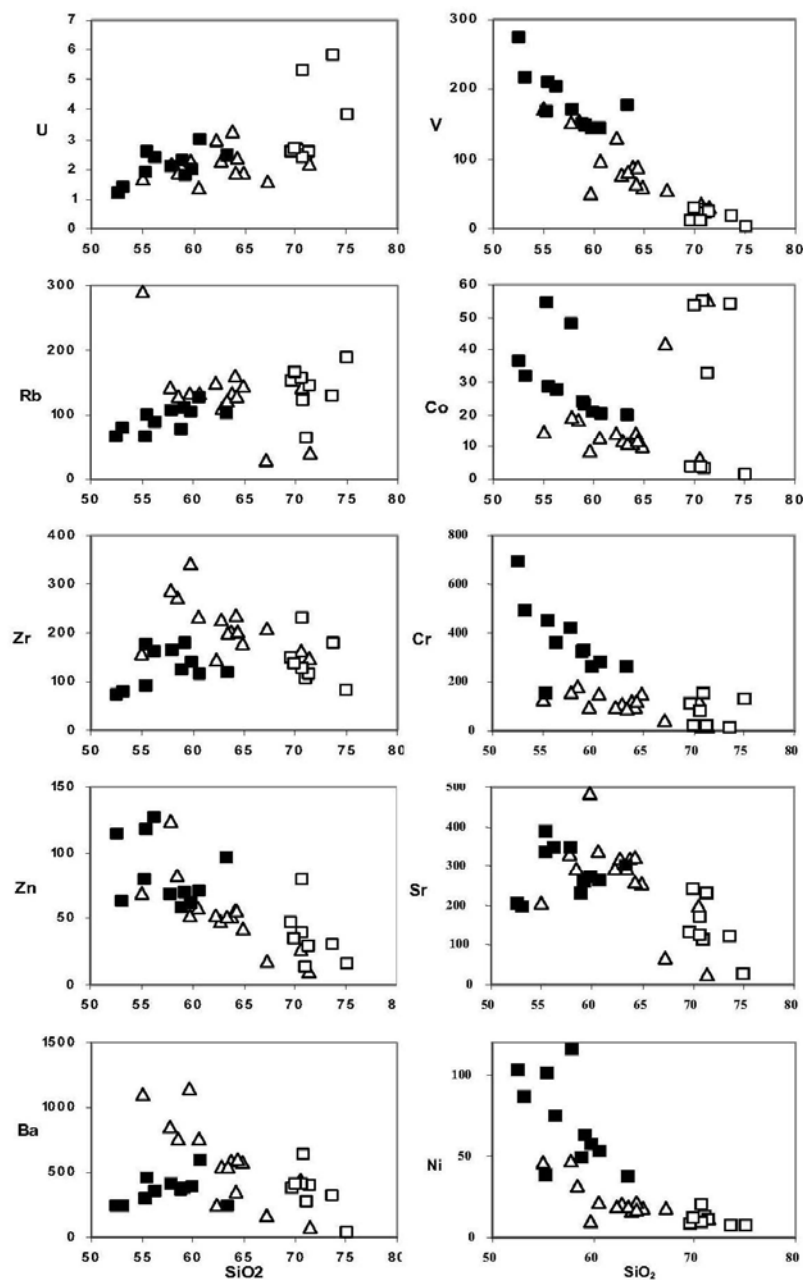
شکل ۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).

با توده‌های گرانیتوئیدی نوار چین خورده‌ی لاخلان در محدوده‌ی I واقع می‌شوند (Chappell & White 1983). محدوده‌ی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار AFM (Kuno 1968) و (Irvine & Baragar 1971)، روند کالکوالکالن (شکل ۸) و در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Rickwood 1989) سری کالکوالکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۹).

۲- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REEs) و کمیاب- عناصر نادر خاکی (REEs) ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. زیرا همه‌ی آن‌ها دارای یون‌های پایدار +۳ با اندازه‌های مشابه می‌باشند. این عناصر دارای اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه‌ی یونی با افزایش عدد اتمی در آن‌ها است.

Cr ، Sr ، U ، Ba و Zn در حالیکه مقدار Ta ، U ، Rb و Nb روندی افزایشی نشان می‌دهد. مقدار Hf ، Zr ، Yb ، Nd ، Ga ، Ce و La روند خاصی را نشان نمی‌دهند. این تغییر روندها را می‌توان به فرایندهای تفریق بلوری نسبت داد و پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارها را می‌توان ناشی از آرایش ماگمایی در نظر گرفت (Zorpi et al. 1991).

مطابق نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar & Piccoli 1989)؛ (Pitcher 1993) توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I و در محدوده‌ی متآلومین تا کمی پراآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵). همچنین P_2O_5 در مقابل SiO_2 یک روند کاهنده نشان می‌دهد (شکل ۶) که خاص گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد (Chappell & White 1992) و در نمودار Na_2O در مقابل K_2O (شکل ۷) اغلب نمونه‌ها در مقایسه



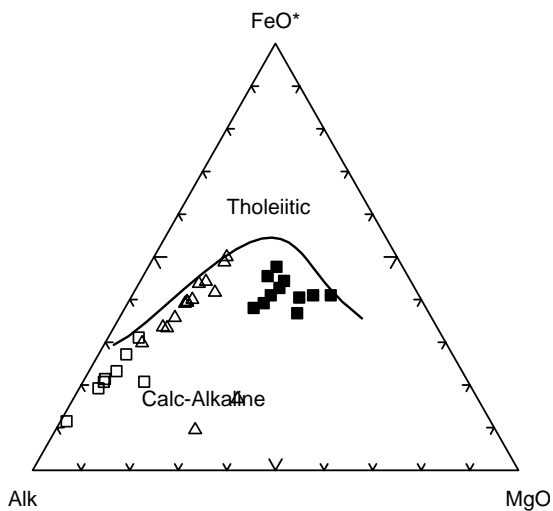
شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).

می‌باشد (Tepper *et al.* 1993).

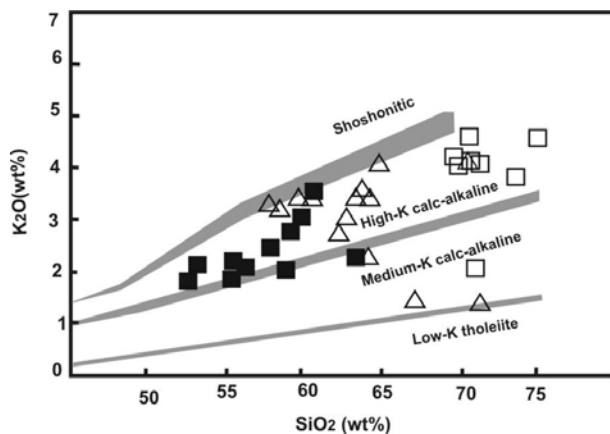
در شکل ۱۱ تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت عادی شده‌اند، نشان داده شده است. در این نمودار به وضوح آنومالی منفی عناصر Nb، Sr، Ba، Ta، Ti و P که خاص توده‌های گرانیتوئیدی کالکوالکان قوسی می‌باشد، دیده می‌شود. علت تهی-شدگی عنصر Sr به خاطر جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارها، Ba به علت جانشینی با K در بیوتیت و آلکالی فلدسپار، P به علت فراوانی فاز فرعی آپاتیت و Ti به علت وجودکانی‌های تیتان دار نظیر اسفن و ایلمنیت می‌باشد (Wilson 1989). از طرف دیگر در این شکل LILEs

توان از پدیده تفکیک REEs استفاده کرده و به ژنز مجموعه‌های سنگی و ماهیت فرآیندهای زمین‌شناسی پی برد (Rollinson 1993).

نتایج آنالیز شیمیایی REEs مربوط به ۳۴ نمونه از سنگ‌ها در جدول ۱ ارائه شده است و الگوهای REEs عادی شده نسبت به فراوانی آنها به کندریت در شکل ۱۰ نشان داده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود HREEs به طور کلی الگوهای تفریق نیافته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین آنومالی منفی عنصر Eu به وضوح دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگما است و حاکی از وجود پلاژیوکلاز به طور اساسی در مجموعه‌ی باقی‌مانده

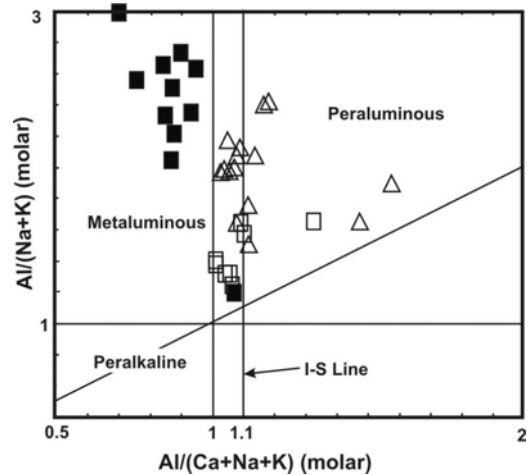


شکل ۸- نمودار مثلثی AFM که در آن سری‌های کالکوالکالن از تولییتی جدا شده‌اند (Irvine & Baragar 1971). نمونه‌های مورد مطالعه از روند کالکوالکالن پیروی می‌کنند (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).

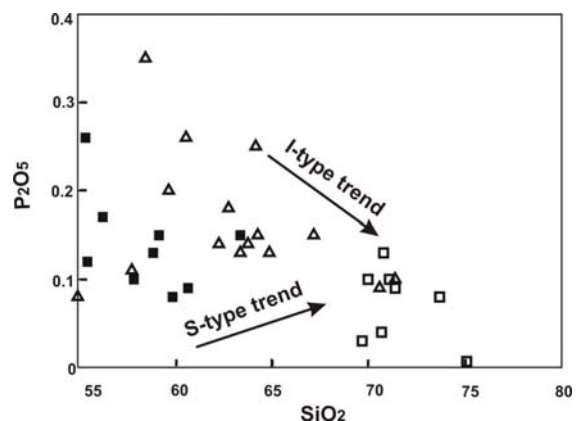


شکل ۹- نمودار K_2O در مقابل SiO_2 اقتباس از ریک‌وود (۱۹۸۹). اغلب نمونه‌های مورد مطالعه سری کالکوالکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).

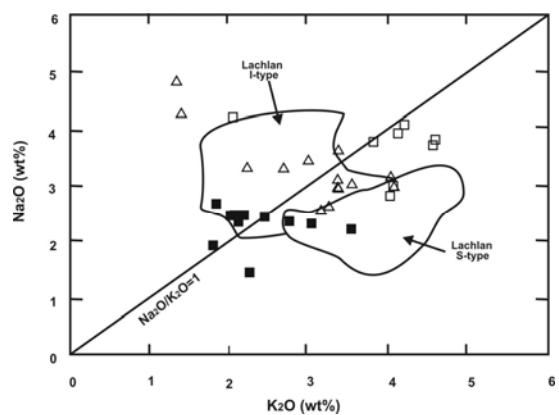
(Rb, K, Th) و LREEs (La, Ce, Nd) نسبت به HFSEs (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Sm, Yb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه هستند که اختلاف بین آن‌ها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش می‌باشند زیرا که رسوبات و مایعات همراه آن‌ها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیرعادی عناصر کمیاب شوند (Rogers & Floyd & Winchester 1994). انومالی منفی Nb-Ta نیز (Sojana et al. 1996, Hawkesworth 1989). نقش پوسته در تولید ماگما است و شاخص مناطق مرتبط با فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای می‌باشد (Wilson 1989). همچنین سنگ‌های مورد مطالعه آنومالی‌های هم مثبت و هم منفی از Th که خاص محیط‌های قوسی است را نشان می‌دهند و بالا بودن نسبت‌های Th/Yb (>5) مطابق با بالا بودن نسبت‌های La/Yb (>10 تا 100)



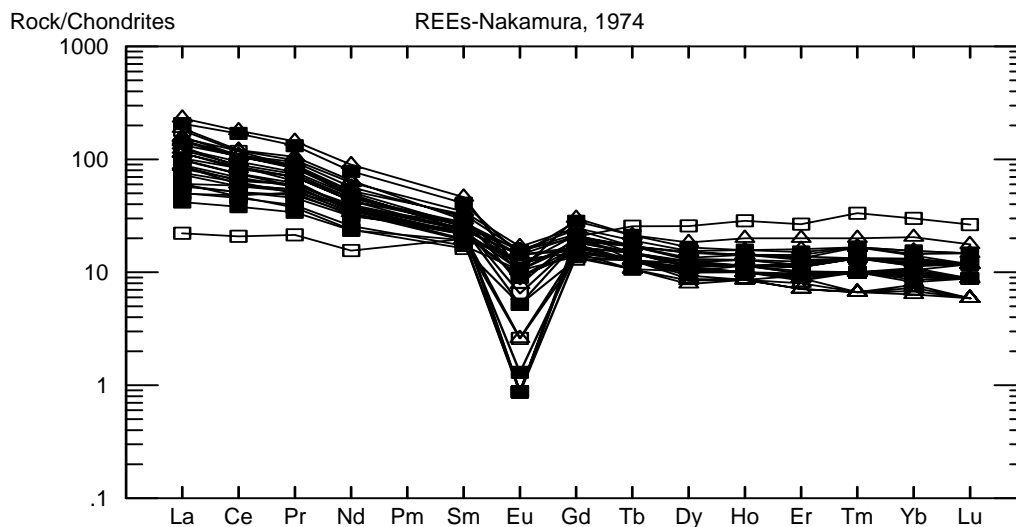
شکل ۵- نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن (Pitcher 1993, Maniar & Piccoli 1989, Shand 1927). همانطور که ملاحظه می‌گردد بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه متآلومین هستند و تعدادی از نمونه‌ها نیز در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



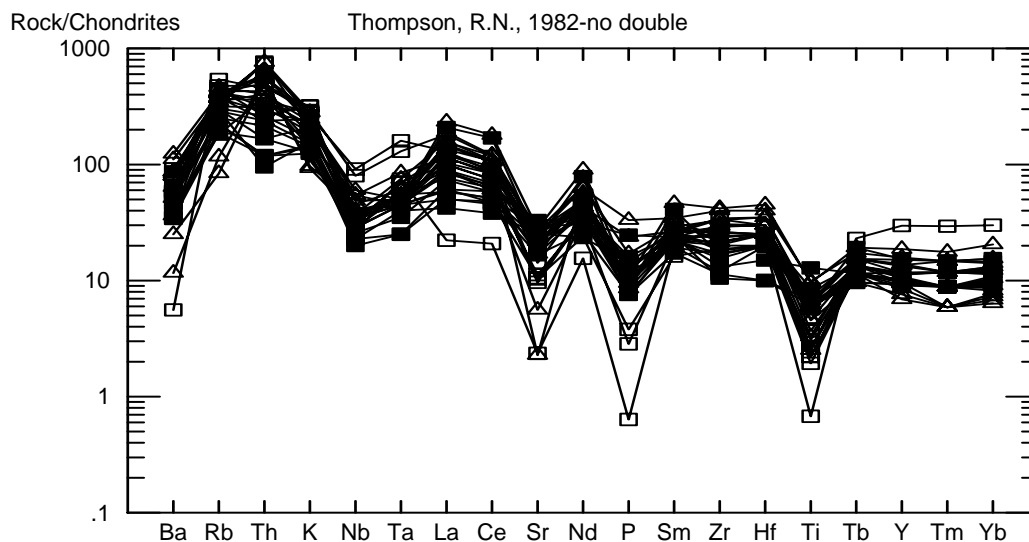
شکل ۶- نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 . نمونه‌های مورد مطالعه از روند گرانیتوئیدی نوع I پیشنهاد شده توسط Chappel & White (1992) پیروی می‌کنند (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



شکل ۷- نمودار Na_2O در مقابل K_2O . نمونه‌های مورد مطالعه با توده‌های گرانیتوئیدی نوع I و S نوار چین‌خورده لاخلان (White & Chappell 1983) مقایسه شده‌اند اغلب نمونه‌ها مشابه گرانیتوئیدی نوع I نوار چین‌خورده لاخلان می‌باشند (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



شکل ۱۰- الگوهای REEs عادی شده به کندریت (Nakamura 1974). (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



شکل ۱۱- نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب عادی شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲). (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).

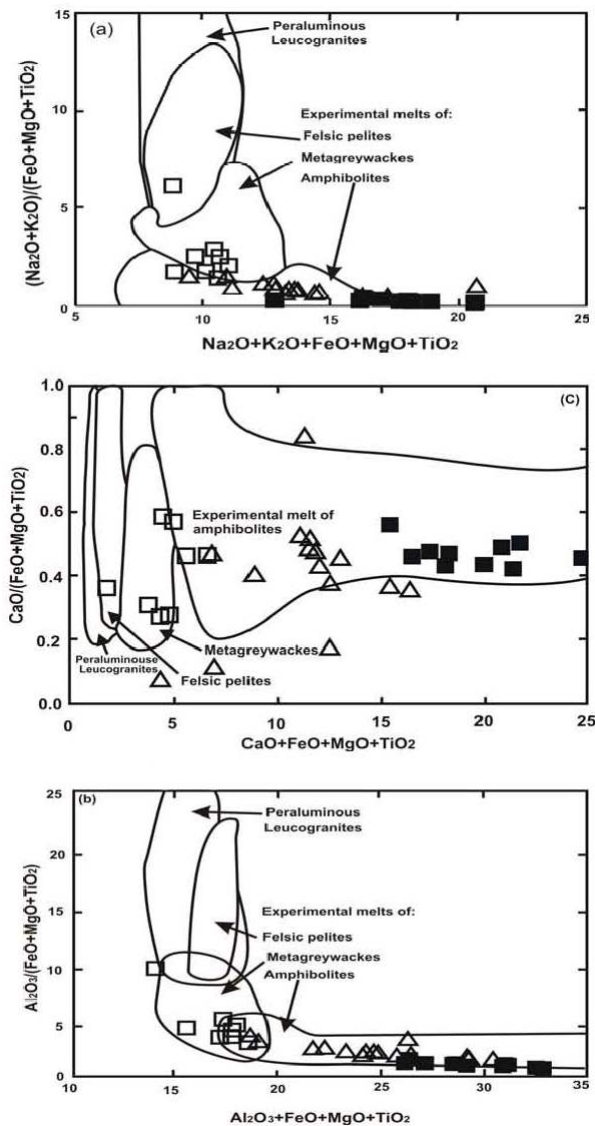
اول برای منطقه مورد مطالعه غیرمحمتمل است زیرا توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد حجیم بوده و هیچ ترکیب بازالتی در طیف آن دیده نمی‌شود (همه‌ی نمونه‌ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از ۵۲ درصد هستند) و ماگماهای فلسیک حجیم نمی‌توانند به وسیله تفریق ماگماهای بازیک مشتق شده از گوشته حاصل شوند. از طرف دیگر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار K، Th، Rb، La، Ce، Nd و آنومالی منفی P، Ti، Ta، Nb، Eu، Ba، Sr در این توده، (شکل ۱۰ و ۱۱) بیشتر با مذاب‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین سازگار می‌باشد (Chappel & White 1992، Harris 1986، Searele & Fryer 1986 *et al.* 1986).

دوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای بیان نموده‌اند که ماگماهای

نشان می‌دهند که این توده متعلق به ماگماهای فلسیک قوس قاره‌ای است (Condie 1989).

بحث

مدل‌های پتروژنتیکی ارائه شده برای منشأ ماگماهای فلسیک قوسی به دو گروه عمده تقسیم شده‌اند. در مدل اول، ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرایندهای AFC حاصل می‌شوند (Bacon & Druitt 1988، Grove & Donnelly-Nolan 1986) و در مدل دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین را فراهم می‌کنند (Roberts، Bullen & Clynnne 1990، Roberts 1993، Guffanti *et al.* 1996، Tepper *et al.* 1993، & Clemens 1993).



شکل ۱۲- محدوده‌های ترکیبی مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب بخشی پلیت‌های فلسیک، متاگرایوک‌ها و آمفیبولیت‌ها (Patiño Douce 1999) و ترکیب نمونه‌های منطقه مطالعه شده. (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).

روندهای خطی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر، می‌تواند بیانگر تبلور تفریقی کانی‌های سازنده، طی مراحل مختلف تبلور ماگما باشد.

شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که منشأ ماگمای اولیه‌ی موجود آورنده‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد از پوسته‌ی زیرین بوده و احتمالاً ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته‌ی زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده‌اند. واحدهای اصلی توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I، کالک‌آلکان و غنی از پتاسیم (پتاسیک) هستند و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) مت‌آلومین تا کمی پ‌آلومین می‌باشند.

گرانیتوئیدی کالکوآلکان پتاسیم بالا نوع I می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی مافیک تا حدواسط آبدار در پوسته وجود آیند. از طرف دیگر مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک دارای نسبت‌های $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO})$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ پایین‌تری نسبت به مذاب‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل ۱۲). بنابراین گرانیتوئیدهای دارای نسبت‌های پایین $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ و $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ و یک طیف باریک و بالایی از نسبت $\text{CaO}/(\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ می‌توانند از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شوند. به عنوان مثال، گرانیتوئیدهای آلاسکا (Barker *et al.* 1993) از ذوب رسوبات فیلیشی، اساساً شامل گریوک‌ها و آرژیلیت‌های دانه ریزتر به وجود آمده‌اند اما خصوصیات گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند. توده‌های گرانیتوئیدی کالکوآلکان پتاسیم بالا نوع I شمال شوارزوالد در آلمان (Altherr *et al.* 2000) و کانا و دئوکا در ویتنام (Thuy Nguyen *et al.* 2004) نیز از ذوب متاگرایوک‌ها و پلیت‌های فلسیک حاصل شده‌اند. لذا با توجه به اینکه گرانیتوئیدهای منطقه بروجرد نیز دارای نسبت‌های نسبت‌های $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ و یک طیف باریک و بالایی از نسبت $\text{CaO}/(\text{TiO}_2)$ هستند، شاید بتوان چنین بیان نمود که منشأ گرانیتوئید کالکوآلکان پتاسیم بالا نوع I منطقه مورد مطالعه، نیز مشابه گرانیتوئیدهای ذکر شده در فوق باشد (شکل ۱۲). بدین ترتیب در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی چنین بنظر می‌رسد که توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین وجود آمده است و تبلور تفریقی مذاب‌ها در سطوح بالاتر پوسته، طیف انواع سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی را سبب گردیده است و آرایش پوسته فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده داشته است و ماگماهای بازالتی (وجود آنکلاوهای گابرویی را می‌توان به عنوان شواهدی برای وجود این نوع ماگماها در نظر گرفت) حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده‌اند.

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد دارای گوناگونی سنگ‌شناسی چندانی نبوده و شامل مونوزوگرانیت، گرانودیوریت، کوآرتزدیوریت و گرانیت اسفن‌دار است و قسمت اعظم آن ترکیب گرانودیوریتی دارد.

تشکر و قدردانی

هزینه این پژوهش از محل اعتبار حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران در قالب طرح تحقیقاتی ماگماتیسیم و متامورفیسیم منطقه ازنا-بروجرد تأمین گردیده است که بدین وسیله از آن معاونت محترم تقدیر و تشکر می‌گردد.

LILEs نظیر K, Rb و Th نسبت به HFSEs بویژه Nb و Ti غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ی هستند که نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش می‌باشند.

منابع:

- احمدی خلجی ا.، ۱۳۷۸: بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- رادفر ج.، ۱۳۶۶: بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- سپاهی‌گرو ع.، ۱۳۷۸: پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. 2000: High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* **50**: 51–73.
- Bacon C.R., Druitt T.H. 1988: Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Cont. Min. Petrol.* **98**: 224–256.
- Barker F., Farmer G.L., Ayuso R.A., Plafker G., Lull J.S. 1992: The 50 Ma granodiorites of the eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the forarc. *J. Geoph. Res.* **97**: 6757–6778.
- Berthier F., Billiaul H.P., Halbronn B., Marizot P. 1974: Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)- These De 3e cycle, Grenoble.
- Bullen T.D., Clyne M.A. 1990: Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *J. Geoph. Res.* **95**: 19671–19691.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1992: I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* **83**: 1–26.
- Condie K.C. 1989: Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* **23**: 1–18.
- Floyd P.A., Winchester J.A. 1975: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Plan. Sci. Let.* **27**: 211–218.
- Grove T.L., Donnelly-Nolan J.M. 1986: The evolution of young silicic lavas at Medicine lake Volcano California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Con. Min. Petrol.* **92**: 281–302.
- Guffanti M., Clyne M.A., Muffler L.J.P. 1996: Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. *J. Geoph. Res.* **101**: 3001–3013.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries A.C. (Eds.), *Collision Tectonics. Geol. Soc. Lon.* **19**: 67–81.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* **8**: 523–484.
- Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **101**: 635–643.
- Mason B., Morre C.B. 1982: Principles of geochemistry. John Wiley & Sons. Inc., New York.
- Masoudi F. 1997: Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. Unpublished PhD Thesis, Leeds University, UK.
- McBirney A.R. 1993: Igneous petrology. Jone & Bartett Publishers.
- Middlemost E.A.K. 1985: Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology. Longman Groupuk. UK.
- Nakamura N. 1974: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmo. Acta* **38**: 757–775.
- Patiño Douce A.E., 1999: What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. (Eds.), *Understanding granites: intergrating new and classical techniques. Geol. Soc. Lon.* **168**: 55–75.
- Philpotts A.R. 1991: Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall Englewood Cliffs, New Jersey.
- Pitcher W.S. 1993: The nature and origin of granite. Chapman & Hall. New York.
- Rickwood P.C. 1989: Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* **22**: 247–263.
- Roberts M.P., Clemens J.D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geol.* **21**: 825–828.
- Rogers G., Hawkesworth C.J. 1989: A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth Plan.y Sci. Let.* **91**: 271–285.
- Rollinson H.R. 1993: Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical. Harlow, Essex, England.
- Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M. 1996: High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *J. Petr.* **37**: 693–726.
- Searele M.P., Fryer B.J. 1986. Garnet- tourmaline- and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the higher Himalayas from Zanska, Kulu, Lahoul and Kashmir. In: Coward M.P., Ries A.C. (Eds.), *Collision Tectonics Geological*

- Society of London. **19**: 185–202.
- Shand S.J. 1927: Eruptive Rocks. D. Van Nostrand Company, New York.
- Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J. 1993: Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Con. Min. Petr.* **113**: 333–351.
- Thompson A.B. 1982: Magmatism of the British Tertiary volcanic Province, Scott. *J. Geol.* **18**: 50–107.
- Thuy Nguyen T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Van Long T. 2004: Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *J. Asian Earth Sci.* **23**: 467–482.
- White A.J.R., Chappell B.W. 1983: Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.* **159**: 21–34.
- Wilson M. 1989: Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London.
- Zorpi M.J., Coulon C., Orisini J.B. 1991: Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids – a case study northern Sardinia. Italy. In: A, Peccerillo (Ed.), Geochemistry of granitoid rocks. *Chem. Geol.* **92**: 42–86.