

پترولوژی، ژئوشیمی و ویژگی‌های تکتونیکی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد

زهرا طهماسبی^۱ و احمد احمدی خلجی^{۱*}

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به سن ژوراسیک میانی درون پهنه ساختاری سنندج- سیرجان قرار دارد و به صورت کشیده و طولی، به موازات شیستوزیته غالب سنگ‌های دگرگونی با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی رخمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده عمدتاً متشکل از گرانودیوریت، کوارتزادیوریت و مونزوگرنایت با ترکیب غالب گرانودیوریتی می‌باشد.

مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده واحدهای اصلی این توده از نوع I، کالک‌آلکال و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متاآلومین تا کمی پراآلومین می‌باشد.

شواهد ژئوشیمی 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 بخشی مذاب‌ها در سطوح بالاتر پوسته، واحدهای مختلف سنگ‌شناسی را سبب گردیده است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته‌ی زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده‌اند.

کلید واژه‌ها: بروجرد، گرنایت نوع I، قوس آتشفشانی، ژوراسیک، پهنه سنندج - سیرجان

e-mail: Khalagi2002@yahoo.com

* نویسنده مسئول: احمد احمدی خلجی

۱- مقدمه

منطقه‌ی مورد مطالعه جزئی از بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان می‌باشد که به عرض‌های جغرافیایی ۳۸° تا ۳۳° شمالی و طول جغرافیایی ۴۵° تا ۴۸° و ۲۰° تا ۴۹° شرقی محدود شده است (شکل ۱). 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 رخمون 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. 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. Masoudi, 1997 در رساله‌ی دکتری خود مسأله دگرگونی مجاورتی و ایجاد پگماتیت‌های منطقه را مورد بررسی قرار داده است. احمدی خلجی نیز در سال ۱۳۷۸ و ۱۳۸۵ پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد را بررسی نموده است.

تکامل تکتونیکی منطقه بروجرد همانند دیگر بخش‌های سنندج- سیرجان مرتبط با زایش اقیانوس نتوتیس می‌باشد (جدول ۱) که در طی چهار مرحله انجام گرفته است (Mohajjel, 2003, et al.).

۱- تشکیل تیس در تریاس ۲- فرورانش ورقه اقیانوسی تیس در امتداد حاشیه شمال‌شرقی در زمان ژوراسیک- میوسن ۳- فرارانش افیولیت‌ها در امتداد حاشیه

شمال‌شرقی ورقه عربی در زمان کرتاسه ۴- برخورد حاشیه شمال‌شرقی ورقه عربی با ایران مرکزی در زمان میوسن.

از طرف دیگر Berberian & King (1981) وجود دگرگونی و ماگماتیسیم کالک‌آلکال در طول پهنه سنندج- سیرجان در زمان مزوزوئیک را نشانگر توسعه قوس ماگمایی در طی فرورانش از زمان تریاس به حساب می‌آورند.

در این بخش از پهنه سنندج- سیرجان، ساختارهای مختلف زمین‌شناسی اعم از دگرگونی، ماگماتیسیم و کوهزایی تحت تأثیر چندین فاز زمین‌ساختی قرار داشته‌اند که از میان آن‌ها، حوادث تکتونیکی مرتبط با زمان مزوزوئیک از اهمیت بیشتری برخوردار هستند. نخستین حادثه تکتونیکی مزوزوئیک در پهنه سنندج- سیرجان که از آن به عنوان سیمین پیشین یاد می‌شود، در اواخر تریاس میانی افتاده است. دومین حادثه تکتونیکی، پیش از بازوسین بالایی (ژوراسیک میانی) رخ داده که مانند رویداد اول از نوع کوهزایی بوده و سیمین میانی نام گرفته است.

این رویداد با چین‌خوردگی، جایگیری توده‌های نفوذی و دگرگونی همراه بوده است. به عقیده Berberian (1972) این بخش از پهنه سنندج- سیرجان بیش از سایر نقاط تحت تأثیر عملکرد کوهزایی سیمین قرار گرفته است به طوری که در اواخر ژوراسیک باعث دگرگونی شدیدی شده است. اگرچه حادثه کوهزایی سیمین پسین را به اواخر ژوراسیک مربوط می‌دانند ولی مطالعات اخیر بیانگر حرکتی است که طی ژوراسیک میانی در ایران رخ داده است و باید خاطر نشان کرد که روی هم رفته ایران در تمام ژوراسیک از آرامش برخوردار نبوده است (Berberian & King, 1981, & Nogol, 1974).

با توجه به این که از نظر زمین‌شناسی مطالعات اساسی اندکی بر روی نوار سنندج- سیرجان انجام گرفته است، لذا در این مقاله سعی گردیده است تا بخش کوچکی از

دارند. همچنین در بخش جنوبی این توده‌ی عظیم کشیده، توده‌های نفوذی کوچک به شکل مدور با ترکیب موزوگراتیتی دیده می‌شود (شکل ۱). واحدهای مختلف سنگ‌شناختی توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه توسط دایک‌های اسیدی متعددی قطع گردیده است.

گرانودیوریت‌ها به شدت هوازده و فرسوده بوده و مورفولوژی 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. این سنگ‌ها ترکیب همگنی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار دارند. کانی‌های فرعی آنها شامل آپاتیت، زیرکن و آلانیت می‌باشند. در بخش‌های حاشیه‌ای قسمت شمالی، این سنگ‌ها حاوی آندالوزیت و گاه گارنت هستند.

کوارتزیدیوریت‌ها در درون گرانودیوریت‌ها برونزد دارند و ارتفاعات منطقه را تشکیل داده و از نظر درجه رنگین مزوکرات هستند. 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.

موزوگراتیت‌ها به صورت توده‌های کوچک و با توپوگرافی پست‌تر در بخش جنوبی منطقه برونزد دارند. این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی روشن بوده و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آنها شامل بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار می‌باشد.

گراتیت‌های روشن اسفندار به صورت رگه‌ای و توده‌های بسیار کوچک درون واحد گرانودیوریت قرار دارند. این سنگ‌ها بسیار روشن هستند و کانی قابل توجه در آنها اسفند می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار می‌باشد و از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد.

توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد توسط دایک‌های بزرگی از آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها قطع گردیده است. آپلیت‌ها حاوی کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، مسکوویت، تورمالین و کانی‌های اپاک هستند. پگماتیت‌ها بیشتر در گرانودیوریت‌ها 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 هستند. این سنگ‌ها محصول مرحله نهایی فعالیت ماگمایی در ارتباط با جایگیری توده‌ی گرانیتوئیدی می‌باشند.

۴- ژئوکرونولوژی

تعیین سن‌های مختلفی بر روی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد انجام شده است به طوری که ولی‌زاده (۱۳۷۱) سن بیوتیت گرانودیوریت بروجرد (در نزدیکی قهوه‌خانه عسلی در جاده اراک- بروجرد- مالیر) را به دو روش Rb-Sr و K-Ar تعیین سن نموده‌اند و به ترتیب سن‌های 71.5 ± 3 و 71.15 ± 2.1 میلیون سال (هم‌ارز کرتاسه فوقانی) را برای آن به دست آورده است. Masoudi et al., 2002 نیز تعیین سن به روش Rb-Sr بر روی کانی‌های بیوتیت و مسکوویت توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد انجام داده‌اند که تشکیل کمپلکس بروجرد را در دو دوره مهم بارمین- آپتین (114.2 ± 1.1 تا 130 ± 1.4 میلیون سال) و ماستریشتین (70.1 ± 0.7 تا 61.8 ± 0.6 میلیون سال) نشان می‌دهد و پگماتیت‌ها نیز به دو دوره مهم

آن را مورد بررسی دقیق پترولوژی، ژئوشیمیایی و ژئوکرونولوژی قرار دهیم تا گامی هر چند ناچیز، برای شناخت بیشتر این بخش از کشورمان برداشته باشیم. هدف این مطالعه، بررسی دقیق روابط صحرایی، پتروگرافی، پترولوژی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ژئوکرونولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد، به منظور پی‌بردن به سرگذشت زمین‌شناسی و تحولات ماگمایی آن می‌باشد.

۲- زمین‌شناسی عمومی

چینه‌شناسی ناحیه مورد مطالعه با میکاشیست، مرمر، متادولومیت و متاریولیت‌های پالئوزوئیک آغاز می‌گردد. واحد ولکانوسدیمتری پرمین بالایی، آهک و دولومیت‌های کریستالین چرت‌دار پرموتریاس با درون‌لایه‌هایی از شیست‌های سبز و سپس بخش‌های متاولکانیک، توف، ولکانوسدیمنت و مرمر تریاس، واحدهای چینه‌شناسی بعدی ناحیه را تشکیل می‌دهند (رادفر، ۱۳۶۶). بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را شیست‌های پلیتی موسوم به فیلیت‌های همدان تشکیل می‌دهند که تحت دگرگونی ناحیه‌ای در حد شیست سبز قرار گرفته‌اند. نهشته‌های آهکی دگرگون‌شده‌ای که بر روی این فیلیت‌ها قرار دارند، حاوی آمونیت‌هایی با سن توآرسین (اواخر ژوراسیک زیرین) می‌باشند (واعظی‌پور و اقلیمی، ۱۳۶۳).

بنابراین، سن نهشته‌شدن فیلیت‌ها، تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین در نظر گرفته می‌شود (رادفر، ۱۳۶۶). مهمترین حادثه زمین‌شناسی که در این منطقه رخ داده است پیدایش توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد است که در درون این فیلیت‌ها نفوذ کرده‌است و دگرگونی مجاورتی در اثر نفوذ آن به وقوع پیوسته است. دو نوع دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی در منطقه رخ داده است که فیلیت‌های همدان به سن تریاس- ژوراسیک حاصل دگرگونی ناحیه‌ای شیل‌های پلیتی می‌باشد و دگرگونی مجاورتی با گسترش محدودتر در اثر نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی به وقوع پیوسته است. در اثر حرارت ناشی از نفوذ این توده، درجه دگرگونی تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس پیش رفته است (احمدی، ۱۳۷۸). در بخش جنوبی توده (شکل ۱)، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله بودن، ناقص یا دیده نمی‌شود (Berthier et al., 1974, Masoudi, 1997) و نوار باریکی وجود دارد از شیست‌های کردیریت‌دار که به اسلیت و پهنه‌های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود. ولی در بخش شمالی توده، میگماتیت‌های تزریقی (Ashworth, 1985) و هورنفلس‌ها و پهنه سیلیمانیت- پتاسیم‌فلدسپار دیده می‌شوند (احمدی، ۱۳۷۸، Masoudi, 1997).

۳- سنگ‌شناسی

از نظر سنگ‌شناسی، طیفی از خانواده گرانیتوئیدها (بر اساس فراوانی مدال کانی‌ها شامل گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت و موزوگراتیت) را می‌توان در توده گرانیتوئیدی بروجرد یافت که یک جهت‌یافتگی بارز ناشی از جهت‌یافتگی کانی‌ها (به ویژه بیوتیت) در آنها ملاحظه می‌گردد. با توجه به شواهد کانی‌شناسی این جهت‌یافتگی منشأ ماگمایی ندارد و در حالت جامد دمای بالا در اثر عملکردهای تکنونیک حاصل شده است و می‌توان آن را در ارتباط با پهنه‌های برشی موجود در منطقه دانست. بخش اعظم توده‌ی گرانیتوئیدی 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 کوارتزیدیوریتی بوده و گاه توده‌های بسیار لوکوکرات اسفندار نیز در آن رخنمون

همچنین با افزایش SiO_2 مقدار Ni ، Co ، V ، Cr ، Sr ، Ba و Zn کاهش در حالی که مقدار Rb ، U ، Ta و Nb افزایش و مقدار Hf ، Zr ، Yb ، Nd ، Ga و Ce افزایش یا کاهشی نشان نمی‌دهند. این تغییرات کاهشی و افزایشی را می‌توان به فرایندهای تفریق بلوری نسبت داد و پراکنندگی عناصر اصلی و کمیاب را می‌توان ناشی از آرایش ماگمایی در نظر گرفت (Zorpi et al., 1991).

مطابق نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) Pitcher, (1993) توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I و در محدوده‌ی متاآلومین تا کمی پرآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۲). همچنین مقدار P_2O_5 با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد که خاص گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد (Chappell and White, 1992) و در نمودار Na_2O در مقابل K_2O (شکل ۳) اغلب نمونه‌ها در مقایسه با توده‌های گرانیتوئیدی نوار چین خورده‌ی لاخلان در محدوده‌ی I واقع می‌شوند (White and Chappell, 1983). محدوده‌ی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Rickwood, 1989) سری کالکوالکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۴).

الگوهای REEs عادی سازی شده نسبت به فراوانی آن‌ها به کندریت در شکل (۵) نشان داده شده است. همان طور 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 بخشی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگما است یا حاکی از وجود پلاژیوکلاز در مجموعه‌ی باقی‌مانده حاصل از ذوب بخشی می‌باشد (Tepper et al., 1993).

در شکل (۶) تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت عادی سازی شده‌اند، نشان داده شده است. در این نمودار به وضوح آنومالی منفی عناصر Nb ، Ba ، Sr ، Ta ، Ti و P دیده می‌شود که خاص توده‌های گرانیتوئیدی کالکوالکالن قوسی می‌باشد. 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 وجود کانی‌های تیتان دار نظیر اسفن و ایلمنیت می‌باشد (Wilson, 1989). از طرف دیگر در این شکل LILEs (Rb, K, Th) و LREEs (La, Ce, Nd) نسبت به HFSEs (Nb, Ta, Hf, Zr, Sm, Y, Yb) غنی شدگی نشان می‌دهند. همچنین تمرکزهای بالای LILEs و LREEs و تمرکزهای پایین P و Ti بیانگر مواد پوسته‌ای قاره‌ای هستند. به عبارت دیگر عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ای 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 (Floyd & Winchester, 1975) Rogers (1989)؛ & Hawkesworth (1996)؛ Sajona et al. آنومالی منفی Nb-Ta نسبت به LREE نیز نشانگر 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) نشان می‌دهند که این توده متعلق به ماگماهای فلیسیک قوس قاره‌ای است (Condie, 1989).

بارمین - آپتین ($119/2 \pm 1/3$ تا $127/3 \pm 1/3$ میلیون سال) و پالتوسن زیرین ($52/3 \pm 1/5$ میلیون سال) نسبت داده شده‌اند. همچنین (Masoudi, 1997)؛ Masoudi (et al., 2002) بر اساس نتایج به دست آمده، معتقدند که اولین فعالیت نفوذی بعد از دگرگونی ناحیه‌ای و در طی حرکات تکتونیکی اولیه آلپ در زمان کرتاسه زیرین (حدود ۱۲۰ Ma) رخ داده است. به اعتقاد آن‌ها در طی این مرحله، یک توده نفوذی بزرگ کشیده (گرانیت‌های قدیمی که بخش عمده کمپلکس بروجرد را در بر می‌گیرد) و متعاقب آن هورنفلس‌ها، و گروه اول پگماتیت‌ها (پگماتیت‌های قدیمی) تشکیل شده‌اند. در ادامه آن، گرانیت‌ها و پگماتیت‌های جوانتر به عنوان مجموعه نفوذی‌های پس از تکتونیک و سپس رگه‌ها در کرتاسه پایانی - پالتوسن آغازین (۷۰-۵۲ Ma) تشکیل گردیده‌اند.

نمونه‌های تعیین سن شده توسط قادری و همکاران ۱۳۸۳ و احمدی خلجی ۱۳۸۵ به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن واحدهای مختلف توده گرانیتوئیدی بروجرد (جدول ۲) حداکثر محدوده سنی ۱۷۵-۱۷۱ میلیون سال پیش را برای جایگزینی توده گرانیتوئیدی بروجرد تعیین می‌نمایند. تعیین سن‌های اخیر مسعودی و همکاران، ۱۳۹۰ به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن این توده نیز همین زمان را تأیید می‌نمایند. بدین ترتیب، تشکیل این توده از ابتدا تا زمان جایگیری آخرین فازهای ماگمایی آن، در طول مدت نسبتاً کوتاهی (کمتر از ۴ میلیون سال) در ژوراسیک میانی (بازوسین) رخ داده است. بر اساس داده‌های صحرایی و پتروگرافی، این واقعه در جریان یا اندکی دیرتر از دگرگونی ناحیه‌ای که منجر به تولید فیلیت‌های همدان گردیده، رخ داده است. با این توصیف، فاز اصلی ماگماتیسیم توأم با دگرگونی در بعد گسترده در این بخش از پهنه سندج-سیرجان را می‌توان به حادثه تکتونیکی سیمین میانی (آق‌آبانی، ۱۳۷۱) مربوط دانست. همچنین، هیچگونه شاهدهی مبنی بر عملکرد یک فاز تکتونیکی - حرارتی عمده جوان‌تر که کانی زیرکن را در سنگ‌های این منطقه تحت تأثیر قرار داده باشد، در دست نیست.

۵- ژئوشیمی

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد، تعداد ۳۴ نمونه از واحدهای اصلی آن، در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا به روش ICP-MS مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته است که نتایج به دست آمده از آن‌ها در جدول ۳ ارائه شده است.

مطابق جدول ۳ نمونه‌ها طیف وسیعی از SiO_2 از ۶۳-۵۲ درصد وزنی برای کوارتز دیوریت‌ها و ۷۱-۵۷ درصد وزنی برای گرانودیوریت‌ها و ۷۵-۶۹ درصد وزنی برای مونزوگرانیت‌ها و ۶۴-۵۵ درصد وزنی برای آنکلاوهای میکروگرانودیوریتی را نشان می‌دهند. همچنین تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد که با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، MnO ، MgO ، Fe_2O_3 و P_2O_5 کاهش می‌یابد. کاهش اکسیدهای TiO_2 ، MnO ، MgO و Fe_2O_3 می‌تواند به علت جایگیری آن‌ها در ساختار کانی‌های بیوتیت و آمفیبول مراحل اولیه تبلور بخشی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 و P_2O_5 نیز به خاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها (از فراوانی آنورتیت کاسته می‌شود) و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور می‌باشد. با افزایش مقدار SiO_2 ، مقدار اکسیدهای Na_2O و K_2O افزایش می‌یابد زیرا با پیشرفت تفریق، مقدار آن‌ها در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌گردند.

۶- ژئوشیمی ایزوتوپی

تعداد ۷ نمونه (جدول ۴) از توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد شامل دو نمونه از مونزوگرنیت‌ها (B3A9, G25)، دو نمونه از گرانودیوریت‌ها (B1A40, AD5) و دو نمونه از کوارتزیدوریت‌ها (B2A31, G12) و یک نمونه از گرانیت‌های روشن اسفندار (B2A17) به روش‌های Rb-Sr و Sm-Nd توسط دستگاه طیف‌سنج جرمی از نوع Isoprobe-T در آزمایشگاه دانشگاه MIT آمریکا مورد تجزیه قرار گرفتند. نتایج حاصل از این آنالیزها نشان می‌دهند که نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه دارای محدوده‌ی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با $0.71114 - 0.70727$ (بالا) و نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برابر با $0.51256 - 0.51234$ (پایین) می‌باشند که بیانگر منشأ پوسته‌ی قاره‌ای سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. همچنین نمودار همبستگی آن‌ها نیز این مسئله را تأیید می‌کند به طوری که قرار گرفتن نمونه‌ها در ربع پایین سمت راست این نمودار بیانگر منشأ پوسته‌ای می‌باشد (شکل ۷). همچنین تطابق منفی $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ در مقابل $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ در این نمودار (شکل ۷) نیز حاکی از آرایش پوسته‌ای می‌باشد. از طرف دیگر سن‌های مدل گوشته‌ی تهی شده T(DM) از $1269 - 867 \text{ Ma}$ متغیر است که نشان می‌دهند منشأ این سنگ‌ها بایستی از مواد پوسته‌ای این زمان مشتق شده باشند.

همچنین مقادیر، $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ و $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ سنگ‌ها بر اساس سن‌های حاصل از روش U-Pb زیرکن محاسبه شده‌است. تمام نمونه‌های گرانیتوئیدی بروجرد دارای اپسیلون منفی هستند (جدول ۴). مقدار محاسبه شده ϵ_{Nd} این نمونه‌ها یک مقدار منفی بین -3.62 تا -1.33 را نشان می‌دهند که این مقادیر منفی اپسیلون نیز منشأ پوسته‌ی قاره‌ای را تأیید می‌نمایند و حاکی از وجود یک رابطه ژنتیکی بین انواع مختلف سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

نسبت $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده $0.7054 - 0.7102$ تغییر می‌کنند. نسبت ایزوتوپی اولیه $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ برای کوارتزیدوریت‌ها یک طیف نسبتاً بزرگی $0.7074 - 0.7062$ را نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر فرآیندهای ماگمایی مختلف نظیر AFC و یا پروتولیت‌های پوسته‌ای متفاوت برای این سنگ‌ها باشد. همان‌طور که در جدول ۴ ملاحظه می‌شود مقدار $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ واحدهای سنگی مختلف مورد مطالعه مشابه و نزدیک به هم می‌باشند و مقدار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ آن‌ها نیز (به جزء گرانیت‌های روشن اسفندار به دلیل فرآیندهای ماگمایی مختلف نظیر AFC و ...) مشابه می‌باشد که نشان می‌دهند این سنگ‌ها نه تنها از منبع ماگمایی واحدی سرچشمه گرفته‌اند و دارای منشأ مشترک می‌باشند بلکه آن‌ها از یک ماگمای ناشی از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شده‌اند. عامل تفریق $f^{(\text{Sm}/\text{Nd})}$ نیز تغییرات از $0.55 - 0.28$ را نشان می‌دهد (جدول ۴) که نشان دهنده منابع تخلیه شده از Sm بوده و یک منبع ماگمایی پوسته‌ای را برای توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد تأیید می‌نماید.

۷- بحث

مدل‌های پترورژنتیکی 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 (Grove and Donnelly-، 1986؛ Nolan, 1988؛ Bacon and Druitt, 1988) و در مدل دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین را فراهم می‌کنند (Bullen

and Clynne, 1990؛ Roberts and Clemens, 1993؛ Tepper et al., 1993؛ Guffanti et al., 1996).

مدل اول برای منطقه مورد مطالعه غیرمحمول 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 Ti, P, Ta, Nb, Eu, Ba, Sr در این توده، (شکل ۵ و ۶) بیشتر با مذاب‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین سازگار می‌باشد (Chappell and White, 1992؛ Harris et al., 1986؛ Searele and Fryer, 1986). نتایج حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی نیز وجود یک منبع ماگمایی پوسته‌ای را برای توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد تأیید می‌نماید. بدین ترتیب در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی چنین به نظر می‌رسد که توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین به وجود آمده است و تبلور بخشی مذاب‌ها در سطوح بالاتر پوسته، طیف انواع سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی را سبب گردیده است و آرایش پوسته فوقانی (شواهدی نظیر تطابق منفی $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ در مقابل $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)}$ ، تمرکزهای بالای LILEs و LREEs و تمرکزهای پایین P و Ti، آنومالی منفی Nb-Ta نسبت به LREE) نقش مهمی در تشکیل این توده داشته است و ماگماهای بازالتی (وجود آنکلاوهای گابرویی و دایک‌های مافیک 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. چنین نتیجه‌گیری توسط Tahmasbi et al., 2010 بر اساس مطالعات ذوب بخشی و برنامه الگوریتم مذاب برای منطقه همجوار (آستانه اراک) پیشنهاد شده است.

از طرف دیگر برای گرانیتوئیدهای نوع I، کالک‌آلکانل پتاسیم بالا نظیر توده گرانیتوئیدی بروجرد دو موقعیت تکتونیکی پیشنهاد شده است (Roberts, 1993 & Clemens):

۱- موقعیت قوس قاره‌ای شبیه به کوه‌های آند (Pitcher, 1987) ۲- موقعیت‌های همزمان تا بعد از برخورد مشابه با کالدونیا (Pitcher, 1987). داده‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و صحرایی موجود نشان می‌دهند که توده گرانیتوئیدی بروجرد به گرانیت‌های مرتبط با فرورانش شباهت داشته و به نظر می‌رسد در منطقه قوس آتشفشانی تشکیل شده باشد، لذا مدل اول برای توده گرانیتوئیدی بروجرد منطقی‌تر به نظر می‌رسد. این نتایج با مدل عمومی (Berberian (1983) و Shahabpour (2005) که پیشنهاد می‌کنند در طی مزوزوئیک، در حاشیه فعال ایران مرکزی (حاشیه شمال شرقی تیس) یک قوس آتشفشانی (قوس ماگمایی کالک‌آلکانل سندانج-سیرجان) وجود داشته است، در تطابق خوبی می‌باشند. بنابراین توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به احتمال در پیوند با فرورانش ورقه‌ی اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای پلاتفرم ایران و به سبب فعالیت فاز کوهزایی سیمیرین میانی در طی زمان ژوراسیک میانی حاصل شده است.

۸- نتیجه‌گیری

با توجه به آنچه بحث شد نتایج زیر حاصل می‌شود:

بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده‌اند.

- داده‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و صحرایی نشان می‌دهند که تشکیل توده گرانیتوئیدی بروجرد در ارتباط با فروانش بوده است و علاوه بر آن فرآیندهای آلودگی پوسته‌ای نیز در تغییر ویژگی اولیه ماگماها که کم و بیش در مناطق فروانش امری متداول می‌باشند نقش مهمی را داشته‌اند. چنین نتیجه گیری برای توده‌های گرانیتوئیدی همجوار نظیر الیگودرز (Esna-Ashari et al., 2012) نیز پیشنهاد شده است.

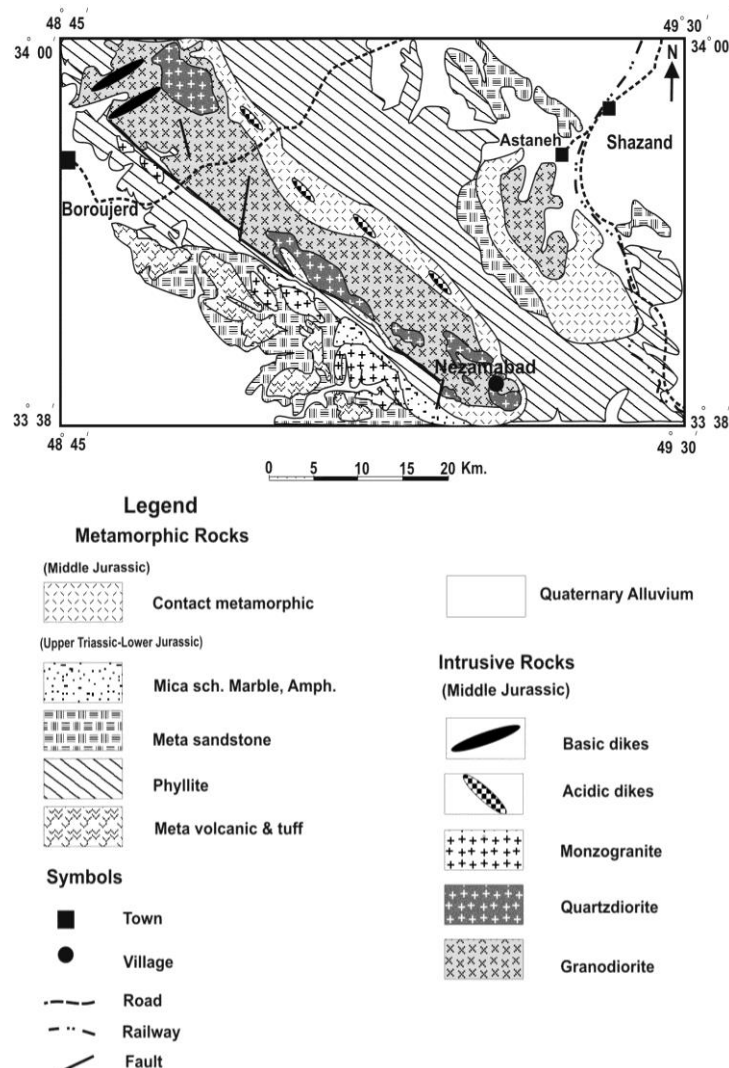
- نتایج به دست آمده با ایده عمومی در مورد وجود قوس ماگمایی کالک‌آلکالن - سنندج - سیرجان در حاشیه فعال ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک سازگار بوده و نشان می‌دهند که توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به احتمال در پیوند با فروانش ورقه‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای پلاتفرم ایران و به سبب فعالیت فاز کوهزایی سیمیرین میانی در طی زمان ژوراسیک میانی حاصل شده است.

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

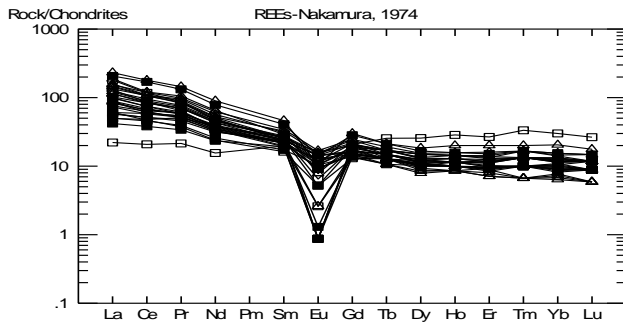
- واحدهای اصلی توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I، کالک‌آلکالن و غنی از پتاسیم (پتاسیک) هستند و از نظر درجه اشباع آلومینیم (ASI) متآلومین تا کمی پرآلومین می‌باشند.

- داده‌های سنی بر مبنای روش U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن، حاکی از یک فاز ماگماتیسم غالب در مقیاس ناحیه‌ای و با محدوده سنی نسبتاً کوتاه ۱۷۵-۱۷۱ میلیون سال پیش بوده که با جایگزینی انواع توده‌های آذرین و همچنین دگرگونی ناحیه‌ای در این بخش از پهنه سنندج - سیرجان همراه بوده است.

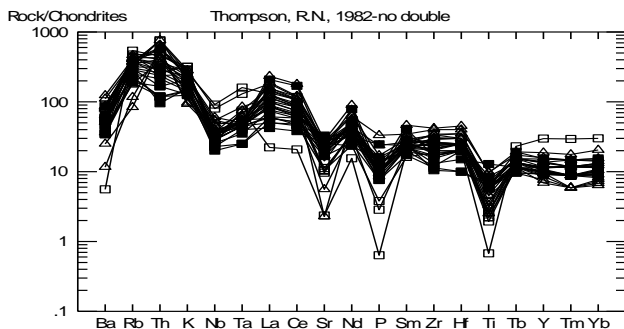
- شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که منشأ ماگمای اولیه‌ی به وجود آورنده‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد از پوسته‌ی زیرین بوده و احتمالاً ماگماهای



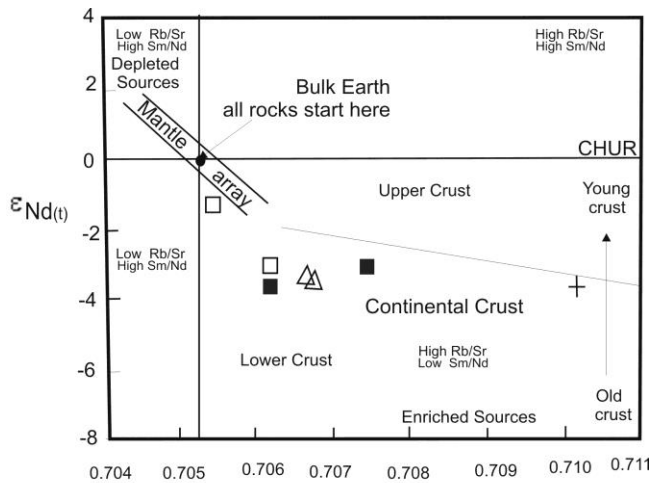
شکل ۱- نقشه‌ی ساده شده‌ای از زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه (احمدی خلجی ۱۳۸۵).



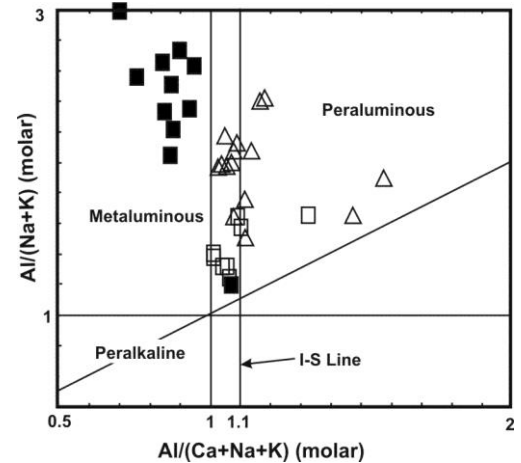
شکل ۵- الگوهای REEs عادی شده به کندریت (Nakamura, 1974). (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



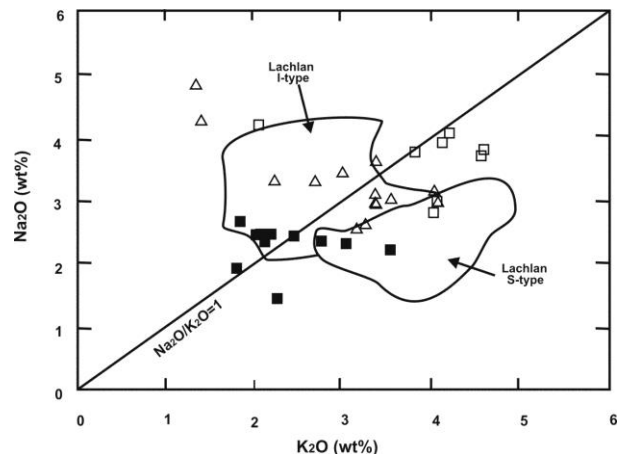
شکل ۶- نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب عادی شده به کندریت (Thompson, 1982). (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



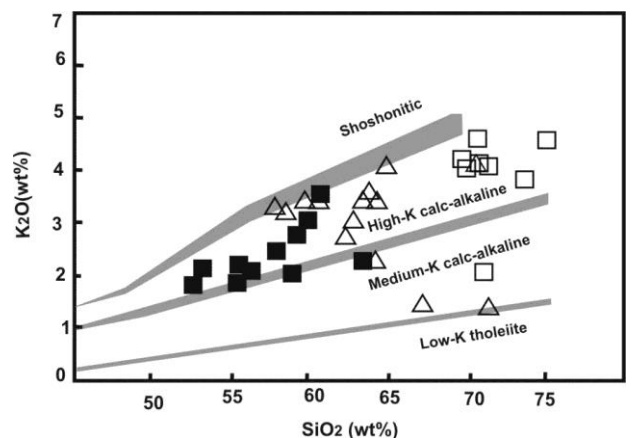
شکل ۷- نمودار همبستگی ایزوتوپی εNd(t) در مقابل (87Sr/86Sr)i که موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (+ گرانیت روشن اسفنددار؛ سایر علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



شکل ۸- نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکان (Maniar and Piccoli, 1989; Pitcher, 1993). همان طور که ملاحظه می‌گردد بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه متآلومین هستند و تعدادی از نمونه‌ها نیز در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند. ■: کوآرتز دیوریت، Δ: گرانودیوریت، □: مونزوگرانیت.



شکل ۹- نمودار Na2O در مقابل K2O. نمونه‌های مورد مطالعه با توده‌های گرانیتوئیدی نوع I و S نوار چین خورده لاخلان (White and Chappell, 1983) مقایسه شده‌اند. اغلب نمونه‌ها مشابه گرانیتوئیدی نوع I نوار چین خورده لاخلان می‌باشند (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).



شکل ۱۰- نمودار K2O در مقابل SiO2 اقتباس از Rickwood, 1989. اغلب نمونه‌های مورد مطالعه سری کالکوآلکانل پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (علائم مشابه شکل ۲ می‌باشند).

جدول ۱- زمین ساخت پهنه سندج- سیرجان (Mohajjel et al., 2003) با اندکی تغییرات.

دوران	دوره	دور	رویداد تکتونیکی	فاز کوهزایی	سن (Ma)	
سنوزوئیک	ترشیری	پلیوسن	حادثه برخورد ایران مرکزی با صفحه عربی (بسته شدن نهایی تیس)	↑	پیرئین	
		میوسن				
	پالئوژن	الیگوسن				
		ائوسن				
مزوزوئیک	کرتاسه	پالئوسن	فرارانش افیولیت	معادل لارامین	۶۵	
		بالایی				
		پائینی				
	ژوراسیک	بالایی		آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی (compression.)	سیمرین پسین	۱۳۵ - ۱۴۰
		میانی			سیمرین میانی	۱۷۸
		پائینی				
تریاس	بالایی					
	میانی		کافت تیس جوان (extension.)	سیمرین پیشین	۲۴۱/۱	
	پائینی					
پالئوزوئیک						

جدول ۲- نتایج تعیین سن U-Pb زیرکن واحدهای مختلف توده گرانیتوئیدی بروجرد

نمونه	سنگ شناسی	سن (میلیون سال)
F-11	گرانودیوریت فیزانه (قادری و همکاران، ۱۳۸۳)	۱۷۱/۳±۱/۱
GaN	گرانودیوریت نظام آباد (قادری و همکاران، ۱۳۸۳)	۱۷۰/۷±۰/۱
QdN	کوارتزدیوریت نظام آباد (قادری و همکاران، ۱۳۸۳)	۱۷۰/۷±۱/۶
GN	گرانیت نظام آباد (قادری و همکاران، ۱۳۸۳)	۱۷۱/۷±۱/۵
B1-A40	گرانودیوریت آق بلاغ (احمدی خلجی ۱۳۸۵، Ahmadi-Khalaji et al., 2007)	۱۷۳/۵ ± ۲/۳
B2-A17	گرانیت روشن اسفندار (احمدی خلجی ۱۳۸۵، Ahmadi-Khalaji et al., 2007)	۱۷۳/۲ ± ۲/۱

جدول ۳- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm می‌باشند).

Sample	گرانودیوریت‌ها											
	MA3	AS2	GM5	AGH1	G6	G4	G5	AGH6	B1A55	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 (t)	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
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

ادامه جدول ۳

کوارتز دیوریت‌ها

Sample	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
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

ادامه جدول ۳

Sample	آنکلاوهای میکروگرانودیوریتی			مونزوگرانیت‌ها							
	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	C
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 ₅	0.3	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0
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	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

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr از توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه (Ahmadi-Khalaji et al., 2007).

Sample	G12	B2A31	AD5	B1A40	B3A9	B2A17	G25
نوع سنگ	کوارتزدیوریت	کوارتزدیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	مونوگرانیت	اسفن گرانیت	مونوگرانیت
Rb(ppm) →	88.2	77.4	127.5	128.5	190.5	6.7	157
Sr(ppm)	347	231	488	332	269	871	124.5
87Rb/86Sr	0.73535	0.96953	0.75591	1.1199	2.0494	0.0223	3.6627
87Sr/86Sr (a)	0.70795	0.70976	0.70856	0.70936	0.71114	0.71023	0.70727
(87Sr/86Sr) _i	0.7062	0.7074	0.7067	0.7066	0.7062	0.7102	0.7054
Sm(ppm)	4.84	5.59	7.74	7.72	5.97	2.95	5.01
Nd(ppm)	23.73	24.5	52.75	51.15	31.47	16.58	21.47
147Sm/144Nd	0.12337	0.13804	0.08874	0.09129	0.11478	0.10749	0.14098
143Nd/144Nd	0.51237	0.51241	0.51234	0.51235	0.51239	0.51235	0.51256
(143Nd/144Nd) _i	0.51223	0.51226	0.51224	0.51225	0.51226	0.51223	0.51252
εNd ₍₀₎	-5.22	-4.41	-5.88	-5.62	-4.8	-5.54	-1.58
εNd _(t)	-3.62	-3.14	-3.53	-3.33	-3.02	-3.60	-1.33
T(DM)	1135	1269	867	869	1006	992	1022
f _{SmNd}	-0.37	-0.30	-0.55	-0.54	-0.42	-0.45	-0.28

کتابنگاری

- آقاباتی، سید علی (۱۳۷۱)، معرفی رویداد زمین‌ساختی کیمیرین میانی (ژوراسیک میانی)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶، صفحات ۵-۲.
- احمدی خلجی، احمد (۱۳۷۸)، بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- احمدی خلجی، احمد (۱۳۸۵)، پترولوژی توده گرانیتوئیدی منطقه بروجرد، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- رادفر، جواد (۱۳۶۶)، بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه- گوشه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- سبزه‌ئی، مسیب (۱۳۷۱)، نقشه زمین‌شناسی حاجی‌آباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قادری، معجد، رضائی، جهاندار، ولی‌زاده، محمدولی؛ فردین‌دوست، زهره، احمدی خلجی، احمد (۱۳۸۳)، تعیین سن اورانیم- سرب کمپلکس نفوذی ژوراسیک بروجرد و توده‌های وابسته در زون سنندج - سیرجان، مجموعه مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مسعودی، فریبرز، محمودی، شهریار، محجل، محمد، مهربانی، بهزاد (۱۳۹۰)، سن سنجی توده‌های گرانیتوئیدی اراک- بروجرد در زون سنندج - سیرجان شمالی به روش اورانیم - سرب، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۹، شماره ۲، ص ۴۳۷-۴۴۶.
- واعظی‌پور، محمدجواد؛ اقلیمی، بهروز (۱۳۶۳)، یافته‌های نوین در نهشته‌های ژوراسیک ناحیه لکان (چهارگوش گلپایگان)، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ولی‌زاده، محمدولی (۱۳۷۱)، پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی (جلد دوم: آندزیت‌ها و گرانیت‌ها)، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۷ صفحه.

References

- Ahmadi-Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V., Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran Journal of Asian. Earth Sciences, 29 , 859-877.
- Ashworth, J.R., 1985. Migmatites: Blackie, New York.
- Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon. Contribution to Mineralogy and Petrology 98, 224-256.
- Berberian, M., 1972. A brief note on early Kimmerian orogeny and high grade metamorphism in Sanandaj-Sirjan belt, Iran. Geological Survey of Iran, internal report.
- Berberian, M., 1983. Generalized tectonic map of Iran. In: Berberian, M., (Ed.), Continental Deformation in the Iranian Plateau, Geological Survey of Iran, Report No. 52.
- Berberian, M. and King G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of Earth sciences. vol.18, No.2, pp.210-265.
- Berberian, M. and Nogol, M., 1974. Preliminary explanatory text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two geological maps 1:100000, from the Hadjiabad quadrangle map). G.S. of Iran, internal report, 60 p.
- Berthier, F.; Billiaul, H.P.; Halbronn, B and Marizot, P., 1974. Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran) - These De 3e cycle, Grenoble, 282 p.
- Bullen, T.D. and Clyne, M.A., 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. Journal of Geophysical Research 95, pp. 19671-19691.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. 83, pp. 1-26.
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos 23, pp. 1-18.
- Esnashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A.A. 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 43, 11-22
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters 27, pp. 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. Contribution to Mineralogy and Petrology 92, 281-302.
- Guffanti, M., Clyne, M.A. and 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. Journal of Geophysical Research 101, pp. 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. Geological Society London, Special Publication 19, pp. 67-81.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, pp. 635-643.
- Masoudi, F.; 1997. Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran, Unpublished PhD Thesis, Leeds University, UK.
- Masoudi, F., Yardley, B.W.D., Cliff, R.A., 2002. Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. Islamic Republic of Iran Journal of Sciences 13, 3, 249-254.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. Journal of Asian earth Sciences 21, 397-412.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38, pp. 757-775.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on: Geologische Rundschau, v.76, p.51-79.
- Pitcher, W.S., 1993. The nature and origin of granite, Chapman and Hall, Pub. 321p.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. Lithos 22, pp. 247-263.
- Roberts M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology 21, pp. 825-828.
- Rogers, G. and Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters 91, pp. 271-285.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M., 1996. High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines), Journal of Petrology 37, pp. 693-726.

- Searele, M.P. and 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. and Ries, A.C., Editors, 1986. Collision Tectonics Geological Society of London, Special Publication 19, pp. 185–202.
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 405-417.
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Ahmadi khalaji, A., de la Rosa, J., 2010, Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran, *Journal of Asian earth science*, 39 (3), 81-96.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 113, pp. 333–351.
- Thompson, A.B., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province, *Scott. J. Geol.* 18, pp. 50–107.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.* 159, pp. 21–34.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman London., 466 p.
- Zorpi, M.J., Coulon, C., and Orisini, J.B., 1991. Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids – a case study northern Sardinia, Italy. In: A. Peccerillo (Guest – Editor), *Geochemistry of granitoid rocks*, *chem. Geol.* 92, pp. 42-86.