

کاربرد زمین‌شیمیایی عناصر نادر خاکی (REE) جهت مقایسه منشأ میگماتیت‌ها، لوکوسوم‌ها و گرانیتهای منطقه بروجرد: دیدگاه اکتشافی

معصومه زارع شولی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

زهرا طهماسبی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

عادل ساکی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

احمد احمدی خلجی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

Hua-Feng Zhang

China University of Geosciences, China

تاریخ دریافت: ۹۶/۸/۲ تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۸

tahmasebi.z@lu.ac.ir

چکیده

مجموعه دگرگونی بروجرد، شامل دگرگونی‌های ناحیه‌ای و مجاورتی است. نفوذ کمپلکس گرانیتهوئیدی بروجرد با سن ژوراسیک میانی در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های ذوب بخشی شده است. لوکوسوم میگماتیت‌ها عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و مسکوویت تشکیل شده‌اند و دارای بافت میرمکت، پرتیت و گرافیکی می‌باشند. لوکوسوم میگماتیت‌ها پرآلومینیوم هستند و مقادیر بالای K_2O و مقادیر پایین MgO ، Fe_2O_3 و TiO_2 را دارند. بر اساس مطالعات پتروگرافی ترکیب لوکوسوم میگماتیت‌های بروجرد، گرانیتهی است و با توجه به مطالعات سنگ-شناسی و داده‌های آنالیز شیمیایی مشخص گردید که لوکوسوم میگماتیت‌های بروجرد از نوع گرانیتهای تیپ S بوده و با توده‌های گرانیتهی همجوار متفاوت می‌باشد. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت لوکوسوم میگماتیت‌ها دارای شیب منفی بوده و آنومالی مثبت Eu را نشان می‌دهد. تفاوت الگو نمودار عناصر نادر خاکی گرانیتهای با بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها نشان می‌دهد که گرانیتهای با لوکوسوم‌ها هیچ‌گونه ارتباطی نداشته و از ذوب بخشی سنگ‌های رسی دگرگون شده تشکیل نشده‌اند. با توجه به شکل‌گیری کانی‌های اسپینل و کروندم در میگماتیت‌های بروجرد بررسی میگماتیت‌های بروجرد از دیدگاه اکتشافی حائز اهمیت می‌باشد.

کلمات کلیدی: میگماتیت، ذوب بخشی، لوکوسوم، گرانیتهی، بروجرد

مقدمه

بخشی بصورت عملکردی از محیط ژئودینامیک و نوع پرتولیت به وسیله مطالعات ژئوشیمیایی، مقدار مذاب تولید شده، مقدار جدایش، ساز و کار نفوذ و جایگیری مذاب در ژرفای پوسته می‌تواند در بازسازی محیط‌زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه مفید باشد (Kretz, 1983; Cesare et al., 1997; Brown, 1994). مجموعه دگرگونی بروجرد در شرق و جنوب شرق شهرستان بروجرد قرار دارد. این مجموعه عمدتاً متشکل از سنگ‌های رسی دگرگون شده و سنگ‌های آذرین است. مجموعه دگرگونی بروجرد از جنبه‌های پترولوژیکی مختلفی مورد مطالعه قرار گرفته است. Masoudi (1997) به وجود میگماتیت در شمال شرق توده بروجرد اشاره نموده و آن را بخشی از زون سیلیمانیت می‌داند و بر

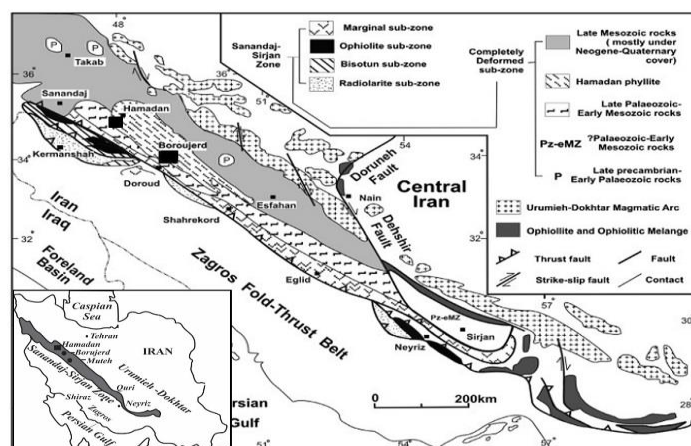
میگماتیت‌ها، بخش‌هایی از پوسته هستند که شرایط جدایش مذاب در محل تشکیل آنها مناسب نبوده و انتقال مذاب با سرعت مناسبی صورت نگرفته است. میگماتیت‌ها شواهدی فراهم می‌کنند که گرانیتهی می‌تواند کم و بیش به صورت درجا تشکیل شود. برخی محققین سعی کرده‌اند با مطالعه این گروه از سنگ‌ها چگونگی شکل‌گیری سنگ‌های گرانیتهی در پوسته را توصیف نمایند (Wyllie, 1993; Fitzsimons, 1996; Sawyer, 1998; Neogi et al., 1998; Barbay et al., 1996; Kriegsman, 2001; Corona-Chavez et al., 2006; Lancaster et al., 2009). به هر حال تشخیص و دسته‌بندی ذوب

شمار می‌رود (شکل ۱ و ۲) (Mohajjel, 1997). قدیمی‌ترین نهشته‌ها مربوط به تریاس می‌باشد که در جنوب شرق بروجرد رخمون داشته و شامل متاولکانیک‌ها با درون لایه‌هایی از مرمر نازک تا ضخیم لایه می‌باشند (Stocklin, 1968). مهمترین حادثه زمین‌شناختی که در این ناحیه رخ داده، پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد با سن ژوراسیک میانی است (Ahmadi-Khalaji et al., 2007). در طی نفوذ توده گرانیتوئیدی در داخل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای قبلی که بالاترین بخش از این دگرگونی‌ها را سنگ‌های رسی دگرگون‌شده موسوم به فیلیت های همدان تشکیل می‌دهند، یک مجموعه دگرگونی دما بالا و فشار پایین حاصل شده است. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل شیست های لکه‌دار، انواع هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها می‌باشد. دگرگونی مجاورتی در بخش جنوبی توده به دلیل گسله بودن ناقص یا دیده نمی‌شود (Ahmadi-Khalaji, 2007, Masoudi et al., 2002) و نوار باریکی از شیست های کردیریت‌دار که به اسلیت و زون های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود وجود دارد اما در بخش شمالی توده، میگماتیت و هورنفلس‌ها و زون سیلیمانیت - فلدسپات پتاسیم دیده می‌شود (Ahmadi-Khalaji, 2007, Masoudi et al., 1997).

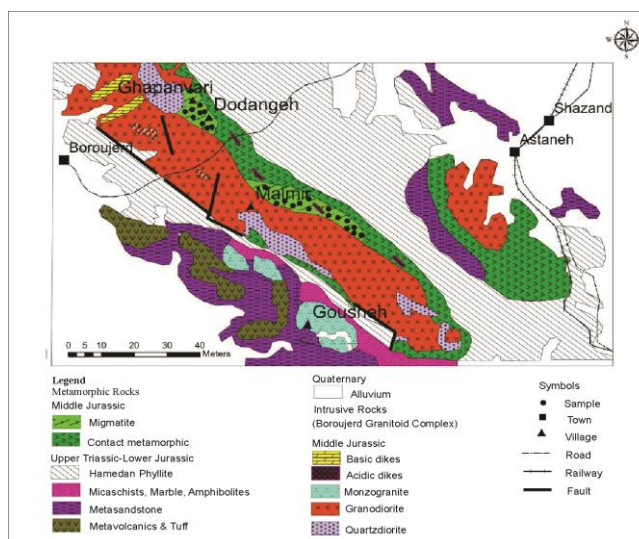
اساس تعادل‌های چندگانه اوج دمای دگرگونی در هاله بروجرد را ۶۴۲ درجه تخمین زده است. طبق مطالعات ژئوترموبارومتری (حیدریان منش و همکاران، ۱۳۹۵) دمای ۵۶۸ تا ۶۶۲ و فشار ۲/۸ تا ۳/۳ برای میگماتیت‌های منطقه بروجرد بدست آمده است. از نظر برخی پژوهشگران میگماتیت های منطقه عمدتاً از نوع لخته‌ای بوده و انواع دیگر آن به صورت پراکنده قابل مشاهده‌اند و وجود کروندم حاصل شکسته شدن مسکوویت در این سنگ‌ها می‌باشد (Baharifar and Ghafari, 2010). در سایر نقاط زون سنندج - سیرجان از جمله منطقه همدان نیز وجود میگماتیت‌ها گزارش شده است (ساک، ۱۳۹۱). در این مقاله سعی شده است ضمن مطالعات صحرایی و پتروگرافی میگماتیت‌های بروجرد، ژئوشیمی لوکوسوم میگماتیت‌ها و مقایسه آن با گرانیتهای همجوار بررسی شود.

زمین شناسی عمومی منطقه

زون سنندج - سیرجان میزبان توده‌های گرانیتوئیدی زیادی از جمله توده گرانیتوئیدی بروجرد می‌باشد که دارای طولی در حدود ۱۵۰۰ و عرض حدود ۲۰۰ کیلومتر است که از شمال غرب تا جنوب شرق کشور ادامه دارد. محدوده مورد بررسی در شرق و جنوب شرق بروجرد، بعنوان بخشی از دگرگونی‌های مزوزوئیک زون ساختاری سنندج - سیرجان به



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت تکتونیکی زون‌ها در غرب ایران (Mohajjel et al., 2003)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه اقتباس شده از (Ahmadi Khalaji et al., 2007)

روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی و مقایسه ترکیب لوکوسم با گرانیت‌های همجوار چندین نمونه از بخش مزوسوم و لوکوسوم میگماتیت‌ها انتخاب و عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش MS - ICP در دانشگاه پکن در کشور چین تجزیه شدند که نتایج آنها در جدول ۱ ارائه شده است.

بحث

مطالعات صحرایی و پتروگرافی منطقه بروجرد

ساختارهای مشاهده شده در میگماتیت‌های بروجرد شامل استروماتیک لایه‌ای، فلیتیک (رگه‌ای)، دیکتیونیتیک، نبولیتیک، شلیرن و

لخته‌ای می‌باشد (شکل ۳) که از میان ساختارهای ذکر شده ساختار استروماتیک لایه‌ای، دیکتیونیتیک، و نبولیتیک ساختارهای غالب در میگماتیت‌های بروجرد می‌باشند. در بخش‌هایی که میگماتیت‌ها به صورت بخش‌های لایه‌ای مانند دیده می‌شوند (فابریک استروماتیک لایه‌ای و دیکتیونیتیک) مقدار مذاب (لوکوسوم) به حدی نیست که باعث خرد شدن ملانوسوم و مزوسوم شود و مذاب بتواند به راحتی جریان یابد. به چنین ساختاری با لایه‌بندی حفظ شده، متاتکسیت می‌گویند. در میگماتیت‌های دارای ساخت نبولیتیک به دلیل حضور بیشتر بخش لوکوسوم لایه‌بندی میگماتیته تقریباً محو شده، به عبارت دیگر مذاب فراوان باعث خرد شدن لایه‌بندی میگماتیته شده است به چنین ساختاری دیاتکسیت می‌گویند.



شکل ۳. (A) میگماتیت‌های استروماتیک (B) میگماتیت‌های فلیتیک (رگه‌ای C) میگماتیت‌های دیکتیونیتیک (D) میگماتیت‌های لخته‌ای: لوکوسوم بصورت لخته و تکه‌های پراکنده داخل مزوسوم قرار دارد (E) میگماتیت‌های شلیرن (F) میگماتیت‌های نبولیتیک.

پتروگرافی میگماتیت‌ها

با توجه به وفور پلی‌مورف‌های سیلیکات آلومینیوم (سیلیمانیت و آندالوزیت) و کردیریت در میگماتیت‌های منطقه، میگماتیت‌های بروجرد به دو دسته تقسیم‌بندی گردیده‌اند.

۱ - میگماتیت‌های غنی از سیلیکات آلومینیوم: این سنگ‌ها دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، آندالوزیت، سیلیمانیت، بیوتیت، اسپینل و کروندم می‌باشند. در بخش مزوسوم این دسته سنگ‌ها، حاشیه‌ای از هم رشدی اسپینل و کروندم اطراف آندالوزیت شکل گرفته است (شکل ۴ - A). همچنین در این سنگ‌ها در بخش مزوسوم، آندالوزیت از حاشیه داخلی گاهی به سیلیمانیت تبدیل می‌شود (شکل ۴ - B).

۲ - میگماتیت‌های غنی از کردیریت: این سنگ‌ها دارای کانی فلدسپار پتاسیم، کردیریت، پلاژیوکلاز، گارنت، بیوتیت و کوارتز است. در زمینه این سنگ‌ها هیچ‌گونه سیلیکات آلومینیوم (سیلیمانیت) دیده نمی‌شود. در بخش لوکوسوم این سنگ‌ها کوارتز بی‌شکل فضای بین فلدسپار پتاسیم شکل دار تا نیمه شکل‌دار را پر کرده است و دارای بافت میرمیکت می‌باشد. گارنت به صورت درشت بلور و نیمه شکل دار با مجموعه کانی‌های فلدسپار پتاسیم، کردیریت، بیوتیت و کوارتز وجود دارد

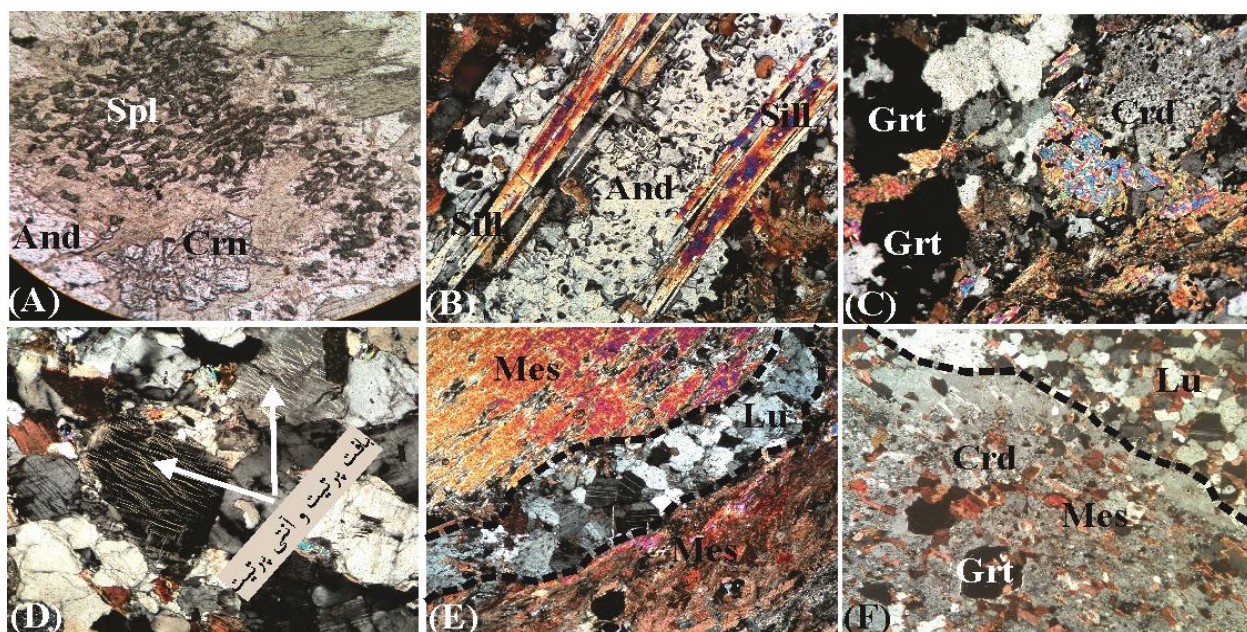
(شکل ۴ - C). با توجه به این که این سنگ‌ها در گستره دما و فشار مشابه قرار می‌گیرند عاملی که باعث می‌شود در دسته‌ای از سنگ‌ها اسپینل و در دسته‌ای دیگر گارنت تشکیل شود می‌تواند وجود آلومینوسیلیکات باشد. این سنگ‌ها از لوکوسوم و مزوسوم تشکیل شده‌اند.

لوکوسوم‌ها: لوکوسوم‌ها از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و مسکوویت تشکیل شده‌اند. لوکوسم بافت آذرین از جمله میرمیکت، گرانوفیری، پرتیتی و آنتی پرتیت را نشان می‌دهد (شکل ۴ - D). در لوکوسوم، فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و گاهی حالت ابری را نشان می‌دهد. ظهور فلدسپار پتاسیم ابری که به علت دگرسانی آن توسط سیال‌های ماگمای آتاکسی تشکیل شده؛ شاهدهی بر تبلور آن از منشأ مذاب است (Pattison & harte, 1988). کوارتز بی‌شکل بوده و با بافت بین دانه‌ای فضای بین فلدسپار پتاسیم را پر کرده است. بیوتیت‌های نیمه شکل‌دار به همراه کوارتز و فلدسپار پتاسیم دیده می‌شود. بلورهای کوچک مسکوویت در لوکوسوم احتمالاً از دگرگونی پس‌رونده بیوتیت تشکیل شده‌اند. کوارتز و فلدسپار پتاسیم عمده‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده لوکوسوم‌ها هستند و کانی‌های فرو منیزیم مانند بیوتیت بسیار کم دیده می‌شود. مطالعات پتروگرافی لوکوسوم‌ها نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌شناسی لوکوسوم‌ها مشابه لوکوگرانیت تا

مزوسوم و ملانوسوم: مزوسومها از کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، کلدیریت، سیلیمانیت، اسپینل و کروندم تشکیل شده است. در بخش مزوسوم حاشیه‌ای از اسپینل و کروندم در اطراف آندالوزیت شکل گرفته است. آندالوزیت از حاشیه به سیلیمانیت تبدیل می‌شود. فیبرولیت به خرج بیوتیت به وجود آمده است. در میگماتیت‌های منطقه، ملانوسوم به مقدار کم و ناچیز دیده می‌شود که دارای بافت گرانوبلاستیک هورنفلسی است. ترکیب کانی‌شناسی ملانوسوم مشابه با مزوسوم می‌باشد با این تفاوت که غنی‌شدگی از کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت و کلدیریت در آنها دیده می‌شود. از نظر سنگ‌شناسی ترکیب مزوسوم همان هورنفلس‌های با ترکیب متارسی منطقه می‌باشد.

گرانیت‌های حاصل از ذوب بخشی است و با منشأ تبلور از مذاب مطابقت دارد. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی، لوکوسوم به دو گروه عمده تقسیم می‌شود:

۱ - لوکوسوم‌های دارای کوارتز و فلدسپار پتاسیم: این لوکوسومها دارای فلدسپار پتاسیم به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار است که کوارتز بی‌شکل فضای بین فلدسپارها را پر کرده است (شکل ۴ - E). ۲ - لوکوسوم‌های دارای کوارتز - فلدسپار پتاسیم - بیوتیت $\pm$ مسکوویت: بیوتیت نیز به صورت ریز و شکل‌دار دیده می‌شود. فلدسپار پتاسیم شکل دار بوده و کوارتز بی‌شکل با بافت بین بلوری فواصل بین کانی‌های فلدسپار پتاسیم را پر کرده است (شکل ۴ - F). فلدسپار پتاسیم مقداری به مسکوویت دگرسان شده است.



شکل ۴. (A) مجموعه آندالوزیت، اسپینل و کروندم در بخش مزوسوم میگماتیت (B) تبدیل آندالوزیت به اسپینل و کروندم (C) گارنت به صورت درشت بلور و نیمه شکل دار همراه با مجموعه کانی‌های فلدسپار پتاسیم، کلدیریت، بیوتیت بخش مزوسوم میگماتیت (D) بافت پرتیت و آنتی پرتیت بخش لوکوسوم میگماتیت (E) لوکوسوم‌های کوارتز + فلدسپار که فضای بین فلدسپارها را کوارتز بی‌شکل پر کرده است (F) لوکوسوم‌های دارای کوارتز - فلدسپار پتاسیم - بیوتیت نیز به صورت ریز و شکل‌دار دیده می‌شود.

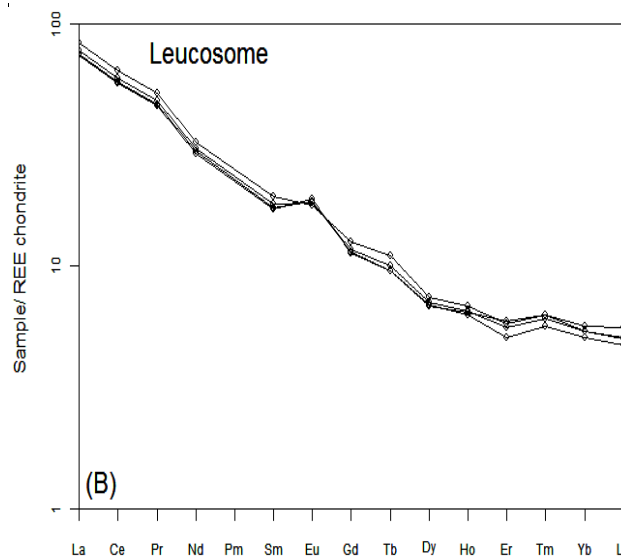
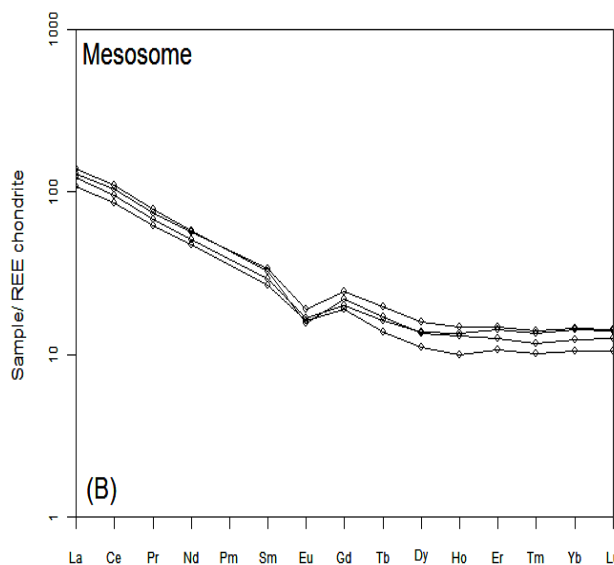
لوکوسومها به سمت مزوسومها کاهش می‌یابد. مزوسومها بیشترین مقدار Al_2O_3 را دارند. از نظر مقدار Fe_2O_3 و MgO لوکوسومها کمترین مقدار را دارد که با کم بودن کانی‌های فرومنیزیم در لوکوسوم سازگار است. مقدار CaO و Na_2O در لوکوسومها و مقدار K_2O در مزوسومها بالا می‌باشد. بالا بودن مقدار K_2O در مزوسومها با وفور فلدسپات پتاسیم سازگار است. نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) مزوسوم میگماتیت‌ها در شکل ۵ - A و بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها در شکل ۵ - B نشان داده شده است. الگوی عناصر نادر خاکی بخش مزوسوم میگماتیت‌ها دارای شیب تقریباً مسطح و آنومالی منفی Eu می‌باشد در صورتی که الگوی REE بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها دارای شیب منفی و آنومالی مثبت Eu می‌باشد که نشان‌دهنده تشکیل فلدسپارها و پلاژیوکلازها در بخش لوکوسوم می‌باشد. الگوی عناصر نادر خاکی و آنومالی Eu نشان می‌دهد که لوکوسومها در نتیجه خروج مذاب از بخش‌های مزوسوم ایجاد شده‌اند.

توده گرانیتوئیدی بروجرد

بخش اعظم توده گرانیتوئیدی بروجرد ترکیب گرانودیوریتی دارد و به صورت یک توده نفوذی کشیده و بزرگ نمایان می‌گردد. درون این توده، توده‌های نفوذی کوچکی ظاهر می‌شوند که عمدتاً دارای ترکیب کوارتز دیوریتی بوده و گاه توده‌های لوکوکرات در آن رخنمون دارند. همچنین در بخش جنوبی این توده، توده‌های نفوذی کوچکی با ترکیب مونزوگرانیتی دیده می‌شود (شکل ۲). واحدهای مختلف توده گرانیتوئیدی بروجرد توسط دایک‌های متعددی قطع گردیده است. این نمونه‌های سنگی از نظر بافتی و میکروسکوپی شبیه ساختار لوکوسوم میگماتیت‌ها می‌باشند. نتایج آنالیز شیمیایی توده گرانیتوئیدی بروجرد از (Ahmadi Khalaji et al., 2007) اقتباس شده است.

نتایج ژئوشیمی میگماتیت‌های منطقه

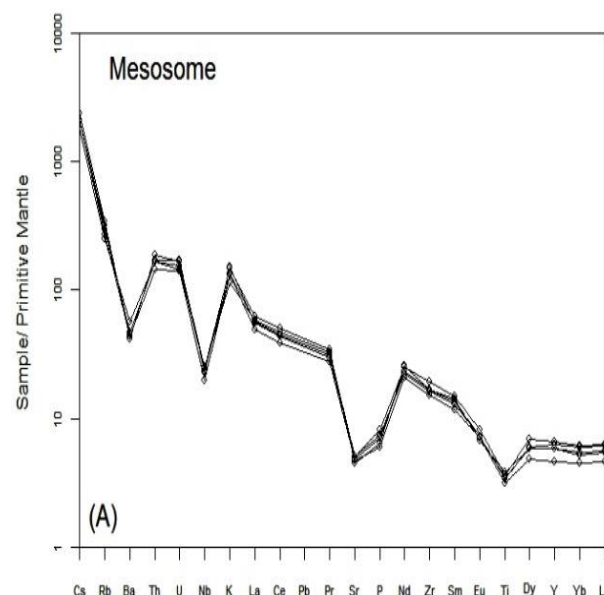
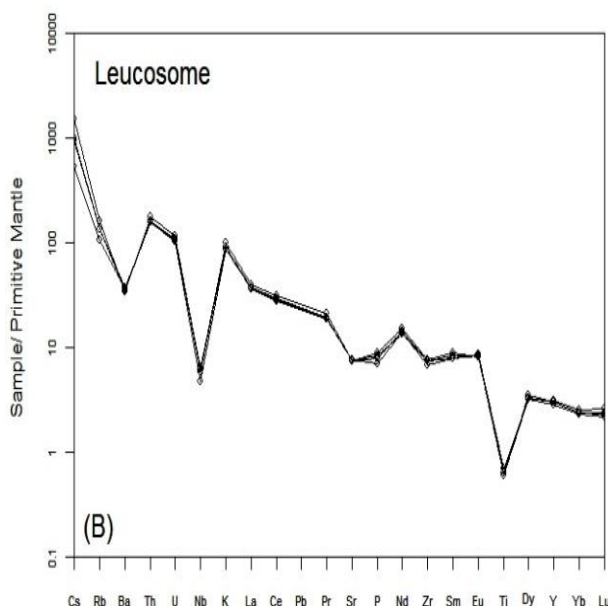
میانگین SiO_2 لوکوسومها ۷۳/۷۹ درصد وزنی است. نمونه‌های لوکوسومی به طور شاخصی دارای SiO_2 بالایی می‌باشند. مقدار SiO_2 از



شکل ۵. A) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) بخش مزوسوم میگماتیت‌ها B) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها

نمی‌دهد. بنابراین الگوی نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار تأیید می‌کند که لوکوسوم‌ها در نتیجه خروج مذاب از بخش‌های مزوسوم ایجاد شده‌اند. بی‌نظمی الگوهای عناصر در نمودارهای عنکبوتی برای سنگ‌های میگماتیته نشانگر توزیع ناهمگون ذوب در این سنگ‌ها و همچنین واکنش برگشتی بخش‌های ذوب شده با بخش‌های دیرگداز است که باعث شده که تمرکز این عناصر در سراسر این سنگ‌ها متغیر باشد.

نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار بهنجار شده به گوشته اولیه بخش مزوسوم میگماتیت‌ها در شکل ۶-A و لوکوسوم میگماتیت‌ها در شکل ۶-B نشان داده شده است. در هر دو نمودار تهی شدگی در Ba، Ti و Nb و غنی‌شدگی در K را نشان می‌دهند. نمونه‌های مزوسوم و لوکوسوم در برخی عناصر مانند Sr روند دوگانه‌ای را نشان می‌دهند به‌طوری که مزوسوم در Sr تهی شدگی را نشان می‌دهد در صورتی که لوکوسوم میگماتیت‌ها به دلیل تشکیل پلازیوکلاز و فلدسپار آنومالی منفی نشان



شکل ۶. A) نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر ناسازگار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بخش مزوسوم میگماتیت‌ها B) نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر ناسازگار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها

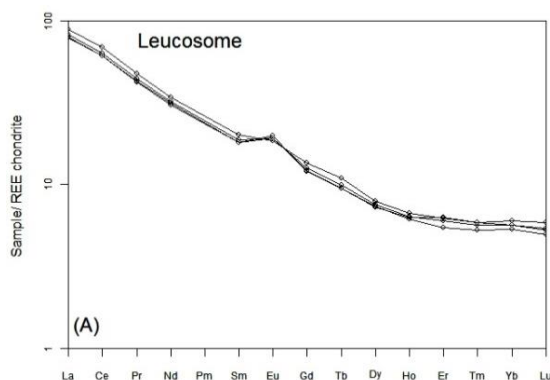
جدول ۱: نتایج آنالیز شیمیایی بخش مزوسوم و لوکوسوم میگماتیت‌ها

Sample	MIB _ 2 Mes	MIB _ 9 Mes	MIB _ 11 Mes	MIB _ 16 Mes	MIB _ 9 Lu	MIB _ 11 Lu	MIB _ 13 Lu	Average leucosome	Average mesosome
Al ₂ O ₃	۱۹/۳۳	۱۹/۱۶	۱۹/۸۶	۱۷/۱	۱۴/۴۲	۱۴/۰۴	۱۴/۹۶	۱۴/۴۷	۱۸/۸۶
CaO	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۳۷	۰/۷۴	۱/۲۸	۱/۲۳	۱/۲۵	۱/۲۵	۰/۴۹
Fe ₂ O ₃	۶/۶	۶/۸۳	۷/۴۹	۶/۹۶	۲/۱۱	۱/۹۷	۱/۸۴	۱/۹۷	۶/۹۷
K ₂ O	۳/۹۹	۴/۵۳	۴/۴۴	۳/۴۴	۲/۷۶	۳/۰۵	۲/۵۶	۲/۷۹	۴/۱
MgO	۱/۹۴	۱/۹۲	۲/۱۶	۱/۸۸	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۴	۱/۹۸
MnO	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۲
Na ₂ O	۱/۶۲	۱/۷۲	۱/۶۲	۱/۲	۳/۹۷	۳/۸۸	۴/۳۹	۴/۰۸	۱/۵۴
P ₂ O ₅	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۹	۷۳/۷۴	۰/۱۷	۰/۱۵
SiO ₂	۶۲/۴۸	۶۲/۲	۶۰/۳۳	۶۴/۹۸	۷۳/۳۳	۷۴/۲۹	۷۳/۷۴	۷۳/۷۹	۶۲/۵
TiO ₂	۰/۶۸	۰/۷۳	۰/۸۲	۰/۷۹	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۷۶
Total	۹۷/۳۱	۹۷/۸	۹۷/۳۵	۹۷/۴	۹۸/۶	۹۹/۱۲	۹۹/۳۹	۹۹/۰۳	۹۷/۴۷
Ba	۳۰۶	۳۲۰	۲۹۲	۴۰۲	۲۵۷	۲۳۵	۲۵۱	۲۴۸	۳۳۰
Ce	۶۹/۴	۷۷/۷	۸۸/۶	۸۴	۴۹/۵	۵۵/۸	۴۹/۸	۵۱/۷	۷۹/۹
Cr	۱۷۰	۲۹۰	۲۳۰	۳۰۰	۲۶۰	۳۵۰	۲۱۰	۲۷۳	۲۴۷/۵
Cs	۱۶/۷۵	۱۶/۹۵	۱۸/۷۵	۱۴/۱	۷/۴۶	۱۲/۱۵	۴/۲۲	۷/۹۴	۱۶/۶۴
Dy	۳/۵۸	۴/۴۳	۴/۳۵	۵/۰۷	۲/۳۸	۲/۵۶	۲/۳۵	۲/۴۳	۴/۳۶
Er	۲/۲۴	۳	۲/۶۳	۳/۱۱	۱/۱۵	۱/۳۱	۱/۳۳	۱/۲۶	۲/۷۵
Eu	۱/۱۸	۱/۲۲	۱/۱۴	۱/۳۹	۱/۴۶	۱/۳۷	۱/۴۲	۱/۴۲	۱/۲۳
Ga	۲۳/۱	۲۳/۶	۲۴/۸	۲۱/۳	۱۴	۱۳/۶	۱۳/۴	۱۳/۷	۲۳/۲
Gd	۴/۹۳	۵/۱۵	۵/۶۴	۶/۳	۳/۱۳	۳/۵۰	۳/۱۵	۳/۲۶	۵/۵۱
Hf	۴/۴	۵/۱	۵/۱	۵/۸	۲/۷	۲/۷	۲/۴	۲/۶	۵/۱
Ho	۰/۷۱	۰/۹۶	۰/۹۳	۱/۰۵	۰/۴۴	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۹۱
La	۳۳/۶	۳۷/۸	۴۳/۲	۴۰/۳	۲۴/۵	۲۷/۶	۲۴/۷	۲۵/۶	۳۸/۷
Lu	۰/۳۴	۰/۴۵	۰/۴	۰/۴۶	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۴۱
Nb	۱۴/۲	۱۶/۴	۱۷/۵	۱۸/۱	۴/۵	۴/۴	۳/۴	۴/۱	۱۶/۶
Nd	۲۸/۳	۳۰/۶	۳۴/۷	۳۳/۸	۱۸/۵	۲۰/۵	۱۸/۸	۱۹/۳	۳۱/۹
Pr	۷/۵۹	۸/۳۲	۹/۶	۹/۰۳	۵/۱۸	۵/۸۰	۵/۲۰	۵/۳۹	۸/۶۴
Rb	۱۷۲	۲۰۱	۲۱۹	۱۵۹/۵	۸۴/۷	۱۰۴	۶۷/۵	۸۵/۴	۱۸۷/۹
Sm	۵/۲۱	۷/۷	۶/۳۲	۶/۶۱	۳/۵۱	۳/۹۵	۳/۵۴	۳/۶۷	۵/۹۶
Sr	۹۹/۷	۱۰۷	۹۴/۹	۱۰۶	۱۵۷	۱۵۵/۵	۱۶۲	۱۵۸/۲	۱۰۱/۹
Ta	۱	۱/۲	۱/۲	۱/۲	۰/۵	۰/۵	۰/۳۰	۰/۴	۱/۲
Tb	۰/۶۵	۰/۷۶	۰/۸۱	۰/۹۳	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۴۷	۰/۷۹
Th	۱۲/۳	۱۴/۷	۱۶/۲	۱۴/۳۵	۱۳/۱۵	۱۵/۲۵	۱۳/۲۰	۱۳/۸۷	۱۴/۳۹
Tm	۰/۳۳	۰/۴۴	۰/۳۸	۰/۴۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۴۰
U	۲/۹۹	۳/۵۸	۳/۵۲	۳/۰۲	۲/۴۲	۲/۴۲	۲/۱۷	۲/۲۸	۳/۲۸
V	۱۴۶	۱۶۰	۱۷۷	۱۵۱	۱۷	۱۶	۱۹	۱۷/۳۳	۱۵۸/۵
Y	۲۱/۱	۲۸/۷	۲۶/۳	۳۰	۱۳/۱	۱۳/۶	۱۴/۳	۱۳/۷	۲۶/۵
Yb	۲/۲	۲/۹۵	۲/۵۶	۳/۰۲	۱/۱۲	۱/۱۸	۱/۲۵	۱/۱۸	۲/۶۸
Zr	۱۶۹	۱۸۴	۱۸۷	۲۱۸	۸۴	۸۶	۷۶	۸۲	۱۸۹/۵
Eu/*Eu	۷/۱۱	۸/۷۱	۸/۱۴	۸/۶۹	۴/۵۶	۵/۰۷	۴/۸۵	۴/۷۳	۷/۶۹

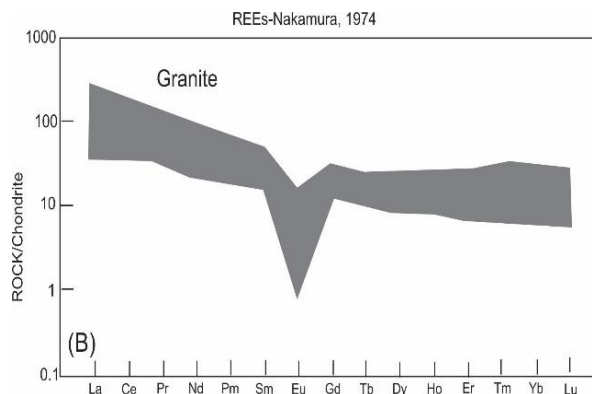
B نشان داده شده است. الگوی عناصر نادر خاکی لوکوسوم‌ها با غلظت پایین عناصر و الگوی با شیب منفی و آنومالی مثبت Eu مشخص شده است. در صورتی که الگوی REEs گرانیته‌ها دارای شیب تقریباً مسطح

مقایسه لوکوسوم میگماتیت‌ها و توده گرانیته‌ای بوجود
 نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندی (Boynton, 1984) لوکوسوم میگماتیت‌ها در شکل ۷ - A و گرانیته‌ها در شکل ۷ -

منطبق نبودن نمودارهای عناصر نادر خاکی گرانیتهای و بخش لوکوسم میگماتیتها نشان می‌دهد که گرانیتهای از میگماتیتها به وجود نیامده‌اند.

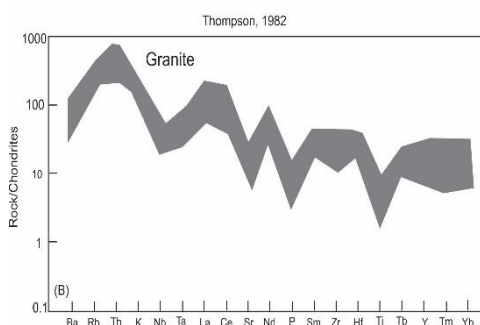
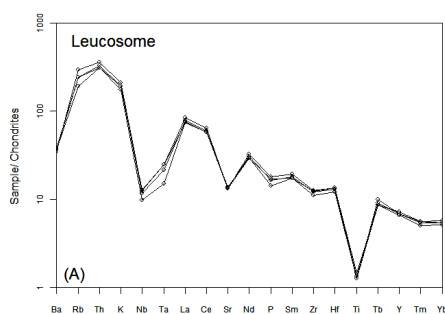


بوده و همچنین آنومالی منفی Eu به وضوح دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلازها در طی تبلور ماگما است. تفاوت و

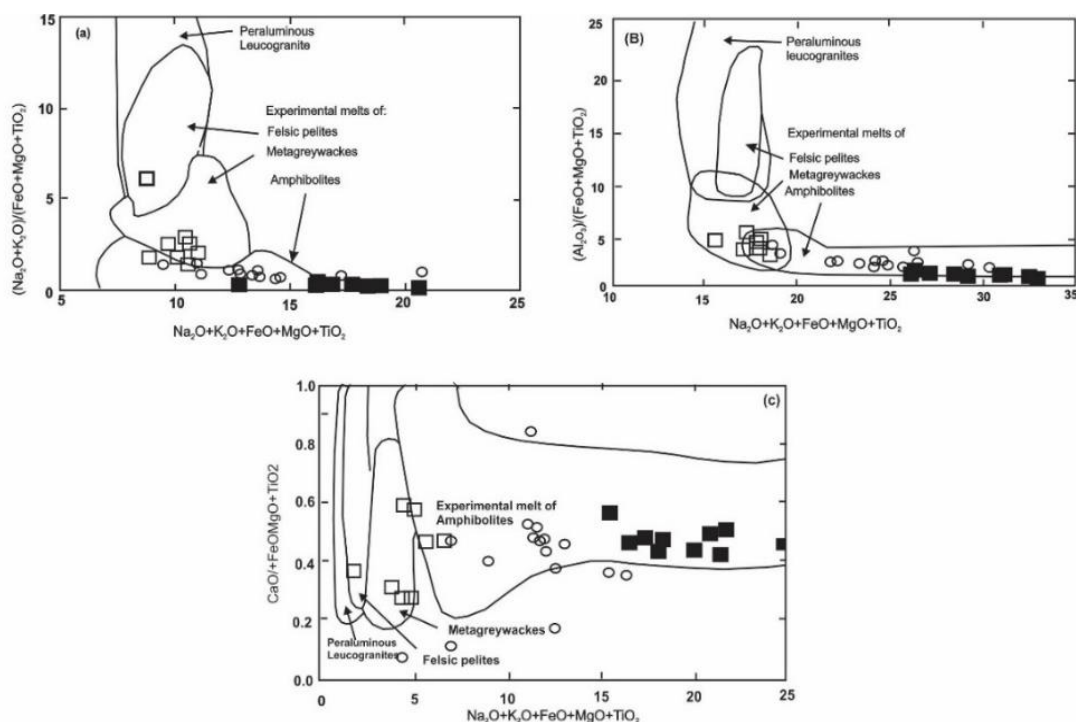


شکل ۷. (A) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) بخش لوکوسوم میگماتیتها. (B) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده به کندریت (Boynton, 1984) گرانیتهای

مذابهای مشتق شده از سنگهای مافیک دارای نسبتهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{FeO}_{\text{total}}$ و $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ پایین‌تری نسبت به مذابهای حاصل از ذوب سنگهای رسی دگرگون شده هستند. با توجه به اینکه توده گرانیتوئیدی بروجد دارای نسبتهای پایین $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ و $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ و نسبتهای بالای $(\text{CaO} / \text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ هستند (شکل ۹)، می‌تواند از ذوب چنین سنگهای پوسته‌ای (آمفیبولیتها) حاصل شوند. تفاوت الگو نمودار عناصر نادر خاکی گرانیتهای با بخش لوکوسم میگماتیتها بیانگر آن است که گرانیتهای با لوکوسومها هیچ گونه ارتباطی نداشته و از ذوب بخشی سنگهای دگرگونی مافیک تا حد واسط تشکیل شده است. در صورتی که لوکوسوم میگماتیتها حاصل ذوب بخشی سنگهای رسی دگرگون شده‌اند. علاوه بر الگوی نمودارهای عناصر ناسازگار و نادر خاکی نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ در مقابل Na_2O و $(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در مقابل $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ و $\text{CaO} / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در مقابل $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ اقتباس شده از (Ahmadi Khalaji et al., 2007) نشان می‌دهد که منشأ گرانیتوئید بروجد آمفیبولیت و متاگریوک می‌باشد و حاصل از ذوب بخشی متاپلیتها نمی‌باشد



شکل ۸. (A) نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر ناسازگار عادی شده به کندریت (Thompson, 1982) برای بخش لوکوسوم میگماتیتها (B) نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر ناسازگار عادی شده به کندریت (Thompson, 1982) برای مجموعه گرانیتوئیدی بروجد

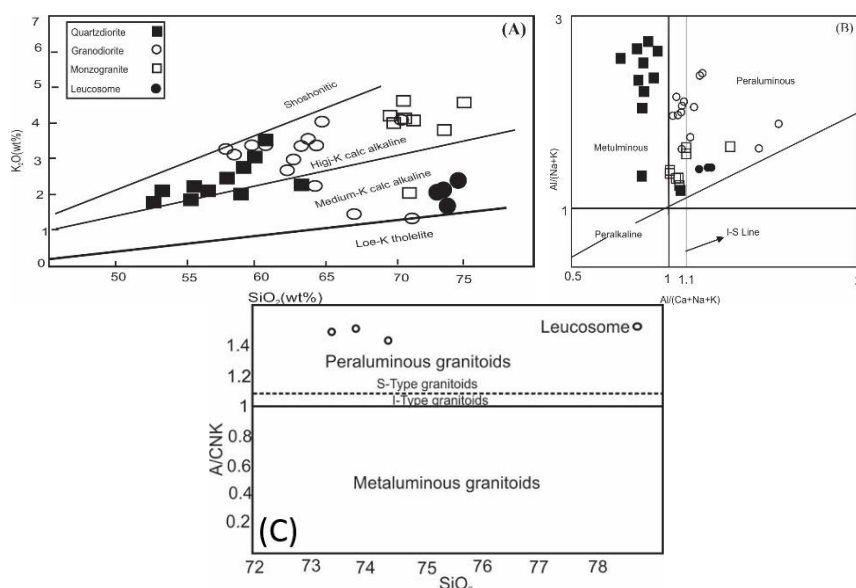


شکل ۹. محدوده‌های ترکیبی مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پلتهای فلسیک، متاگروکها و آمفیبولیت‌ها (PatinoDouce, 1999) و آنالیز شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه بروجرد اکتباس شده از (Ahmadi Khalaji et al., 2007)

ترکیب شیمیایی لوکوسوم میگماتیت‌ها

میانگین SiO_2 لوکوسوم میگماتیت‌های بروجرد ۷۳/۷۹ درصد وزنی است دارای مقادیر بالای K_2O ، و مقادیر پایین MgO ، Fe_2O_3 و TiO_2 را دارند. بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها و واحدهای اصلی توده گرانیتوئیدی در محدوده کالکوالکان قرار می‌گیرند (شکل ۸ - A). لوکوسوم میگماتیت‌های مورد مطالعه از نظر درجه اشباع از آلومینیوم بزرگتر از یک ($A/CNK > 1$) می‌باشند و در نمودار A/NK برابر

محدوده پراآلمینیوم قرار می‌گیرند در حالی که واحدهای اصلی توده گرانیتوئیدی بروجرد از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متاآلمین تا کمی پراآلمین می‌باشند (شکل ۸ - B). در نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 نمونه‌های لوکوسوم در محدوده پراآلمینیوم قرار گرفته و از نوع S می‌باشند (شکل ۸ - C) در حالی که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I می‌باشد (Ahmadi Khalaji et al., 2007).



شکل ۱۰. (A) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 اکتباس از (Rickwood, 1989) اغلب نمونه‌های مورد مطالعه سری کالکوالکان را نشان می‌دهند. (B) نمودار A/NK در مقابل SiO_2 برای تمایز ماگماهای پراآلمین، متاآلمین و پراآلکان (Shand, 1927; Maniar & Piccoli 1989; Pitcher, 1993). (C) نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 اکتباس از (Clark, 1992) مطابق این نمودار نمونه‌های لوکوسوم در محدوده پراآلمینوس قرار گرفته و از نوع S می‌باشند.

دیدگاه اکتشافی

با توجه به شکل‌گیری کانی‌های با ارزش یا قوت (کروندم) و لعل (اسپینل) در میگماتیت‌های دنیا، بررسی مناطقی که پتانسیل کانی زایی اسپینل و کروندم دارند از دیدگاه اکتشافی حائز اهمیت هستند. یکی از این مناطق مناسب جهت شکل‌گیری این کانی‌ها در ایران منطقه بروجرد می‌باشد که پیشنهاد می‌شود پتانسیل شکل‌گیری یا قوت و لعل در میگماتیت‌های این منطقه در اعماق بیشتر مورد مطالعه قرار گیرد.

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات پتروگرافی، ترکیب لوکوسوم میگماتیت‌های بروجرد، گرانیته است و بر اساس داده‌های آنالیز شیمیایی، لوکوسوم میگماتیت‌های مورد مطالعه در نمودار A/CNK در برابر A/NK در محدوده پرآلومینیوم قرار می‌گیرند. مقادیر $A/CNK > 1$ ، مقادیر پایین CaO، کروندم نرماتیو بیشتر از یک و قرار گرفتن در محدوده پرآلومین از مشخصه لوکوسوم‌ها می‌باشد که جز خصوصیات گرانیته‌های Type - S می‌باشد و خاصیت Type - S بودن لوکوسوم‌ها می‌تواند دلیلی بر ذوب بخشی میگماتیت‌ها باشد. (Droop and Moazen, 2007). الگوی عناصر نادر خاکی لوکوسوم‌ها با شیب منفی و آنومالی مثبت Eu مشخص

منابع

- حیدریان منش. ع.، طهماسبی، ز.، احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۵، شیمی کانی و دما - فشارسنجی سنگ‌های میگماتیته منطقه بروجرد (شمال پهنه سندانج - سیرجان)، مجله پترولوژی اصفهان، شماره ۲۵، ص ۱۱۷ - ۱۳۸.
- ساک. ع.، ۱۳۹۱، دلایل پایداری آندالوزیت در زون‌های سیلیمانیت و اسپینل کردیریت موجود در میگماتیت‌های هاله مجاورتی الوند، همدان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، جلد ۱، شماره ۴.
- Ahmadi - Khalaji. A., Esmaeily. D., Valizadeh. M.V., Rahimpour - Bonab. H., 2007, Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sansandaj - Sirjan Zone, Western Iran, Journal of Asian Earth Sciences, No:29, p:859 - 877.
- Baharifar. A.K., Ghafari. M., 2010, First report of Corundum occurrence and granulite grade metamorphism in migmatitic rocks of SE - Broujerd, 4th National Geological Conference of Payam Noor University, Mashhad, Iran (in Persian).
- Barbay. P., Brouand. M., Le Fort. P., Pecher. A., 1996, Granit - migmatite genetic link: The example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in central Nepal, Lithos, No: 38, p: 63 - 77.
- Boynton. W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry, Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. co., Amsterdam, p: 63 - 114.
- Brown. M., 1994, The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite - to - crustally - derived granite connection in thickened orogens, Earth Science Review, No: 36, p: 83-130.
- Cesare, B., Salvioli Mariani, E. & Venturelli, G., 1997- Crustal anatexis and melt extraction in the restitic xenoliths at El Hoyazo -SE Spain. Mineralogical Magazine, 61: 15-27.
- Chappell. B.W., White. A.J.R., 1992, I and S - type granites in the Lachlan Fold Belt, Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci, No: 83, p: 1-26.
- Clark. D. B., 1992, Granitoid Rocks, Chapman and Hall, London, 223 pp.
- Corona - Chávez. P., Poli. S., Bigioggero. B., 2006, Syn - deformational migmatites and magmatic - arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico, Journal of metamorphic Geology, No: 24, p: 169 - 191.
- Droop. G.T.R., Moazzen. M., 2007, Contact metamorphism and partial melting of Dalradian pelites and semipelites in the southern sector of the Etive aureole, Scottish Journal of Geol, Vol: 43, No: 2, p: 155 - 179.
- Fitzsimons. I.C.W., 1996, Metapelitic migmatites from Brattstr and Bluffs East Antarctica metamorphism, Melting Exhumation of the mid crust, J. Petrol, No: 37, p: 395 - 414.
- 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, Journal of Geological Society of London, No: 19, p: 67-81.
- Kriegsman. L.M., 2001, Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexitic migmatites, Lithos, No: 56, p: 75 - 96.
- Kretz. R., 1983, Symbols for rock - forming minerals, American Mineralogist, No: 68, p: 277-279.

تشکر و قدردانی

از دکتر Hua-Feng Zhang از دانشگاه پکن که در تجزیه نمونه‌ها کمک بسیاری کرده‌اند تشکر و قدردانی می‌شود.

- Lancaster. J., Fu. B., Page. F.Z., Kita. N.T., Bickford. M. E., Hill. B.M., Mclelland. J.M., Valley. J.W., 2009, Genesis of metapelitic migmatites in the Adirondack Mountains, *Journal of Metamorphic Geology*, No : 27, p: 41 - 54.
- Maniar. P.D., Piccoli. P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America. Bulletin*, No: 101, p: 635-643.
- Masoudi. f., 1997, Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak, Iran, Ph.D. thesis, University of Leed, England, 321p.
- 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*, No:13, p:249 - 254.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi M.R. 2003, Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Mohajjel. M., 1997, Structure and tectonic evolution of Paleozoic - Mesozoic rocks, Sanandaj - Sirjan zone, Western Iran, Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia.
- Neogi. S., Dasgupta. S., Fukuoka. M., 1998, High - T polymetamorphism, Dehydration melting and generation of migmatites and granites in the higher Himalayan crystalline complex Sikkim India, *J. Petrol*, No: 39, p: 61 - 99.
- 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: integrating new and classical techniques*, *Geological Society of London*, No: 168, p: 55-75.
- Pattison. D.R.M., Harte. B., 1988, Evolution of structurally contrasting anatexitic migmatites in the 3 - kbar Ballachulish aureole, Scotland, *Journal of Metamorphic Geology*, No:6, p:475 - 494.
- 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*, No: 22, p: 247-263.
- Roberts M.P., Clemens J.D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geol.* 21: 825-828.
- Sawyer. E. W., 1998, Formation and evolution of granite magmas during crustal Reworking the significance of diatexites, *Journal of Petrology*, No: 39, p: 1147 - 67.
- 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, No: 19, p: 185-202.
- Shand. S.J., 1927, *Eruptive Rocks*, D. Van Nostrand Company, New York.
- Stoklin. J., 1968, Structural history and tectonics of Iran, A review *American Association Petroleum Geologists*, No: 52, p: 1229 - 1258.
- Sun. S. S., McDonough. W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders. A.D., Norry. M.J., (Eds.) *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society London Special Publications, pp: 313-345.
- Thompson. A.B., 1982, Magmatism of the British Tertiary volcanic Province, Scott, *Journal of Geology*, No: 18, p: 50-107.
- Wyllie. P. J., 1993, Experimental and thermal constraints on the deep - seated parent age of some granitoid magmas in subduction zones. In: M. P. Atherton and C. D. Grbbles (eds). *Migmatites melting and metamorphism*, Shiva, Natick.