

سنگ‌شناسی و منشأ توده گرانیتوئیدی قله‌ریگ، جنوب‌باختری نهبندان، خاور ایران

عباداله طولابی نژاد^{۱*}، حبیب بیابانگرد^۱ و احمد احمدی خلجی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

نویسنده مسئول: ebadtulabi@gmail.com *

دریافت: ۹۴/۱/۲۸ پذیرش: ۹۴/۸/۲۶

چکیده

توده گرانیتوئیدی قله‌ریگ در جنوب باختری شهرستان نهبندان (استان خراسان جنوبی) واقع شده است و از دیدگاه زمین‌شناسی ایران در بخش خاوری پهنه لوت قرار دارد. این توده دارای طیف ترکیبی آکالی فلدسپار گرانیت، سینوگرانیت، گرانیت، گرانودیوریت پورفیروئیدی و کوارتز سینیت بیوتیت‌دار با بافت غالب دانه‌ای متوسط دانه است و کانی‌های اصلی سازنده آن کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، ارتوز، بیوتیت و موسکوویت می‌باشند. گرانیتوئید قله‌ریگ از نوع S، کالک‌آکالن و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) پرآلومین می‌باشد. با توجه به نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، این توده در محیط گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد قرار می‌گیرد. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب به‌نجار شده نسبت به کندریت، اغلب این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE، تهی‌شدگی از عناصر HREE و HFSE و آنومالی منفی از عناصر Ba و Nb, Ti, Sr نشان می‌دهند. نمودارهای پتروژنتیکی منشأ پلیت‌های فلسیکی را برای گرانیتوئید قله ریگ نشان می‌دهند و به نظر می‌رسد که این توده حاصل از ذوب رسوبات پوسته فوقانی باشد.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، منشأ، گرانیتوئید نوع S، نهبندان، بلوک لوت

مقدمه

ملاحظه‌ای با ترکیب مونزونیت، سینیت و گرانیت در ناحیه شمال‌شرق نایبند وجود دارند که بیانگر وقوع یک پدیده تصادمی بعد از ائوسن در باختر لوت است [۸]. توده گرانیتوئیدی قله‌ریگ در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم توسط [۶] مشخص شده است و به آن سن ائوسن-الیگوسن داده‌اند، و در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ چاه داشی [۷] (شکل ۱) به دو توده گرانیت آکالن و گرانودیوریت تقسیم و سن ائوسن-الیگوسن برای آن مشخص شده است. لیکن در مورد این توده تاکنون مطالعات اساسی و دقیق زمین‌شناسی صورت نگرفته و اطلاعات درباره آن اندک است. این نوشتار به مطالعه گرانیتوئید قله ریگ از منظرهای سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، منشأ و جایگاه تکتونیکی می‌پردازد.

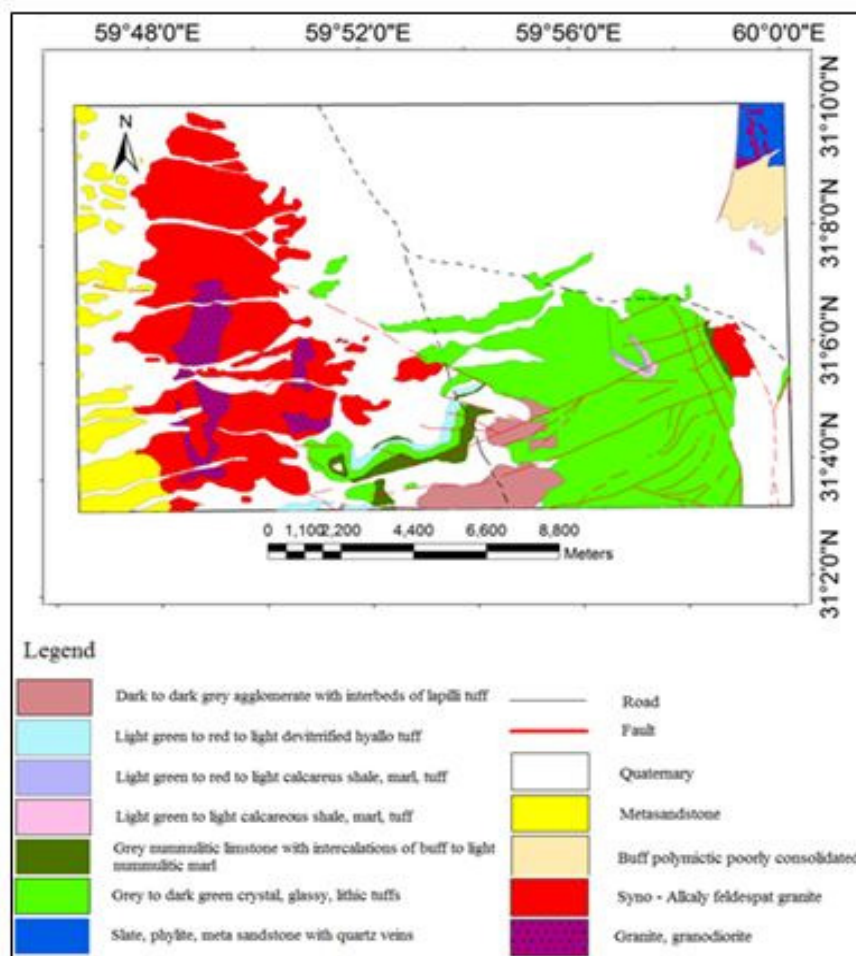
زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی قله‌ریگ به طول حدود ۱۳/۵ کیلومتر و عرض حداکثر ۱۱ کیلومتر در ۴۵ کیلومتری جنوب باختری شهرستان نهبندان و در جنوب خاوری روستای

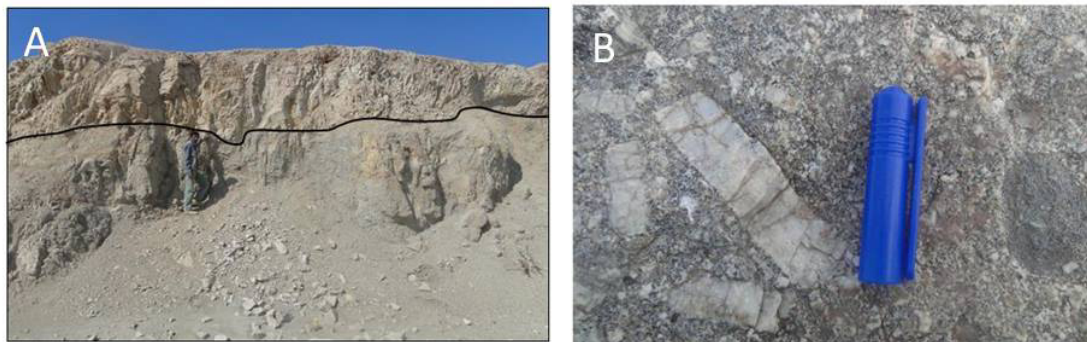
ماگماهای گرانیتی به عنوان سازندگان اصلی پوسته قاره‌ای در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف و از طریق فرآیندهای ژئودینامیکی گوناگون نظیر ضخیم‌شدگی پوسته‌ای ناشی از برخورد قاره‌ای، نازک‌شدگی لیتوسفری و بالآمدگی گوشته استنوسفری به وجود می‌آیند که شواهد و آثار ژئوشیمیایی این فرآیندها در ترکیب ژئوشیمیایی این ماگماهای گرانیتی حاصل از تبلور و برونبوم‌های آن ثبت می‌شود [۲۶]. در پهنه لوت توده‌های گرانیتوئیدی بزرگ و کوچک در زمان‌های مختلف نفوذ کرده‌اند که باتولیت گرانیتی شاه‌کوه و توده‌های گرانیتوئیدی چهارفرسخ (در ۱۶۵ کیلومتری جنوب بیرجند) به سن ژوراسیک از آن جمله‌اند. گرانیت بزمان، گرانودیوریت ملک چاه روئی، دیوریت کوه ریگی و کوه عبداللهی، گرانیتوئید قله‌ریگ و گرانیتوئید سفید کوه از دیگر توده‌های نفوذی حاشیه خاوری پهنه لوت می‌باشند که تاکنون توسط محققین مختلف مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته‌اند [۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۸]. در حاشیه باختری بلوک لوت توده‌های نیمه‌عمیق نفوذی قابل

خصوصاً آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها به حدی است که تقریباً "سطح توده در اغلب نقاط پوشیده شده است. در نقاطی که توده توسط رودخانه‌ها بریده شده است، مشخص می‌گردد در قسمت‌های زیرین، گرانودیوریت پورفیروئیدی و در بخش‌های بالایی گرانیت، سینوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت تا سینوگرانیت دانه ریز می‌باشد (شکل ۲-۱). در گرانودیوریت‌های پورفیروئیدی که بخش‌های مرکزی و زیرین توده گرانیتیوئیدی را تشکیل می‌دهند، درشت بلورهای پلاژیوکلاز گاهی به طول ۹ سانتی‌متر و عرض ۳-۲ سانتی‌متر دیده می‌شوند و اکثراً به صورت شکل‌دار می‌باشند (شکل ۲-۲). روند عمومی توده گرانیتیوئیدی قله‌ریگ شمالی-جنوبی است و تا حدودی در راستای پهنه گسلی نه باختری می‌باشد.

چاه‌داشی بین عرض‌شمالی $31^{\circ}03'$ تا $31^{\circ}10'$ و طول‌خاوری $59^{\circ}47'$ تا $59^{\circ}59'$ واقع شده و از دیدگاه تقسیمات ساختاری ایران در بخش خاوری پهنه لوت قرار دارد. بر اساس مطالعات صورت گرفته، توده گرانیتیوئیدی قله‌ریگ دارای طیف ترکیبی از آلکالی فلدسپار گرانیت، سینوگرانیت، گرانیت، گرانودیوریت پورفیروئیدی، کوارتز سینیت بیوتیت‌دار، رگه‌های آپلیتی، رگه‌های پگماتیستی تورمالین‌دار، رگه‌های سیلیسی و دایک‌هایی با ترکیب سینوگرانیتی، سینوگرانیتی تورمالین‌دار، گرانیتی و داسیتیوئیدی می‌باشد. این توده از ارتفاع بسیار کمی برخوردار است و به صورت تپه ماهورهایی با حداکثر ارتفاع ۸-۱۰ متر دیده می‌شود و به ندرت می‌توان رخنمون‌های سنگی سالم را در آن مشاهده کرد. هوازدگی و تجزیه شدگی سطحی بر روی توده قله‌ریگ



شکل ۱. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چاه‌داشی [۷] که در آن توده گرانیتیوئیدی قله‌ریگ مشخص شده است.



شکل ۲. (A) در این تصویر گرانودیوریت پورفیروئیدی قله‌ریگ در بخش پایینی و آلکالی فلدسپار گرانیت تا سینوگرانیت در بخش بالایی دیده می‌شوند. (B) درشت بلورهای پلاژیوکلاز همراه با برونوم سورمیکاسه با شکل بیضوی و حاشیه سریعاً سرد شده در گرانودیوریت پورفیروئیدی قله ریگ (طول مقیاس ۴/۸ سانتی‌متر است).

روش انجام پژوهش

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی قله‌ریگ بعد از مطالعات دقیق صحرایی و میکروسکوپی، تعداد ۹ نمونه از نمونه‌های برداشت شده که سالم‌ترین نمونه‌ها بودند، انتخاب و در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور به روش XRF (عناصر اصلی) و ICP-AES (عناصر فرعی و کمیاب) مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند که نتایج آن‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

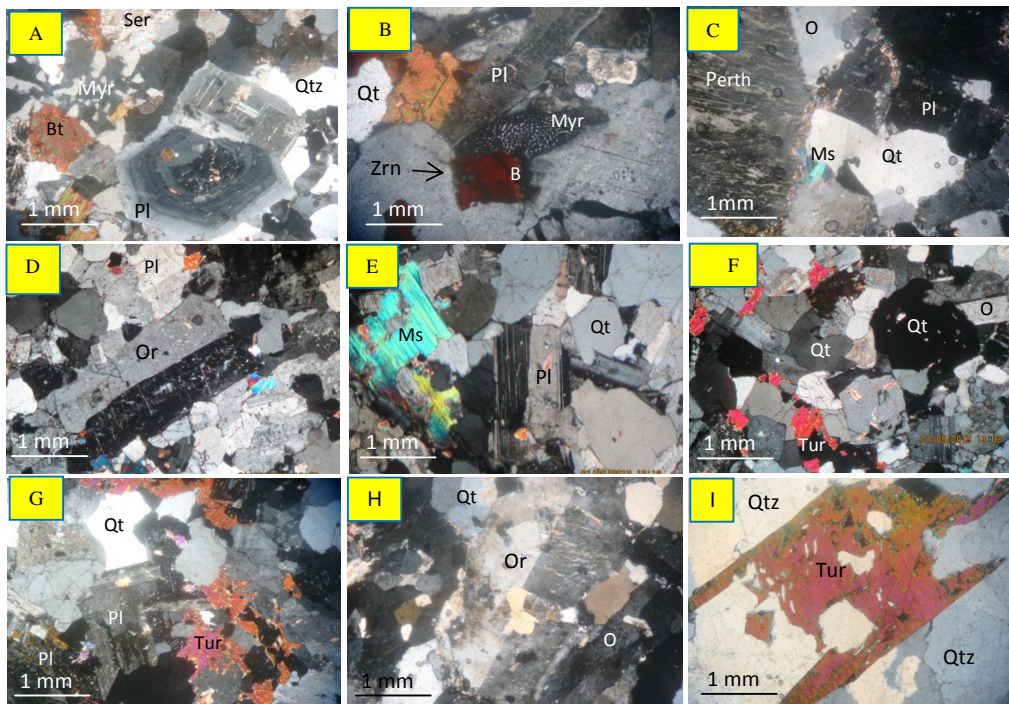
سنگ‌شناسی

کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، ارتوز، بیوتیت، موسکوویت، تورمالین و زیرکن کانی‌های اصلی و فرعی توده‌ها و دایک‌های قطع کننده این مجموعه‌های گرانیتوئیدی در مقاطع میکروسکوپی می‌باشند. در واحد گرانودیوریت پورفیروئیدی کوارتز حدود ۲۵ تا ۳۰، پلاژیوکلاز حدود ۳۵ تا ۴۰، ارتوز و میکروکلین حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی از کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها معمولاً دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه‌بندی‌اند (شکل ۳- A) و برخی از آن‌ها به سرسیت دگرسان شده‌اند. بافت میرمکیتی (حضور کوارتزهای ریز کرمی شکل و یا انگشتی در زمینه پلاژیوکلاز سدیم‌دار) نشان می‌دهند (شکل ۳- B)، همچنین هم‌رشدی میکروکلین و ارتوز با پلاژیوکلاز سبب تشکیل بافت پرتیتی در آن‌ها شده است. تنها کانی فرومنیزین در این واحد بیوتیت (۸ تا ۱۰ درصد حجمی) با ابعادی در حدود ۱/۵ میلی‌متر و رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای

سوخته می‌باشد. گاه به کلریت دگرسان و دارای دربرداری از کانی زیرکن می‌باشند (شکل ۳- B). واحد گرانیتی دارای کوارتز (۲۵ تا ۳۰)، پلاژیوکلاز (۳۵)، میکروکلین و ارتوز (۳۰ تا ۳۵)، بیوتیت و موسکوویت (۵ تا ۱۰) درصد حجمی می‌باشد. پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتتیک دارند و منطقه‌بندی را به زیبایی نشان می‌دهند (شکل ۳- A). این کانی‌ها درشت تا ریز بلورند، معمولاً "سرسیستی شده‌اند و هم‌رشدی با کوارتز (بافت میرمکیتی) نشان می‌دهند (شکل ۳- A). میکروکلین‌ها ماکل مشبک و ارتوزها ماکل کارلسباد دارند و بافت پرتیتی در آن‌ها دیده می‌شود. واحد سینوگرانیتی دارای کوارتز (۳۰ تا ۳۵)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۰)، میکروکلین و ارتوز (۴۰ تا ۴۵)، بیوتیت (۲ تا ۳) و موسکوویت (۲ تا ۳) درصد می‌باشد و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی آن شبیه واحد گرانیتی است (شکل ۳- C). آلکالی فلدسپار گرانیت تا سینوگرانیت یکی از مهم‌ترین واحدهای سنگی در گرانیتوئید قله‌ریگ و به رنگ صورتی است که درصد کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها در نمونه‌های مختلف، متغیر می‌باشد، لیکن عمدتاً دارای کانی‌های کوارتز (۲۵ تا ۳۵)، ارتوز (۴۵ تا ۵۰)، پلاژیوکلاز (۱۰ تا ۱۵)، بیوتیت و موسکوویت (در مجموع ۷ تا ۸)، تورمالین (۲ تا ۳) درصد هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل مکرر و صفحه شطرنجی‌اند (شکل‌های ۳- D, E). ارتوز کانی فراوان، درشت بلور با ماکل شاخص کارلسباد در این سنگ‌ها است (شکل ۳- D). تورمالین کانی فرعی مهم این سنگ‌هاست که به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار تقریباً "شش ضلعی (شکل ۳- F) دیده می‌شود. واحد کوارتز سینیت

داسیتوئیدی با رنگ قهوه‌ای تا خاکستری روشن دارای بافت پورفیری‌اند و از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، بیوتیت و موسکوویت تشکیل شده‌اند. رگه‌های پگماتیستی تورمالین‌دار در نمونه دستی به رنگ سفید شیری و حاوی بلورهای کوارتز و درشت بلورهای تورمالین به رنگ تیره می‌باشند و بافت پگماتیستی دارند (شکل ۳- I).

بیوتیت‌دار گرانیتوئید قله‌ریگ دارای برونزد اندک و حاوی کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، زیرکن و کانی‌های ثانویه کلریت، سریسیت و تا حدودی اپیدوت می‌باشد. دایک‌های گرانیتی و سینوگرانیتی حاوی کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، ارتوز، تورمالین و موسکوویت هستند (شکل ۳- G, H). در دایک‌های سینوگرانیتی تورمالین‌دار، تورمالین نسبتاً فراوان و به صورت پراکنده دیده می‌شود (شکل ۳- G). دایک‌های



شکل ۳. A) بافت میرمیکیتی به همراه درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در گرانیت‌های قله ریگ، B) بافت میرمیکیتی در واحد گرانودیوریت پورفیری‌دیدی، C) بافت پرتیتی به همراه ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز و موسکوویت در سینوگرانیت قله ریگ، D) درشت بلور خود شکل ارتوز با ماکل شاخص کارلسباد در آلکالی فلدسپار تا سینوگرانیت قله ریگ، E) کوارتز، پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و موسکوویت با رخ‌های واضح در آلکالی فلدسپار تا سینوگرانیت قله ریگ، F) درشت بلورهای خود شکل تورمالین در آلکالی فلدسپار تا سینوگرانیت قله ریگ، G) پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سنتتیک و پلاژیوکلازهای سریسیتی شده به همراه تورمالین در دایک‌های سینوگرانیتی تورمالین‌دار، H) درشت بلور ارتوز با ماکل شاخص کارلسباد در دایک سینوگرانیتی قله ریگ، I) درشت بلور تورمالین در رگه‌های پگماتیستی که توسط درشت بلورهای کوارتز احاطه شده است.

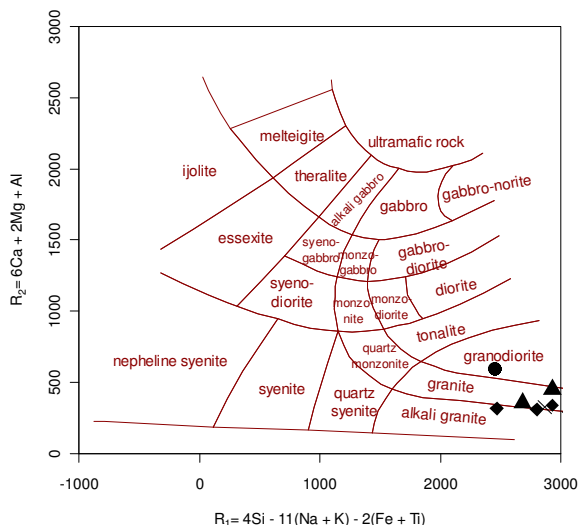
ژئوشیمی

واحد گرانیت و کوارتز سینیت بیوتیت‌دار به نسبت دیگر واحدهای گرانیتوئید قله‌ریگ از عناصر LREE و HREE غنی‌شدگی بیش‌تری دارند. نمودارهای الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۶)، بیانگر غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و برخی عناصر ناسازگار دیگر

در رده‌بندی [۱۳] نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی در محدوده گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴). روند تغییرات عناصر نادر خاکی در نمونه‌های گرانیتوئید قله‌ریگ چندان منظم و موازی نیست و هر یک از واحدهای آن دارای غنی‌شدگی متفاوتی نسبت به کندریت [۱۹] می‌باشند (شکل ۵).

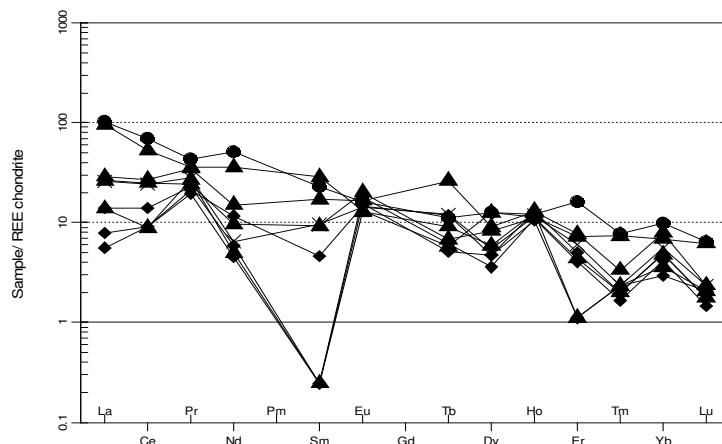
(شکل ۶). [۱۴] غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل درشت یون نظیر Ba نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با میدان پایداری بالا و همچنین آنومالی منفی Ti و Nb در نمودارهای عنکبوتی مجموعه‌های آذرین را منعکس کننده آرایش آن‌ها توسط مواد پوسته‌ای بالایی می‌دانند. از طرف دیگر بر اساس نظر [۲۵] غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک ویژگی بارز پوسته قاره‌ای است، چرا که بخش اعظمی از پوسته در جایگاه‌های برخوردی تشکیل شده است [۹، ۲۴، ۲۱، ۲۰]. بنابراین، تهی‌شدگی از Nb و Ti می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای یا ذوب مجدد آن نیز باشد. همچنین [۱۲ و ۱۶] غنی‌شدگی از Rb، K و Th و نیز تهی‌شدگی از Sr، P، Ti را از خصوصیات ماگماهای پوسته‌ای می‌دانند که می‌تواند نشان‌دهنده آغشتگی با پوسته بالایی در طی تحولات ماگمایی باشد.

هستند. نسبت زیاد LREE به HREE نمونه‌ها، نشان دهنده روند مشخص تفریق یافتگی منبع است. HREE‌ها در اکثر نمونه‌ها روند تقریباً موازی نشان می‌دهند که مربوط به تفریق جزئی HREE می‌باشد [۱۵]. روند تغییرات عناصر کمیاب و فرعی در نمونه‌های توده گرانیتوئیدی قله ریگ همانند روند تغییرات عناصر نادر خاکی آن‌ها چندان منظم و موازی نیست و عناصر LILE آن دارای یک الگوی زیگزاگ مانند است (شکل ۶). عناصر Yb، K، Nd، Rb، Ta، Sm، Hf، Tb مثبت و عناصر Tm و Th، Nb، La، Sr، Nd، Ti، Y، Zr، در آنومالی منفی در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۹] می‌باشند. روند تغییرات برخی از عناصر کمیاب و فرعی در دایک‌های گرانیتوئیدی قله ریگ تقریباً مشابه با توده میزبان می‌باشد و تنها در عناصر نادر خاکی اختلافاتی در روند و میزان غنی‌شدگی دارند

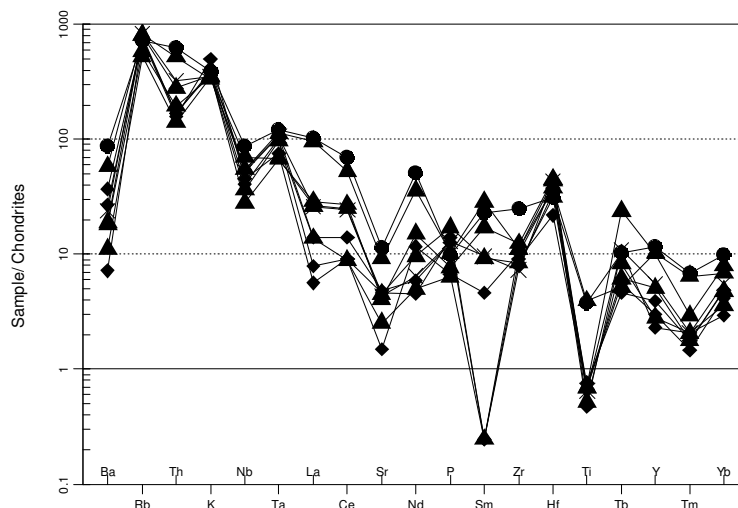


شکل ۴. موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی سنگ‌های نفوذی با استفاده از پارامترهای R_1 ، R_2 [۱۳].

واحد‌های گرانیتوئید قله ریگ ▲ دایک های قله ریگ ◆ کوارتز سینیت بیوتیت دار ● رگه آپلیتی ×



شکل ۵. نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۹] گرانیتوئید قله ریگ



شکل ۶. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۵] نمونه‌های گرانیتوئید قله‌ریگ

بحث

قرار گرفته‌اند و هیچ کدام از آن‌ها در محدوده متآلومینوس واقع نشده‌اند (کوارتز سینیت بیوتیت‌دار واحد گرانیتوئیدی قله‌ریگ در محدوده moderately peraluminous قرار گرفته است). این نمودار نشان می‌دهد که ماگمای گرانیتی که نمونه‌های سنگی از آن متبلور شده‌اند هیچ گونه ارتباطی با ذوب از یک منشا آمفیبولیتی ندارد و ماهیت کانی‌شناسی آن‌ها نیز این موضوع را تایید می‌کند. به علاوه در (شکل ۱۱) نمونه‌ها به ترتیب نسبت به پوسته بالایی [۲۸] و پایینی [۳۱] بهنجار شده‌اند. همان طور که مشاهده می‌شود کمترین میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی را نسبت به پوسته بالایی دارا هستند و نشان از نزدیکی ترکیب نمونه‌ها به ترکیب پوسته بالایی و منشا گرانیتوئید قله‌ریگ دارد.

پر آلومین بودن و مقدار کم CaO سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع S نشان می‌دهد که احتمالاً ماگما‌های نوع S در نتیجه ذوب متاسدیمنت‌های پرآلومین تشکیل شده‌اند [۱۱]. بنابراین گرانیتوئیدهای نوع S حاصل ذوب بخشی رسوبات پوسته‌ای هستند. برای تعیین سنگ منشأ مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی [۲۲] نمودارهایی ارائه کرده است که محدوده‌های موجود در این نمودارها شامل پلیت‌های فلسیکی، متاگری وک‌ها و آمفیبولیت‌ها هستند که گرانیت‌ها می‌توانند از ذوب بخشی آن‌ها حاصل شوند. همان طور که در نمودارهای (شکل ۱۲) مشاهده می‌شود اکثر نمونه‌های گرانیتوئید قله‌ریگ در محدوده پلیت‌های فلسیکی تصویر شده‌اند. بنابراین با توجه به این موارد به نظر می‌رسد که منشأ سنگ‌های گرانیتوئید قله‌ریگ از

نمونه‌های مورد مطالعه مطابق نمودار AFM [۱۷] (شکل ۷ الف) در قلمرو سری آهکی-قلیایی، در نمودار A/CNK در برابر A/NK [۲۷] در محدوده پرآلومینوس (شکل ۷ ب) و در نمودار K₂O در مقابل Na₂O، [۱۲] که از آن جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S استفاده می‌شود (شکل ۸) تمامی نمونه‌ها در محدوده تیپ S قرار می‌گیرند. [۲۳] به منظور تفکیک گروه‌های گرانیتوئیدی، نمودارهایی را که بر مبنای عناصر دارای بار و شعاع یونی بالا استوار بوده و بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی وسیع در سطح جهان پایه گذاری شده، ارائه نمودند. در نمودار لگاریتمی Rb در مقابل Yb+Ta و نمودار Ta در مقابل Yb نمونه‌ها در محدوده همزمان با برخورد^۱ قرار می‌گیرند (شکل ۹). در نمودار تغییرات R₁ در مقابل R₂ [۱۰] نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت بالایی از Na, Si و K در محدوده همزمان با کوهزایی^۲ واقع شده‌اند (شکل ۱۰ الف). نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی [۲۳ و ۱۰] وابستگی این توده‌ها به گرانیت‌های برخوردی را تایید می‌کنند که بر این اساس این توده‌ها در یک محیط برخوردی جایگزین شده‌اند.

به منظور تعیین سنگ منشأ گرانیتوئید مورد بررسی از نمودار [۳۰] استفاده شد (شکل ۱۰ ب) و همان‌گونه که مشاهده می‌شود همه نمونه‌ها در محدوده پرآلومینوس^۳

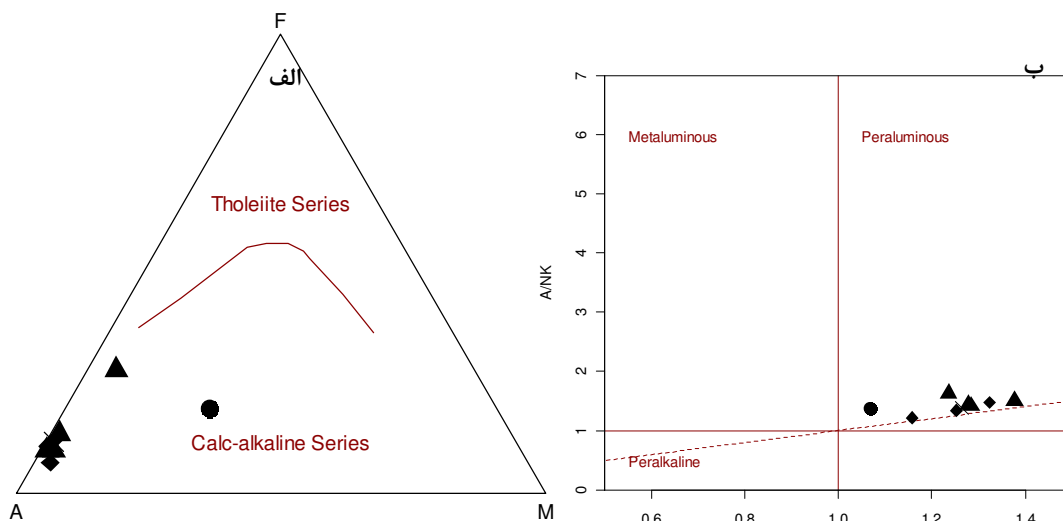
¹ Syn-Collision

² Syn-Collision

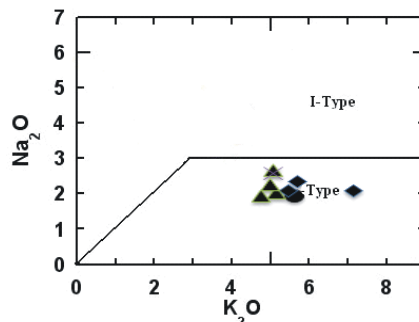
³ felsic peraluminous

نقش اساسی داشته‌اند. غنی تر بودن سنگ‌های فلسیک از Na_2O و K_2O و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) موید این امر است.

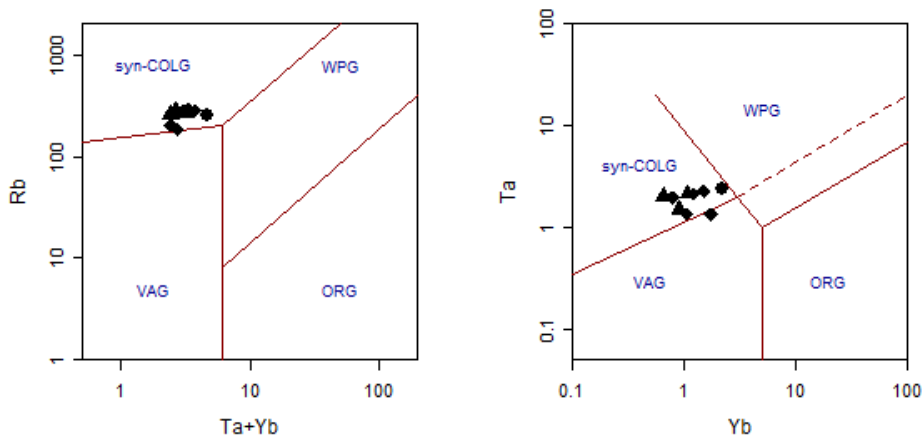
سنگ‌های پلیتی باشد. با توجه به قرارگیری سنگ‌های گرانیتوئیدی در قلمرو منشأیی پلیت‌های فلسیکی به نظر می‌رسد مذاب‌های پوسته‌ای در تشکیل و تحول آن‌ها



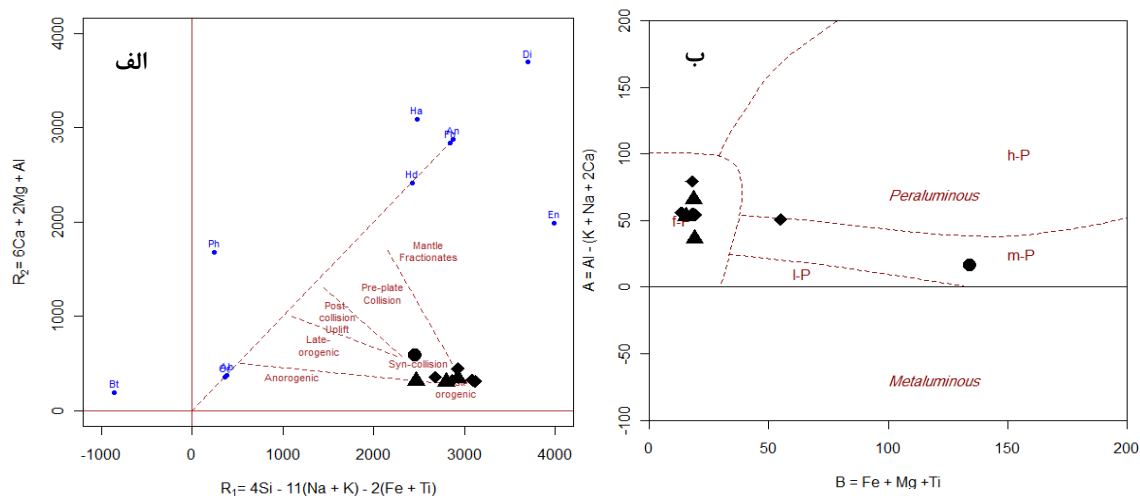
شکل ۷. الف) نمودار AFM برای سنگ‌های گرانیتوئید مورد مطالعه [۱۷]. ب) نمودار نسبت مولی A/CNK به نسبت به A/NK [۲۶] به منظور تعیین اندیس آلومینیوم در گرانیتوئید مورد مطالعه



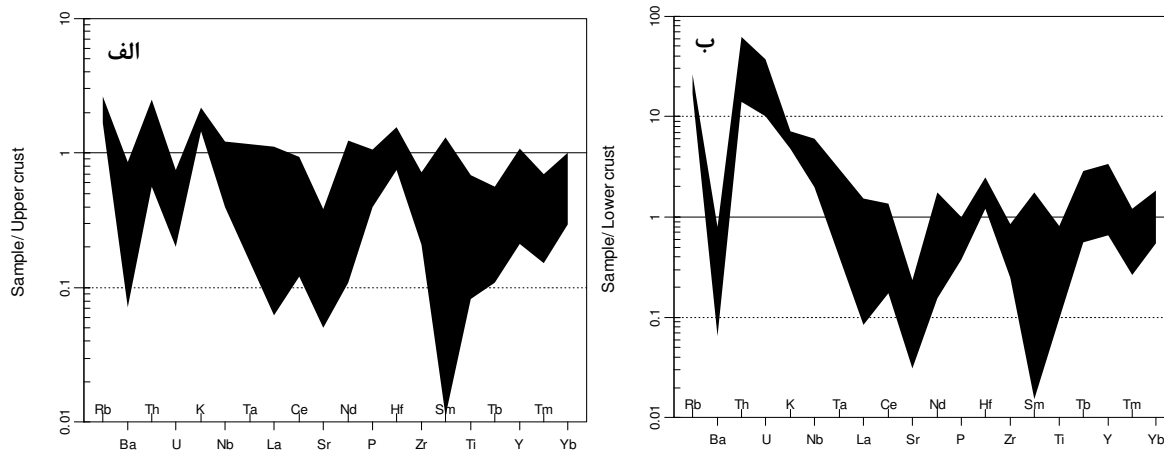
شکل ۸. نمودار K_2O در مقابل Na_2O جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S [۱۲]



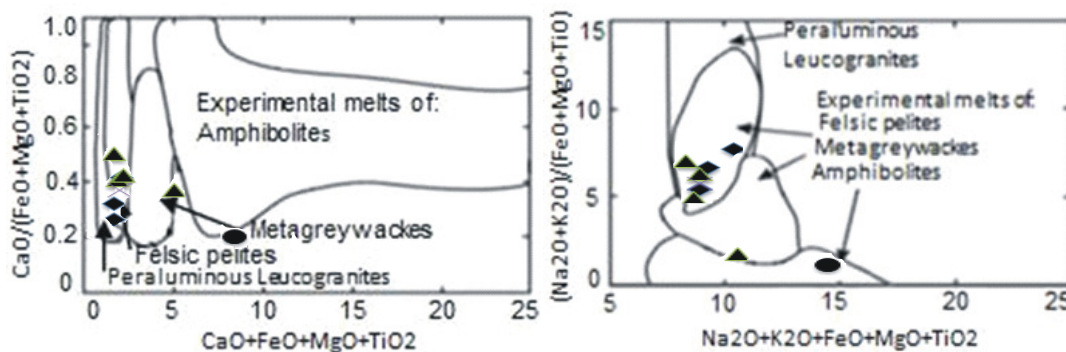
شکل ۹. نمودارهای [۲۳] جهت تمایز محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها بر اساس عناصر کمیاب. نمونه‌های توده گرانیتوئیدی قله ریگ در محدوده (Syn-COLG) قرار می‌گیرند.



شکل ۱۰. الف) نمودار R_1 در مقابل R_2 [۱۰] جهت تفکیک انواع محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها. نمونه‌های توده گرانیتوئید قله ریگ در محدوده گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد قرار گرفته‌اند. ب) نمودار [۲۰] جهت تعیین نوع سنگ منشأ توده‌های گرانیتوئیدی سفیدکوه و قله ریگ



شکل ۱۱. الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته بالایی [۲۸] برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه. ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته پایینی [۳۱] برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه



شکل ۱۲. تعیین نوع سنگ منشأ سنگ‌های توده گرانیتوئیدی قله ریگ با استفاده از نمودارهای [۲۲] که نمونه‌های گرانیتوئید قله ریگ در محدوده ماگماهای با منشأ پلیت‌های فلسیکی قرار گرفته‌اند.

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نمونه‌های گرانیتوئید قله‌ریگ (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب ppm می‌باشد).

Sample	SS-31	SS-32B	SS-35	SS-36	SS-37	SS-38	SS-27	SS-28	SS-32A
Wt%									
SiO ₂	69.07	73.59	75.38	77.27	72.94	76.47	75.59	74.18	75.62
Al ₂ O ₃	12.90	15.04	13.90	13.00	13.70	12.93	13.54	13.70	13.54
Fe ₂ O _{3t}	2.88	0.91	1.16	0.84	2.98	1.21	1.03	0.77	1.10
CaO	1.48	0.52	0.60	0.53	1.47	0.63	0.40	0.32	0.50
MgO	3.88	0.22	0.14	0.10	0.55	0.15	0.08	0.32	0.14
Na ₂ O	1.91	2.65	2.07	2.22	1.92	1.99	2.31	2.06	2.54
K ₂ O	5.77	5.20	5.56	5.10	4.86	5.26	5.81	7.26	5.17
SO ₃	<.1	0.23	0.11	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0.09
P ₂ O ₅	0.16	0.29	0.20	0.14	0.20	0.15	0.21	0.27	0.28
TiO ₂	0.32	0.11	<.1	<.1	0.36	<.1	<.1	0.12	0.09
L.O.I.	1.43	1.05	0.70	0.60	0.82	0.96	0.73	0.76	0.73
Total	99.79	99.80	99.82	99.78	99.80	99.76	99.72	99.75	99.80
ppm									
Ba	600.4	124.4	49.7	76.4	399.8	130.0	185.2	255.9	165.4
Ce	59.8	21.7	7.8	7.7	45.8	23.5	12.1	7.9	21.0
Dy	4.3	2.8	1.6	2.0	4.3	3.1	1.6	1.2	1.9
Er	3.6	1.0	<0.5	<0.5	1.6	1.7	1.1	0.9	1.4
Eu	1.2	1.5	1.1	1.0	1.0	1.3	1.2	1.4	1.1
Ga	24.86	20.21	17.3	20.2	22.9	18.2	13.2	15.9	14.5
Hf	6.2	6.3	7.50	8.74	7.54	9.03	6.87	4.36	8.62
Ho	0.9	0.8	0.74	0.88	0.80	0.91	0.91	0.77	0.82
La	33.6	8.7	2.59	4.54	31.79	9.51	4.65	1.85	8.53
Lu	0.2	0.1	0.07	0.07	0.21	0.08	0.06	<0.1	0.08
Nb	30.4	24.5	14.17	12.68	19.08	9.87	18.85	15.85	18.19
Nd	32.1	6.1	7.38	3.16	22.54	9.46	3.69	2.85	4.07
P	454.3	791.6	309.06	295.09	473.70	355.21	581.86	645.58	594.81
Pb	27.0	38.7	39.45	29.55	42.65	36.19	27.59	33.89	33.27
Pr	4.8	2.7	2.36	3.03	4.02	3.89	2.56	2.20	3.14
Rb	254.1	205.3	276.06	184.13	283.87	282.26	265.12	259.46	290.86
Sm	4.7	1.9	0.94	<0.1	5.84	3.47	<0.1	<0.1	1.95
Sr	133.7	53.4	17.69	29.69	108.18	47.75	56.93	54.78	51.24
Ta	2.4	1.4	2.02	1.95	2.27	1.34	2.13	1.50	2.13
Tb	0.5	0.3	0.56	0.43	0.27	1.23	0.24	0.29	0.57
Th	26.2	8.2	7.08	5.92	21.93	11.82	7.06	6.69	13.54
Tm	0.2	0.1	0.07	0.07	0.22	0.10	0.06	<0.1	0.07
Ti	2354.6	427.9	293.13	323.20	2438.44	430.17	472.89	411.17	403.89
U	1.9	<1	<1	0.98	1.77	<1	<1	<1	<1
Y	23.5	10.2	4.64	5.60	20.64	20.28	7.85	5.98	11.03
Yb	2.2	1.1	0.65	0.79	1.51	1.74	1.08	0.91	1.23
Zn	30.8	13.2	17.23	24.49	45.75	28.27	17.87	9.53	17.24
Zr	171.9	57.5	70.78	75.93	76.45	84.96	54.26	62.43	50.13
Y	23.5	10.2	4.64	5.60	20.64	20.28	7.85	5.98	11.03

نتیجه‌گیری

۱- ترکیب سنگ‌شناختی توده نفوذی قله‌ریگ شامل آلکالی فلدسپار، گرانیت، سینوگرانیت، گرانیت، گرانودیوریت پورفیروئیدی، کوارتز سینیت بیوتیت‌دار، رگه‌های آپلیتی، رگه‌های پگماتیته تورمالین‌دار، رگه‌های سیلیسی و دایک‌هایی با ترکیب سینوگرانیتی، سینوگرانیتی تورمالین‌دار و گرانیتی می‌باشد.

۲- کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز کانی‌های اصلی، بیوتیت و موسکویت کانی‌های متداول و تورمالین و زیرکن کانی‌های فرعی سازنده توده گرانیتوئیدی قله‌ریگ و اعضا وابسته به آن به شمار می‌روند.

۳- بافت سنگ‌های گرانیتوئید قله‌ریگ، گرانولار دانه متوسط تا پگماتیته، پرتیتی، گرانوفیری و پورفیروئیدی می‌باشد.

۴- توده گرانیتوئیدی قله‌ریگ از نوع S، کالک آلکان و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) پرآلومین می‌باشد.

۵- الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و LILE، تهی‌شدگی آن‌ها از HREE و HFSE، وجود آنومالی منفی Nb، Ti، Sr و آنومالی مثبت از K، Ba و Rb در اکثر نمونه‌ها می‌باشد که از خصوصیات ماگماهای با منشأ پوسته‌ای به شمار می‌روند.

۶- نمودارهای مختلف تمایز محیط‌های تکتونیکی نشان می‌دهد که این توده به طور غالب وابسته به محیط‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) می‌باشد.

۷- به نظر می‌رسد ماگمای گرانیتی مادر توده گرانیتی قله‌ریگ از ذوب رسوبات پوسته بالایی با ماهیت پلیت‌های فلسیکی حاصل شده است.

منابع

- کانه‌زایی قلع، رساله دوره دکتری، دانشگاه تربیت مدرس تهران ۲۷۰ صفحه.
- [۴] جوانمرد، م؛ محمدی، س.س؛ زرین کوب، م. ح، فلاحی، ح (۱۳۸۹) ژئوشیمی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی چهارفرسخ (شمال غرب نهبندان)، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی پیام نور، مشهد، ایران.
- [۵] طولابی‌نژاد، ع، بیابانگرد، ح، احمدی‌خلجی، ا (۱۳۹۳) سنگ‌شناسی، شیمی کانی‌ها و داماسنجی توده گرانیتی سفید کوه و برونبوم‌های میکروگرانولار فلسیک آن، باختر نهبندان، خاور ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره چهارم، صفحه ۵۸۵ تا ۵۹۸.
- [۶] گریفیس، ه؛ مگریز، ج؛ جانز و ناصریان (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی چهار گوش ده‌سلم، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۷] نادری‌میقان، ن؛ اکرمی، م (۱۳۸۵) نقشه زمین‌شناسی چاه‌داشی، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۸] نجف‌زاده خواجویی، م، بیابانگرد، ح، احمدی، ع (۱۳۹۲) پتروژنز توده‌های نفوذی و خروجی چهار فرسخ، غرب نهبندان، شرق ایران، پایان‌نامه دوره کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- [9] Barth, M. G. McDonough, W. F. and Rudnick, R. L (2000) Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology* 165: (3-4) 197-213.
- [10] Batchelor, R. A. and Bowden, P (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- [11] Chappell, B. W (1999) Aluminum saturation in I and S type granites and the characterization of fractionaal haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.
- [12] Chappell B. W., and White, A, J. R (1992) I and S - type granites in the Lachlan Fold Belt, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 1-26.
- [13] De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., and Marchal, M., A (1980) classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationship and current nomenclature, *Chemical Geology* 29: 183-210.
- [14] Dostal, G., Church, B. N., Reynold, P. H., and Hopkinson, L (2001) Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British ColumbiaCanada: transition from arc to extensional volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107: 149-170.
- [۱] آقنابتی، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، چاپ اول، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۶ ص.
- [۲] احمدی بنکدار، س؛ احمدی، ع، مریدی فریمانی، ع، باقری، س (۱۳۸۸) توزیع و کاربرد پتروژنتیک عناصر کم مقدار در بیوتیت- تورمالین پگماتیته‌های جنوب نهبندان (ایران مرکزی)، پایان‌نامه دوره کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۳۸۸.
- [۳] اسماعیلی، د (۱۳۸۰) پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده‌گرانیتی شاه‌کوه (جنوب بیرجند) با نگرش ویژه به

- Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites, *Journal of Asian Earth Sciences* 33 (4): 155-176.
- [27] Shand, S. J., *Eruptive rocks*. D. Van Nostrand Company, New York (1943).
- [28] Taylor, S. R., McLennan, S. M (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford
- [29] Thompson, A.B (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* 282: 1567-1595.
- [30] Villaseca, C., Barbero, L., & Heneros, V (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 89, 113- 119.
- [31] Weaver, B, Tarney, J (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-57.
- [15] Espinoza, f., Morata, D., Polve, M., Lagabrielle, Y., Maury, C, and Guivel, C (2008) Bimodal Back - arc alkaline magmatism after ridge subduction Pliocene felsic rocks from Central Patagonia" 47°S"; *Lithos* 101: 191-217.
- [16] Harris, N. B. W., Pearce. J. A and Tindle, A (1999) geochemical characteristics of collision zone magmatism. In Coward M. P and Reis, A. C., eds, *Collision Tectonics*. Geological Society London, Special Publication 67-81.
- [17] Irvine, T. N., Baragar, W. R. A (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-545.
- [18] Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H., and Esfandiarpour, A (2013) Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran, *petrology* 16: 105-124.
- [19] Nakamura, N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-77.
- [20] Patchett, P. J (1992) Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: K.C. Condie (Ed.): *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam.
- [21] Patchett, P. J. and Chase, C. G (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geology* 30: 39-42.
- [22] Patino Douce, A. E (1999) What do experiments tell us about the relative contribution of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse J L (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* 50. Geological Society of London, Special Publications 168: 55-75.
- [23] Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- [24] Plank, T. and Langmuir, C. H (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325-394.
- [25] Rudnick, R. L. and Gao, S (2003) Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.) *the Crust*. In: H. D., Holland and K. K., Turekian (Eds.): *Treatise on Geochemistry*. Elsevier/Pergamon, Oxford 3: 1-64.
- [26] Selman Aydogan, M., Hakan, C., Mustafa, B., and Omer, A (2008) Geochemical and mantle like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdagi Region (Banaz, Usak), western Turkey:

Petrology and petrogenesis of Ghale-rig granitoid, south west of Nehbandan, East of Iran

E. Toulabi Nejad^{*1}, H. Biabangard¹ and A. Ahmadi Khalaji²

1-Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

2-Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Lorestan

*ebadtulabi@ymail.com

Received: 2015/4/16

Accepted: 2015/11/16

Abstract

The Ghale-rig granitoid is located at southwest of Nehbandan city (southern Khorasan province) in east of Lut Block. Compositionally, this granitoid ranges of alkali feldspar granite, syngranite, granite, porphyritic granodiorite and biotite bearing quartz syenite with mostly mean grained granular texture. The main minerals consist of quartz, plagioclase, microcline and orthoclase. The Ghale-rig Granitoid is sedimentary type (S), calc-alkaline and based on aluminous saturation index (ASI) is peraluminous. This pluton is syn-collision zone Tectonomagmatic. Most of the rocks in the pluton show enrichment of Large Ion Lithophile element (LILE), Light Rare Earth Elements (LREE) and depleted of HREE, HFSE and negative anomalies in Sr, Ti, Nb and Ba elements. Petrogenesis diagrams display felsic pelite source for Ghale-rig granitoid and it seems, this pluton is probably originated from melting of sediment of the upper crust.

Keywords: Petrology, petrogenesis, S-type granitoid, Nehbandan, Lut block