

سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌ی گرانیوتوئیدی رودره (جنوب بیرجند)

سید سعید محمدی*

دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۱۶، نسخه نهایی: ۸۹/۷/۲۸)

چکیده: توده‌ی گرانیوتوئیدی رودره در جنوب بیرجند در کنار دیابازهای کرتاسه فوقانی رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی آن شامل تونالیت تا گرانودیوریت و گرانیت است. کانی‌های مهم سازنده، عبارتند از پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی، هورنبلند و بیوتیت. شواهد عدم تعادل نظیر منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها، خوردگی حاشیه‌ی هورنبلند و حضور اذخالی‌هایی از پلاژیوکلاز درون بعضی از بلورهای ارتوز مشاهده می‌شود. گرانیوتوئید رودره آهکی-قلیایی، پتاسیم پایین تا متوسط، متآلومین تا اندکی پرآلومین و دارای خاستگاه آذرین (I) است. این سنگ‌ها تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb، Ti، P، Y، Yb و تا حدودی Ta را نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آن‌ها به جایگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش است. بی‌هنجاری منفی یادشده می‌تواند ناشی از آغستگی و آمیزش ماگما با مواد پوسته‌ای حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد. این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، فقیرشدگی عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی کم Eu ($Eu/Eu^* = 0.71-0.97$) هستند. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و فقیرشدگی آن‌ها از HREE نیز بیانگر ماگماتیسیم نفوذی متآلومین نوع I کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌ها است. اختصاات مذکور می‌تواند بیانگر منشاء گرفتن ماگما از پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته‌ای دگرنهاد روی آن، حاصل فرایند تبلور تفریقی و نیز هضم و آلايش ماگما با مواد پوسته‌ای و باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین در سنگ منشا باشد. نمودارهای جدا کننده‌ی محیط‌های زمین‌ساختی نیز جایگاه گرانیوتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) و غنی‌شدگی زون فرورانش را برای آن تایید می‌کند. سنگ‌های گرانیوتوئیدی رودره دارای Sr پایین (۲۶۱-۱۱۰ ppm) و نسبت Sr/Y پایین بوده و در نمودار Sr/Y نسبت به Y، اغلب آن‌ها در گستره‌ی سنگ‌های آهکی-قلیایی معمولی قرار می‌گیرند و با آداکیت‌ها تفاوت دارند.

واژه‌های کلیدی: رودره، بیرجند، گرانیوتوئید، ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی.

مقدمه

گرانیوتوئیدهایی که از نظر ترکیبی و سنی خوب شناخته شوند می‌توانند به گسترش و تکمیل اطلاعات لازم از با پوسته‌ی قاره‌ای کمک کنند [۱۰]. در خلال کرتاسه بالایی تا اواخر تریاسی در بخش‌های گسترده‌ای از زون‌های ساختاری ایران به‌خصوص سنندج-سیرجان، ارومیه-دختر، ایران مرکزی، البرز-آذربایجان و شرق ایران، توده‌های نفوذی گرانیوتوئیدی

گرانیوتوئیدها سازنده‌ی اصلی کمربندهای برخوردی بوده و به دلیل ترکیب‌هایی با خاستگاه، و شرایط ذوب متفاوت، برهم کنش‌های فیزیکی و شیمیایی پیچیده‌ی بین ماگماهای مافیک و فلسیک، تبلور تفریقی و آلودگی پوسته‌ای دارای تنوع ترکیبی گسترده‌ای هستند [۹-۱]. به همین دلیل

* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۵۰۲۳۰۱ (۰۵۶۱)، نامبر: ۲۵۰۲۰۴۱ (۰۵۶۱)، پست الکترونیکی: ssmohammadi2003@yahoo.com

واحد‌های سنگی در گستره‌ی نقشه زمین‌شناسی مختاران، بیانگر حضور مجموعه‌های سنگی مجزا در بخش‌های جنوبی و شمالی نقشه بوده که موید پیوستگی بین کمربند فلیش و آمیزه‌ی افیولیتی شرق ایران با بلوک لوت است. بخش بیشتر مجموعه‌ی جنوبی را آمیزه‌ای از بلوک‌های آذرین، سنگ‌های رسوبی و دگرگونی تشکیل می‌دهد. سازنده‌های آذرین شامل سنگ‌های اولترابازی (بیشتر عبارتند از پریدوتیت سرپانتینیزه شده و سرپانتینیت)، دیابازها و توف‌های دیابازی. سنگ‌های رسوبی آمیزه شامل شیل‌های آرژیلیتی و سیلتی و ماسه سنگ (سازنده‌های توالی فلیش) هستند. به سمت جنوب و با نزدیک شدن به بلوک لوت مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگون درجه‌ی پایین تا متوسط وجود دارد. مجموعه‌های فلیش و آمیزه‌ی رنگین منطقه بر اساس حضور فرامینفرهای کرتاسه پسین در برخی سنگ‌های سازنده و نبود فسیل‌های قدیمی‌تر به کرتاسه فوقانی نسبت داده می‌شوند [۱۲]. ارتفاعات بخش شمالی نقشه را فیلیت (کرتاسه فوقانی و قدیم‌تر؟)، دیابازها (کرتاسه فوقانی)، مارن و ماسه سنگ، کنگلومرا، سنگ آهک نومولیتی و مجموعه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی همراه آذر-آواری‌ها و نفوذی‌های گرانیتوئیدی (پالئوزن) تشکیل می‌دهند. روندهای ساختاری متعددی در گستره‌ی مورد بررسی دیده می‌شوند، ولی مهم‌ترین پهنه‌های گسلی در راستای خاوری-باختری قرار گرفته‌اند. نقش موثر مولفه‌ی قائم و عملکرد راندگی در پهنه-های گسلی خاوری-باختری منطقه سبب راندگی فیلیت‌های کرتاسه فوقانی بر روی واحدهای پالئوزن شده است [۱۲] (شکل ۲). برخورد روندهای شمال خاوری-جنوب باختری و شرقی-غربی باعث شده تا بلوک‌های گسلی در مقیاس کوچک و بزرگ مشاهده شوند، به طوری که توده‌ی گرانیتوئیدی مورد بحث نیز در محل یکی از بلوک‌های گسلی واقع شده است. دنباله‌ی خاوری این پهنه‌های گسلی در بیرون از منطقه‌ی مورد بررسی دستخوش تغییر شده و به روند شمال غربی - جنوب شرقی و در پایان به روند شمالی-جنوبی (روند اصلی در پهنه‌ی ساختاری سیستان) می‌پیوندد. چنانکه در نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲) و شکل ۳ الف دیده می‌شود، سنگ‌های درونگیر توده‌ی گرانیتوئیدی، دیابازهای وابسته به کرتاسه بالایی [۱۶] هستند. شواهد صحرایی حضور تزریق‌هایی از گرانیتوئید به درون دیابازها را نشان می‌دهد (شکل ۳ ب) که دلیل آشکاری مبنی بر جوان‌تر بودن این گرانیتوئیدها نسبت به

آهکی-قلیایی به شکل‌های مختلف همزمان-تاخیری تا پس از برخورد تشکیل شده‌اند [۱۱]. توده‌ی گرانیتوئیدی رودره در فاصله‌ی ۹۵ کیلومتری جنوب بیرجند (یک کیلومتری شمال روستای رودره) در گستره‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران قرار گرفته است و دارای موقعیت جغرافیایی $33^{\circ} 45' 18''$ تا $33^{\circ} 22' 59''$ عرض شمالی و $30^{\circ} 19' 10''$ تا $32^{\circ} 18' 45''$ طول شرقی است. پیرامون توده‌ی مورد بحث تاکنون بررسی‌های سنگ شناسی گسترده‌ای صورت نگرفته و اطلاعات اندک درباره آن تا سال‌های اخیر به نقشه‌ی زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران [۱۲] محدود بوده است. محمدی [۱۳] هنگام بررسی گرانیتوئیدهای موجود در نوار افیولیتی شرق ایران، این توده را مورد بررسی مقدماتی قرار داده، و به مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی آن با توده‌های مورد اشاره پرداخته است. هدف از این پژوهش شناسایی دقیق ویژگی‌های سنگ شناسی، ژئوشیمی، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی تشکیل توده‌ی گرانیتوئیدی رودره است.

روش بررسی

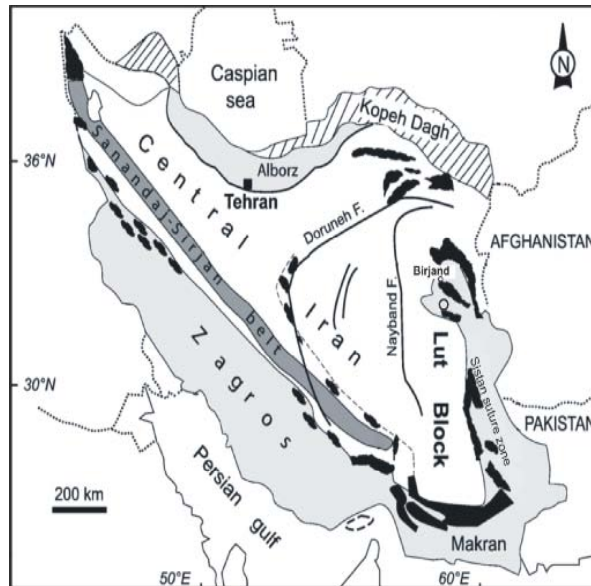
این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرایی، بررسی مقاطع نازک، تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها و تعبیر و تفسیر آن‌ها انجام شده است. برای این منظور تعداد ۴۰ نمونه از سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی رودره به صورت سیستماتیک نمونه برداری شدند و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب به روش XRF برای ۵ نمونه از سنگ‌های این توده از کارهای قبلی [۱۳] در دسترس بودند. تعداد ۷ نمونه از نمونه‌هایی که حداقل دگرسانی را نشان می‌دادند انتخاب، و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش ICP (برای عناصر اصلی) و ICP-MS (برای عناصر کمیاب و نادر خاکی) آنالیز شدند.

زمین‌شناسی منطقه

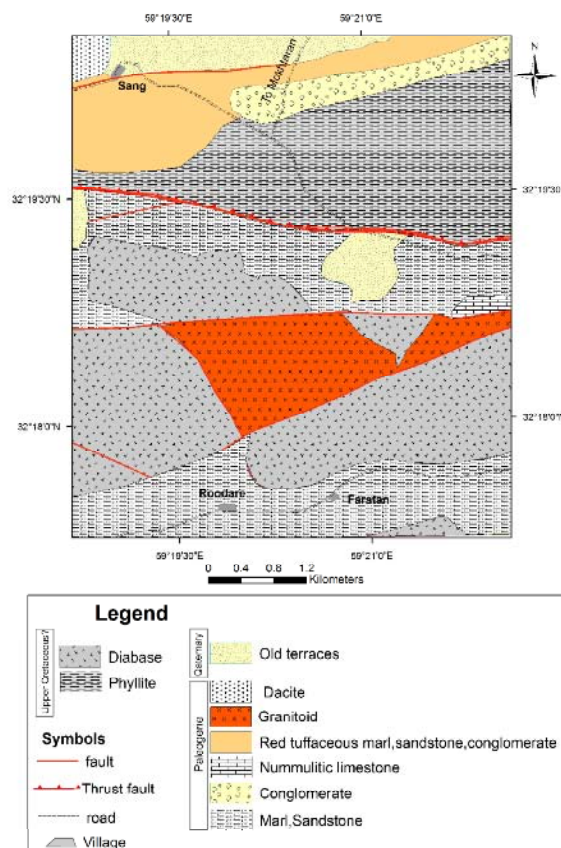
گستره‌ی مورد بررسی در انتهای شمال غربی زون زمیندروز سیستان [۱۴] یا زون زابل-بلوچ [۱۵] و حاشیه‌ی شرقی پهنه-ی لوت قرار دارد (شکل ۱). به نظر تیرول و همکاران [۱۴] ایالت ساختاری سیستان زمیندروز ناشی از برخورد پهنه‌ی لوت با بلوک افغان است. باریکه‌ی اقیانوسی موجود بین این دو ورق قاره‌ای در اثر حرکت لوت به سمت خاور و فرو رفتن به زیر بلوک افغان، بسته شده و ادامه فرورانش منجر به برخورد پهنه لوت به بلوک افغان (اولیگو - میوسن) شده است. بررسی

بوده و به‌نظر می‌رسد که از رخساره‌های حاشیه‌ای توده‌ی گرانیتوئیدی هستند. در متن این توده، برونوم‌های تیره با اندازه‌های مختلف مشاهده می‌شوند (شکل ۳ پ).

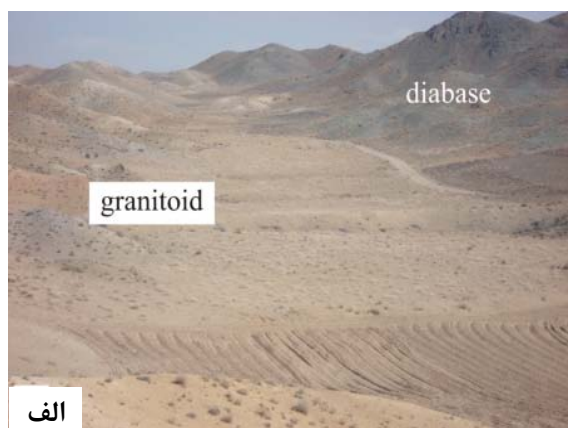
سنگ‌های دیابازی کرتاسه بالایی است. در حاشیه‌ی غربی توده‌ی گرانیتوئیدی، سنگ‌های آفانیتیک به‌رنگ خاکستری روشن وجود دارند که بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، ریوداسیت



شکل ۱ نقشه‌ی ساده تقسیمات ساختاری ایران [۱۵] با اندکی تغییر؛ گستره‌ی مورد بررسی با دایره نشان داده شده است.



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی [۱۲]؛ با اصلاحات و ترسیم دوباره.



شکل ۳ الف) مرز گرانیتوئید با دیابازها در حاشیه‌ی جنوب شرقی توده‌ی گرانیتوئیدی (دید به شمال شرقی) ب) تزریق مذاب گرانیتی به درون دیابازها پ) حضور برونوم‌های مافیک درون گرانیتوئید.

سنگ‌شناسی

سنگ‌های توده‌ی نفوذی مورد بحث رنگ خاکستری روشن گاهی مایل به سبز و صورتی و بافت تمام بلورین دانه متوسط تا درشت دانه دارند. این توده دارای ترکیب متغیر از تونالیت تا گرانودیوریت و آپلیت گرانیت است. ویژگی‌های سنگ‌شناسی این سنگ‌ها به شرح زیراند:

تونالیت: این سنگ بیشتر در بخش‌های حاشیه‌ای توده وجود دارد، و دارای بافت‌های دانه‌ای (گرانیتی) و گاهی میرمکیتی بوده و اندازه‌ی بلورها از چند دهم میلیمتر تا حدود ۴ میلیمتر تغییر می‌کند. کانی‌های روشن عبارتند از: پلاژیوکلاز که به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل آلبیتی بوده و ترکیب الیگوکلاز- آندزین دارند. در برخی از بلورها، منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شود (شکل ۴ الف) که از جمله بافت‌های عدم تعادل است [۱۷]. مقدار این کانی حدود ۶۰-۵۵ درصد حجمی سنگ است. اغلب بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت و کانی‌های

رسی تجزیه شده‌اند. در برخی نقاط مجموعه‌هایی از کانی‌های گروه اپیدوت و گاهی کربنات نیز مشاهده می‌شوند که احتمالاً حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها هستند. بلورهای بی‌شکل کوارتز حدود ۲۰ درصد حجمی سنگ را اشغال کرده‌اند. ارتوکلاز به مقدار بسیار کم بین کانی‌ها وجود دارد که به کانی‌های رسی تجزیه شده است.

کانی‌های تیره عبارتند از: آمفیبول نوع هورنبلند که به ندرت به صورت بلورهای شکل‌دار (شکل ۴ ب) و اغلب بی‌شکل در حدود ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده‌اند که در برخی نقاط به مجموعه‌ای از اپیدوت و کلریت تجزیه شده‌اند. بیوتیت به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و در اثر دگرسانی به کلریت (نوع پنین با رنگ آبی غیر عادی) و کانی کدر بی‌شکل تبدیل شده است. درون برخی بیوتیت‌های کلریتی شده، ادخال‌هایی از زیرکن با هاله‌ی رادیواکتیو قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. مقدار بیوتیت در حدود ۸-۵ درصد حجمی سنگ

است. کانی‌های فرعی شامل زیرکن و کانی کدر است که به صورت ادخال‌هایی در بیوتیت و گاهی آمفیبول وجود دارند. آپاتیت و بلورهای ریز اسفن، دیگر کانی‌های فرعی سنگ هستند.

گرانودیوریت: این سنگ بخش اصلی توده‌ی گرانیتوئیدی رودره را تشکیل داده است، و دارای بافت‌های هیپیدئومورف دانه‌ای و پرتیتی بوده، و اندازه‌ی بلورها از چند دهم میلیمتر تا حدود ۴ میلیمتر متغیر است. کانی‌های روشن عبارتند از؛ پلاژیوکلاز که به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل آلبیتی بوده و در برخی بلورها ساختار منطقه‌ای دارند. ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ در حد آلبیت- الیگوکلاز است. این کانی حدود ۵۰-۴۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی و سرسیت تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل، حدود ۲۵-۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. فلدسپار قلیایی از نوع ارتوکلاز (حدود ۱۵-۱۰ درصد حجمی سنگ) است (شکل ۴ پ) که بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده، دگرسانی آن از کانی‌های رسی معمول است. درون بعضی از بلورهای ارتوکلاز ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۴ پ) که می‌تواند حاکی از اختلاط ماگمایی باشد [۱۷].

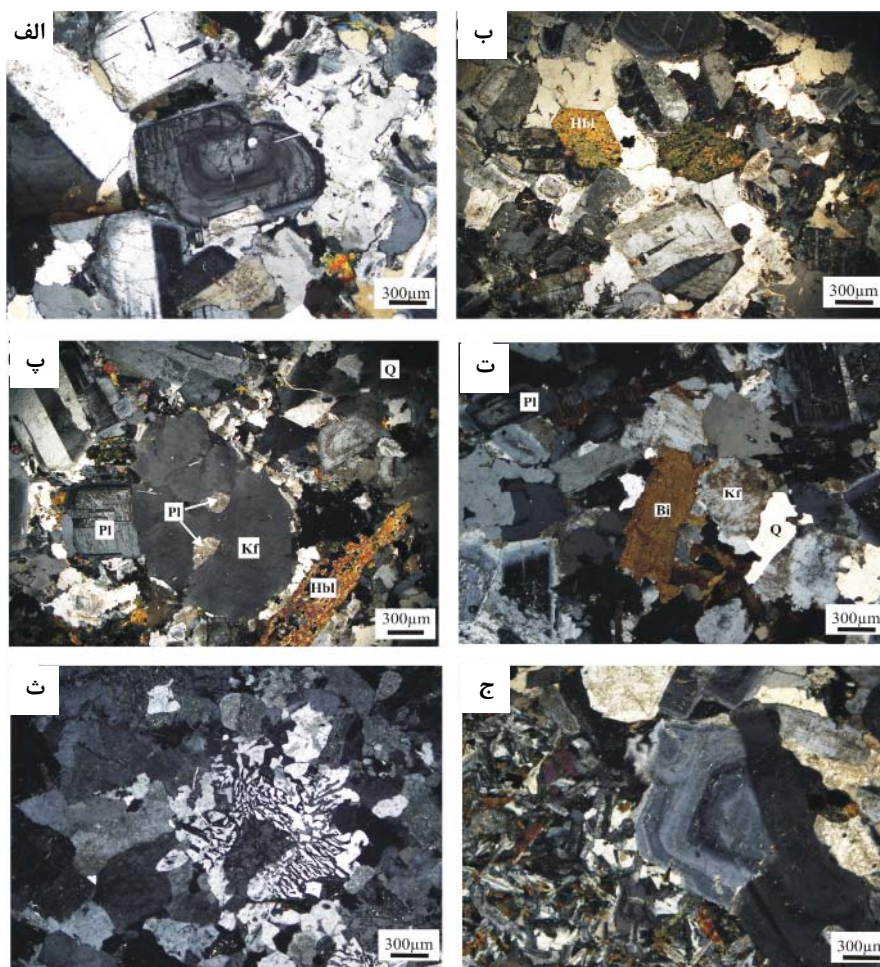
کانی‌های تیره عبارتند از: بیوتیت (حدود ۸-۷ درصد حجمی سنگ) که بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (شکل ۴ پ) و رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره و گاهی سیاه نشان می‌دهند. این ویژگی یکی از سرشتی‌های مهم گرانیت‌های نوع I است [۱۹، ۱۸]. برخی از بلورها دارای ادخال‌هایی از زیرکن و آپاتیت هستند. دگرسانی آن به کلریت و کانی کدر معمول است. تبدیل بیوتیت به کلریت طی واکنش‌های گرمایی در دمای ۳۳۰-۳۴۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد [۲۰]. در حاشیه‌ی برخی بلورهای آمفیبول نیز بیوتیت (ثانویه) مشاهده می‌شود. بررسی‌های تجربی نشان داده‌اند که بیوتیتی‌شدن هورنبلند آذرین اولیه در گستره‌ی دمایی ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۱ kb گاز آرگن کامل می‌شود [۲۱].

بلورهای بی‌شکل آمفیبول (شکل ۴ پ) کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل مقدار قابل توجهی کانی کدر، زیرکن و آپاتیت است که به صورت ادخال‌هایی در بلور بیوتیت دیده می‌شوند.

آپلیت گرانیت: این سنگ در نمونه دستی به رنگ صورتی و نسبتاً ریزدانه بوده، به حالت دایک مانند، واحدهای قبلی را

قطع کرده است. میزان کانی‌های مافیک آن به طرز چشم‌گیری کمتر از سنگ‌های میزبان است. بافت آپلیتی، گرافیک (شکل ۴ ت) و گاهی پرتیتی دارد. بافت گرافیک در اثر هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار قلیایی در شرایط محدود دما و یا محتوای آب به وجود می‌آید [۲۲]. کانی‌های روشن عبارتند از: کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل (حدود ۲۵ درصد)، فلدسپار قلیایی از نوع ارتوکلاز و ارتوکلاز پرتیتی (حدود ۴۵-۴۰ درصد حجم سنگ)، پلاژیوکلاز (حدود ۴۰-۳۵ حجم سنگ) به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دارای ماکل آلبیتی بوده و ترکیب آن‌ها آلبیت- الیگوکلاز است. دگرسانی ارتوکلاز به کانی‌های رسی و پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی و سرسیت معمول است. کانی تیره‌ی سنگ شامل مقادیر کمی بیوتیت (کمتر از ۵ درصد) است که در اثر دگرسانی به کلریت، اسفن و کانی کدر و گاهی اپیدوت تبدیل شده است. اسفن اولیه همراه با کانی کدر به عنوان کانی فرعی به شمار می‌آیند.

برونوبوم‌های ماگمایی مافیک (برونوبوم‌های ریز دانه‌ی مافیک): برونوبوم‌های ماگمایی مافیک شواهدی از نقش ماگماهای مافیک در خاستگاه و تکامل ماگماهای گرانیتوئیدی آهکی- قلیایی و برهم کنش بین پوسته‌ی قاره‌ای و گوشته را به اثبات رسانده و به این ترتیب خاستگاه آن‌ها اهمیت زیادی در شناخت گذشته‌ی توده‌های گرانیتوئیدی دارد [۲۳، ۲۴]. برونوبوم‌های موجود در گرانیتوئید رودره با ابعاد مختلف و به رنگ سبز تیره با مرزهای مشخص در متن این سنگ‌ها وجود دارند، به طوری که در مقاطع نازک نیز مرز بخش گرانیتوئیدی با برونوبوم‌ها کاملاً تند است (شکل ۴ ج). بافت آن‌ها ریز دانه‌ای است، و کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن عبارتند از: پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (حدود ۷۰-۶۰ درصد)، آمفیبول با بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (حدود ۲۵-۲۰ درصد) و بیوتیت (حدود ۵ درصد) که تقریباً به طور کامل به کلریت و اسفن و گاهی اپیدوت تبدیل شده و کوارتز (حدود ۵ درصد). کانی کدر و اسفن، کانی‌های فرعی سنگ به شمار می‌آیند. این سنگ بر اساس بافت و ترکیب کانی‌شناسی، میکرودیوریت تا کوارتز میکرودیوریت است. یکی از نکات قابل توجه در مرز برونوبوها با سنگ‌های میزبان، حضور شواهد عدم تعادل در کانی‌هاست که از آن جمله می‌توان به منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهای تونالیت (شکل ۴ ج)، خوردگی حاشیه‌ی هورنبلند و حضور ادخال‌های پلاژیوکلاز درون فلدسپار قلیایی در گرانودیوریت‌های میزبان اشاره کرد.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتوئیدی رودره (الف) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی در تونالیت (ب) هورنبلند شکل‌دار در تونالیت (پ) پلاژیوکلاز، ارتوکلاز با ادخال پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتزی شکل در گرانودیوریت (ت) بیوتیت، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی در گرانودیوریت (ث) بافت گرافیک در آپلیت گرانیت (ج) مرز برونوم ماگمایی مافیک (چپ) با تونالیت میزبان (راست) و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهای تونالیت (نور در شکل‌ها XPL است).

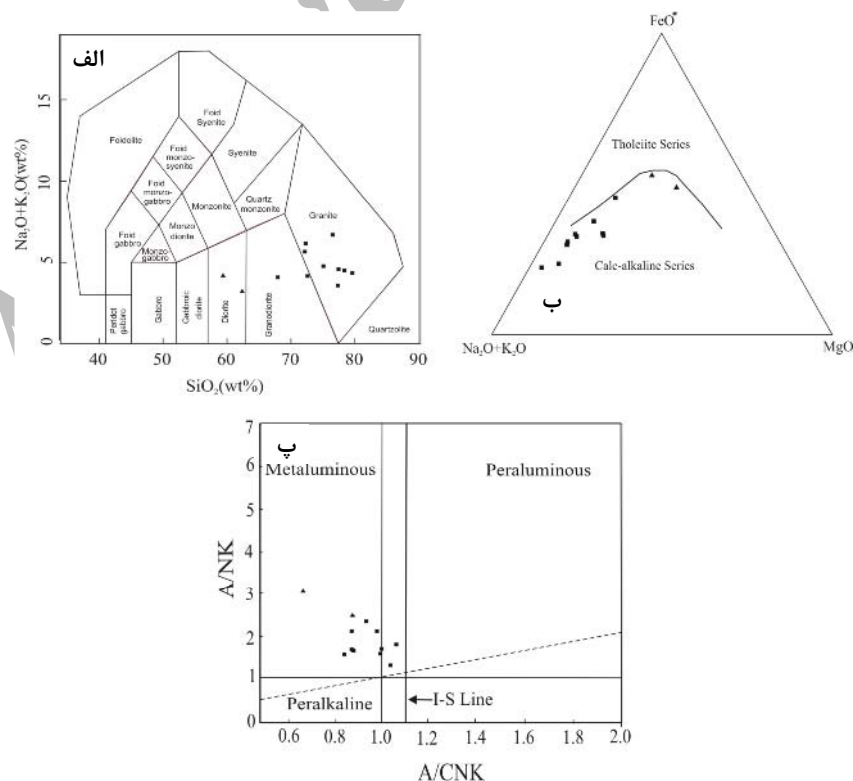
ژئوشیمی

[۳۰،۲۹] ماگماهای آهکی-قلیایی حاصل اختلاط ماگماهای ریشه گرفته از گوشته و پوسته‌اند. گرانیت‌های نوع I نسبت به نوع S حاوی پتاسیم کمتری بوده [۱۹] و از سوی دیگر محتوای سدیم گرانیت‌های نوع I و S به ترتیب شامل مقادیر نسبتاً بالا و پایین است [۳۱]. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌ها (جدول ۱) حاکی از مقادیر پایین K_2O در بیشتر نمونه‌ها (۰/۱۸-۲/۷۷) و مقادیر نسبتاً بالای Na_2O در اغلب نمونه‌ها (۲/۴۲-۴/۳۹) هستند. یکی از ویژگی‌های مهم گرانیتوئیدهای نوع I مقادیر نسبتاً بالای Na_2O در آن‌ها (بیش از ۳/۲ در سنگ‌های فلسیک و بیش از ۲/۲ در سنگ‌های مافیک) است [۳۲،۳۱،۲۸]. ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی و سنگ‌های دیگر با پتاسیم پایین اصولاً ایجاد مذاب‌های سدیک نظیر تونالیت‌ها،

نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده‌اند. در نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی [۲۵]، سنگ‌های گرانیتوئیدی رودره در گستره‌ی گرانیت و گرانودیوریت و نمونه‌های وابسته به برونوم‌های ماگمایی در قلمرو دیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۵ الف). این سنگ‌ها در نمودار AFM [۲۶] در قلمرو آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۵ ب). نتایج محاسبه‌ی شاخص اشباع از آلومینیم بیانگر مقادیر ASI پایین این سنگ‌ها بوده به طوری که در نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۷] مت‌آلومین تا اندکی پرآلومین و براساس تفکیک گرانیتوئیدها توسط [۲۸] در گروه گرانیت‌های نوع I قرار گرفته‌اند (شکل ۵ پ). به اعتقاد

منفی P و Ti به سمت گرانیب بیشتر شده (شکل ۶ الف و ب) که به جدایش آپاتیت و تیتانومگنتیت مربوط می‌شود. مقادیر بالای Rb، Th، K و پایین P، Ti و Sr در گرانودیوریت-گرانیت‌های مورد بررسی، قابل مقایسه با مذاب‌های پوسته‌ای بوده [۴۰، ۳۹، ۱۹] و می‌تواند بیانگر آلودگی ماگما در پوسته‌ی فوقانی طی تکامل ماگما باشد. نمودار فراوانی REE بهنجار شده با کندریت [۳۶] برای گرانیتوئید مورد بررسی بیانگر تفریق یافتگی عناصر نادر خاکی سبک ($[La/Yb]_N = ۳.۲۰ - ۱۱.۰۵$)، الگوی تفریق نیافته عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بی-هنجاری منفی کم Eu ($Eu/Eu^* = ۰.۷۱ - ۰.۹۷$) است (شکل ۷ الف و ب). در برونبوم‌های میکرودیوریتی، میزان تفریق یافتگی LREE نسبت به HREE کم بوده (شکل ۷ الف) و در گرانیب، HREE تهی‌شدگی بیشتری نسبت به تونالیت و گرانودیوریت نشان می‌دهند (شکل ۷ ب) که می‌تواند به تبلور هورنبلند در فازهای مافیک‌تر وابسته باشد. تهی‌شدگی ضعیف عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) در گرانیب (شکل ۷ ب) منطبق با جدایش اسفن و آپاتیت است [۴۱، ۴۲]. بی‌هنجاری منفی Eu حاکی از این است که یا فلدسپات‌ها یک فاز مهم در باقی مانده‌ی ذوب نشده بوده یا در فرایند تفریق درگیر شده‌اند [۱۷].

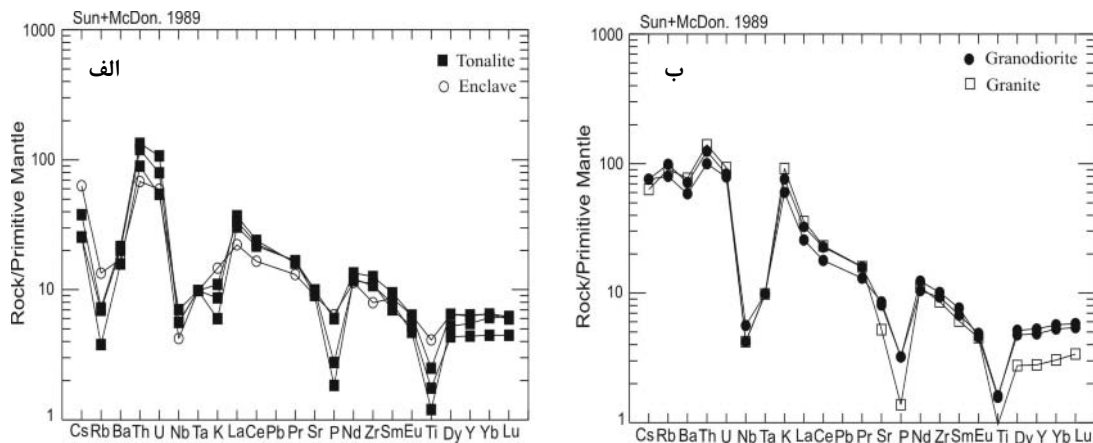
ترونجمیت‌ها و گرانودیوریت‌های سدیک دانه‌داری می‌کند [۳۵، ۳۴، ۳۳، ۲۴]. نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه [۳۶] برای سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در شکل ۶ الف و ب نشان داده شده است. تمام نمونه‌ها تهی‌شدگی Ti، P، Nb و تا حدودی Ta و Sr را نشان می‌دهند. میزان Rb و Ba برای تونالیت‌ها و برونبوم‌های میکرودیوریتی پایین بوده (شکل ۶ الف)، در حالی که گرانودیوریت‌ها و گرانیب-ها از این عناصر غنی شده‌اند (شکل ۶ ب). برخی از پژوهشگران، شاره‌ی غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون می‌دانند [۳۷]. از آنجا که عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله عناصر متحرک در شاره‌اند، به راحتی با شاره‌ی دگر نهاد کننده‌ی آزاد شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، شسته شده و به گوشته‌ی خاستگاه ماگماهای کمان‌ها حمل می‌شوند. در مقابل، عناصری که در شاره بی‌حرکتند، در این فرایند مشارکت ندارند [۳۸]. غنی‌شدگی U و Th در تمام سنگ‌های گرانیتوئیدی رودره مشاهده می‌شود. در مقایسه با عناصر با شدت میدان بالا (Yb و Y، Sm، Zr، Ta، Nb)، عناصر نادر خاکی سبک (Ce، La) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری



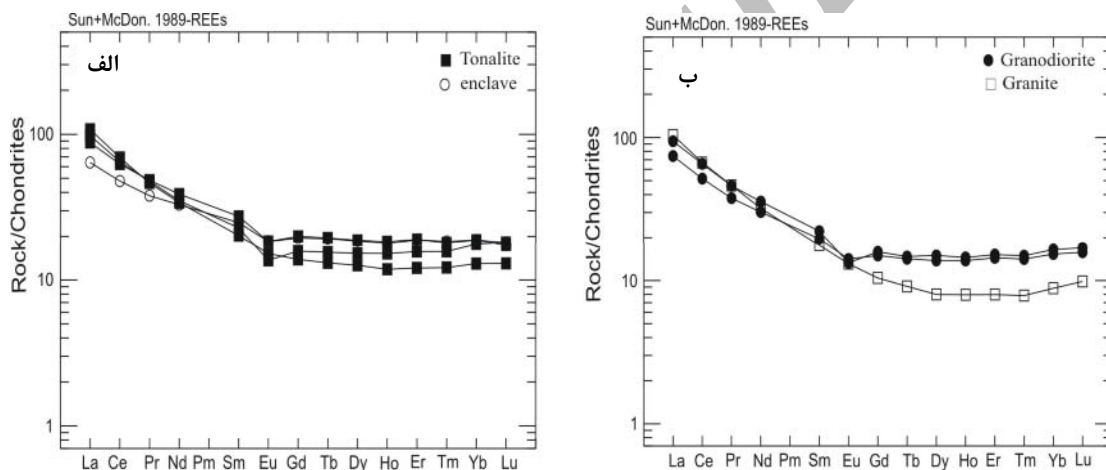
شکل ۵ نمودارهایی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئید رودره. الف) نامگذاری شیمیایی [۲۵] ب) نمودار AFM [۲۶] پ) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۷]، رمز گرانیب‌های I و S از [۲۸]؛ نشانه‌ها عبارتند از: مربع: گرانیتوئید مثلث: برونبوم

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب توده‌ی گرانیتوئیدی رودره (نتایج نمونه‌های ۱۴۴، ۱۵۴، ۱۴۷، ۱۴۶، ۱۴۵ از [۱۳])

Sample	RF-4	RF-7(e)	RF-8	RF-13	RF-15	RF-17	RF-18	RF-145	RF-146	RF-147	RF-154	RF-144(e)
SiO ₂ (wt%)	۷۳،۵۶	۵۷،۷	۷۱،۷۶	۷۵،۷۹	۶۶،۶	۷۱،۶۹	۷۱،۲۰	۷۵،۶۹	۷۷،۲۰	۷۸،۰۵	۷۶،۳۴	۵۹،۶۹
TiO ₂	۰،۲۶	۰،۸۹	۰،۳۸	۰،۲۱	۰،۵۴	۰،۳۴	۰،۳۵	۰،۲۷	۰،۲۵	۰،۱۹	۰،۳۴	۰،۵۷
Al ₂ O ₃	۱۳،۶۶	۱۵،۹	۱۴،۰۴	۱۲،۴۴	۱۵،۲	۱۴،۰۱	۱۳،۹۷	۱۰،۸۹	۱۰،۲۰	۱۰،۴۴	۹،۷۴	۱۲،۴۲
Fe ₂ O _{3t}	۲،۴۶	۸،۹۸	۳،۳۵	۲،۲۲	۴،۹	۳،۳۶	۳،۴۴	۲،۵۹	۲،۷۸	۱،۶۱	۳،۲۴	۷،۹۲
MnO	۰،۰۲	۰،۱۱	۰،۰۳	۰،۰۳	۰،۰۴	۰،۰۶	۰،۰۶	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۱	۰،۰۵	۰،۱۵
MgO	۰،۵۳	۳،۱۳	۰،۸۹	۰،۳۲	۱،۳۱	۰،۶۷	۰،۸۲	۱،۰۹	۰،۵۹	۰،۴۹	۱،۴۶	۴،۳۵
CaO	۲،۸۶	۶،۳۶	۴،۲۰	۱،۴۲	۵،۳۲	۲،۹۰	۳،۱۶	۳،۸۳	۲،۹۶	۲،۹۴	۲،۸۸	۷،۶۸
Na ₂ O	۴،۳۵	۳،۶	۳،۸۵	۳،۸۸	۳،۸۰	۳،۸۱	۳،۷۷	۲،۹۸	۲،۴۲	۳،۶۸	۲،۵۸	۲،۶۱
K ₂ O	۰،۳۳	۰،۴۴	۰،۲۶	۲،۷۷	۰،۱۸	۲،۲۹	۱،۸۱	۰،۵۲	۲،۰۰	۰،۵۶	۱،۹۴	۰،۴۷
P ₂ O ₅	۰،۰۴	۰،۱۴	۰،۰۶	۰،۰۳	۰،۱۳	۰،۰۷	۰،۰۷	۰،۰۷	۰،۰۵	۰،۰۴	۰،۰۸	۰،۱۲
LOI	۱،۳۳	۲،۰۱	۰،۹۷	۰،۷۵	۱،۳۳	۰،۶۵	۱،۰۱	۱،۰۸	۰،۷۳	۱،۵۲	۱،۱۰	۳،۶۶
Total	۹۹،۴۰	۹۹،۲۶	۹۹،۸۰	۹۹،۸۷	۹۹،۳۵	۹۹،۸۵	۹۹،۶۵	۹۹،۰۳	۹۹،۲۰	۹۹،۵۳	۹۹،۷۴	۹۹،۴۵
ASI	۱،۰۸	۰،۸۹	۱	۱،۰۶	۰،۹۵	۱،۰۵	۱،۰۱	۰،۸۸	۰،۸۹	۰،۸۸	۰،۸۵	۰،۶۸
Ba(ppm)	۱۵۰	۱۲۰	۱۴۰	۵۴۰	۱۱۰	۵۰۰	۴۱۰	۱۹	۶۴۱	۳۶	۳۹۵	۳۸
Rb	۴،۶	۸،۵	۴،۴	۵۷،۶	۲،۴	۶۲،۹	۵۰،۸	۱۶	۴۴	۲۲	۵۶	۱۹
Sr	۱۹۰	۱۹۰	۲۱۰	۱۱۰	۲۱۰	۱۷۰	۱۸۰	۳۴۲	۱۷۶	۱۹۱	۱۸۲	۲۶۱
Zr	۱۲۰	۸۸،۹	۱۲۴	۹۵،۸	۱۴۱	۱۱۳	۱۰۴	۹۲	۹۳	۱۱۳	۹۲	۵۳
Nb	۴	۳	۴	۳	۵	۴	۳	۲	۴	۴	۴	۲
Ni	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴۰	۲۳	۷	۵۵	۱۲
Co	۳،۷	۲۰،۹	۶،۸	۲،۶	۸،۴	۳،۹	۴،۸	۳	۴	۲	۱	۱۴
Zn	۴	۳۳	۱۲	۱۴	۱۳	۲۶	۱۹	۲۲	۲۵	۲۰	۴۳	۴۲
Y	۲۵	۲۸،۶	۲۰	۱۲،۷	۲۹،۱	۲۴	۲۲	۱۳	۱۲	۱۷	۱۶	۱۵
Cs	۰،۳	۰،۵	۰،۲	۰،۵	۰،۲	۰،۶	۰،۶		۰،۴۹		۱،۳۴	
Ta	۰،۴	۰،۴	۰،۴	۰،۴	۰،۴	۰،۴	۰،۴		۰،۱۸		۰،۳۲	
Hf	۴	۳	۴	۳	۴	۳	۳		۲،۶۵		۳،۱۲	
Th	۱۱،۴	۵،۸	۱۰،۲	۱۱،۹	۷،۶	۱۰،۶	۸،۵	۶	۱۰	۱۱	۵	۱
V	۳۳	۲۳۲	۴۶	۱۱	۶۶	۲۲	۲۶	۳۷	۳۲	۲۷	۳۳	۱۵۰
U	۲،۲۵	۱،۲۵	۱،۶۷	۱،۹۶	۱،۱۴	۱،۷۵	۱،۶۶	۶	۸	۹	۹	۱
Ga	۱۴	۱۷	۱۴	۱۱	۱۶	۱۳	۱۳	۲۵	۲۴	۲۳	۱۸	۲۰
Cu	۴	۹	۴	۱۶	۸	۶	۶	۱	۱	۱	۱	۱
La	۲۲،۲	۱۵،۲	۲۵،۶	۲۴،۶	۲۰،۸	۲۲،۳	۱۷،۶	۵	۶	۱۸	۵	۲۰
Ce	۳۹،۸	۲۹،۳	۴۲،۴	۴۰،۹	۳۸،۳	۴۰،۱	۳۱،۶	۱۳	۱۵	۲۹	۱۰	۵۰
Pr	۴،۵۵	۳،۶۱	۴،۴۱	۴،۴	۴،۶۱	۴،۳۷	۳،۵۹					
Nd	۱۶،۴	۱۵،۴	۱۵،۹	۱۵	۱۸،۲	۱۶،۷	۱۴،۱		۸،۲		۱۳،۶	
Sm	۳،۵	۳،۸	۳،۱	۲،۷	۴،۲	۳،۴	۳		۱،۶۱		۳،۲	
Eu	۰،۷۹	۱،۰۷	۰،۸۸	۰،۷۶	۱،۰۷	۰،۷۷	۰،۸۲		۰،۸۲		۱،۰۳	
Gd	۳،۲۴	۴	۲،۸۴	۲،۱۴	۴،۱۱	۳،۲۶	۳،۰۷					
Tb	۰،۵۸	۰،۷۲	۰،۴۹	۰،۳۴	۰،۷۳	۰،۵۵	۰،۵۳		۰،۲۳		۰،۷۶	
Dy	۳،۸۷	۴،۷۳	۳،۲	۲،۰۳	۴،۷۷	۳،۸	۳،۵					
Ho	۰،۸۶	۱،۰۱	۰،۶۷	۰،۴۵	۱،۰۴	۰،۸۲	۰،۷۸		۰،۷۵		۰،۷۵	
Er	۲،۵۹	۳،۱۳	۲	۱،۳۲	۳،۱۵	۲،۵۱	۲،۳۸					
Tm	۰،۴	۰،۴۷	۰،۳۱	۰،۲	۰،۴۶	۰،۳۸	۰،۳۶		۰،۶۸		۰،۸۳	
Yb	۳	۳،۲	۲،۲	۱،۵	۳،۲	۲،۸	۲،۶		۱،۳		۲،۹۳	
Lu	۰،۴۶	۰،۴۶	۰،۳۳	۰،۲۵	۰،۴۴	۰،۴۳	۰،۴		۰،۲۷		۰،۵۳	
Eu/Eu*	۰،۷۲	۰،۸۴	۰،۹۱	۰،۹۷	۰،۷۹	۰،۷۱	۰،۸۳					
(La/Yb) _N	۵،۲	۳،۲	۷،۸۴	۱۱،۰۵	۴،۳۸	۵،۳۶	۴،۵۶					



شکل ۶ نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه [۳۶] برای سنگ‌های گرانیتوئیدی رودره.



شکل ۷ نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت [۳۶] برای سنگ‌های گرانیتوئیدی رودره.

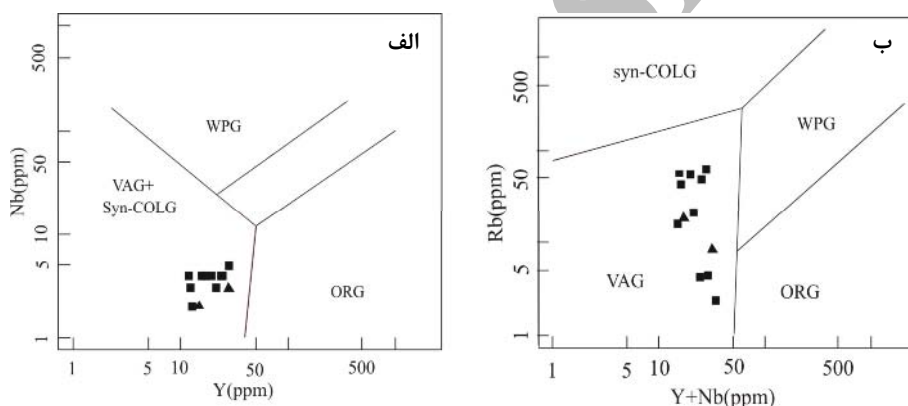
بحث و بررسی

جایگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش است [۴۰، ۳۲، ۲۴، ۱۷]. بی‌هنجاری منفی یاد شده می‌تواند ناشی از آغشتگی و آمیزش ماگما با مواد پوسته‌ای حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد. نمونه‌های گرانیتوئیدی رودره بر اساس نمودارهای رده‌بندی زمین‌ساختی Nb نسبت به Y و Rb نسبت به Y + Nb [۴۴] به ترتیب در گستره‌های VAG + COLG - Syn و VAG قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف و ب). دامنه‌ی وسیع SiO₂ نمونه‌ها، A/CNK پایین، Na₂O > K₂O و بی‌هنجاری منفی Eu نیز وابستگی آن‌ها به کمان ماگمایی را تایید می‌کند [۳۲]. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و فقیرشدگی آن‌ها از HREE بیانگر ماگماتیسم نفوذی متالومین نوع I کمان‌های آتشفشانی حاشیه‌ی قاره‌هاست که به فرورانش وابسته‌اند [۴۵، ۴۴، ۳۲]. ویژگی‌های یاد شده می‌تواند بیانگر ریشه‌گیری ماگما از یک پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده

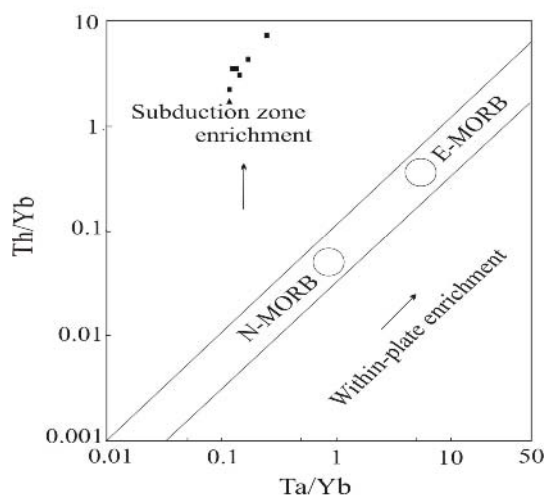
گرانیتوئیدها اصولاً در محیط‌های گوناگون و طی مراحل مختلف چرخه‌ی ویلسون نظیر نازک‌شدگی و کافتن (Rifting) لیتوسفر قاره‌ای، واگرایی لیتوسفر اقیانوسی، همگرایی بین لیتوسفر اقیانوسی و یا قاره‌ای و فروریزی کوهزایی (Orogenic collapse) تشکیل می‌شوند [۴۳]. سنگ‌های گرانیتوئیدی رودره بر پایه‌ی ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی با توده‌های نفوذی حاشیه‌های قاره‌ای فعال همخوانی دارند. بر پایه‌ی بررسی‌های فراوانی که صورت گرفته، معلوم شد که عناصر کمیاب می‌توانند برای جدایش محیط‌های زمین‌ساختی مختلف ماگما‌های گرانیتوئیدی مورد استفاده قرار گیرند [۴۴، ۳۹]. سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی تهی-شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb، Ti، P، Y، Yb و تا حدودی Ta را نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آن‌ها به

عناصر پتاسیم و به پیروی از آن روبیدیم و باریم به سمت گرانودیوریت و گرانیت به دلیل آلودگی بیشتر ماگما با مواد پوسته‌ای است. حضور فیلیت‌های کرتاسه فوقانی در گستره مورد بررسی (شکل ۲) نقش موثری در این رویدادها داشته است. در نمودار جدایش زمین‌ساختی La/Yb نسبت به Th/Yb [۴۶،۳۲] نیز نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت-های کمان ماگمایی (حاشیه‌ی قاره‌ای فعال) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰). سنگ‌های گرانیتوئیدی رودره دارای Sr پایین (ppm ۲۶۱-۱۱۰) و نسبت Sr/Y پایین بوده و در نمودار Sr/Y نسبت به Y [۴۸،۴۷]، اغلب آن‌ها در گستره‌ی ماگما‌های کمان ریشه گرفته از گوشته (سنگ‌های آهکی - قلیایی معمولی) واقع شده (شکل ۱۱) و بدین ترتیب با آداکیت‌ها تفاوت دارند.

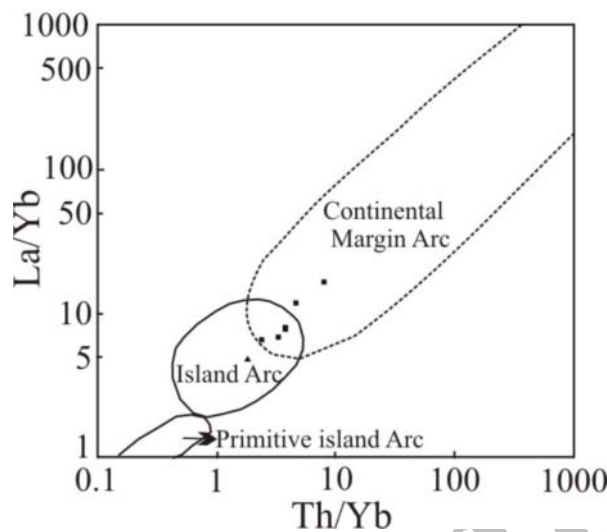
شده و گوه‌ی گوشته‌ای دگرنهاد روی آن، تحمل فرایند تبلور تفریقی و نیز هضم و آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای و باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین در سنگ خاستگاه باشد. برای برداشت بهتر در مورد جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئید نوع I و آهکی - قلیایی رودره از نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۴۵،۳۲] استفاده شد. بر اساس این نمودار، گرانیتوئید مورد بررسی در گستره غنی‌شدگی زون فرورانش قرار می‌گیرد (شکل ۹). چنانکه پیش از این اشاره شد، عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله عناصر متحرک در شاره بوده و براحتی با شاره‌ی دگرنهاد ساز آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده، شسته شده و به گوشته‌ی خاستگاه ماگما‌های کمان‌ها حمل می‌شوند. به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی ماگمای سنگ‌های مورد بررسی از



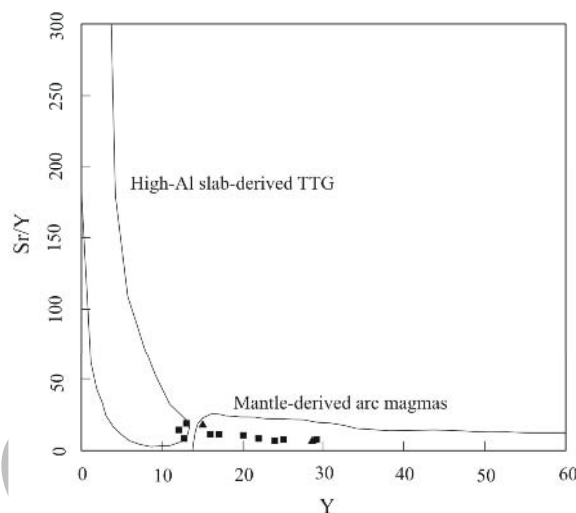
شکل ۸. نمودارهای الف) تغییرات Nb نسبت به Y و ب) تغییرات Rb نسبت به Y + Nb برای تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها [۴۴] و موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی رودره (نشانه‌ها شبیه شکل ۵).



شکل ۹. تمایز تکنوماگمایی گرانیتوئید رودره با استفاده از نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۴۵،۳۲] (نشانه‌ها شبیه شکل ۵).



شکل ۱۰ نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تمایز زمین‌ساختی La/Yb نسبت به Th/Yb [۳۲،۴۶] در قلمرو گرانیت‌های کمان ماگمایی (حاشیه‌ی قاره‌ای فعال) واقع شده‌اند (نشانه‌ها شبیه شکل ۵).



شکل ۱۱ نمودار Sr/Y نسبت به Y [۴۸،۴۷] برای گرانیتوئید رودره (نشانه‌ها شبیه شکل ۵).

برداشت

ادخال‌های زیرکن و آپاتیت درون بلورهای بیوتیت، وجود بافت گرافیک و نبود مسکوویت و کانی‌های با خاستگاه دگرگونی نظیر گارنت و سیلیکات‌های آلومین، نیز مؤید ویژگی‌های نوع I برای توده گرانیتوئیدی رودره هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی نیز بیانگر وابستگی این سنگ‌ها به نوع I است. دامنه‌ی وسیع SiO₂ نمونه‌ها، A/CNK پایین، Na₂O > K₂O و بی‌هنجاری منفی Eu وابستگی آن‌ها به کمان ماگمایی وابسته به فرورانش را تایید می‌کند. به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی ماگمای سنگ‌های مورد بررسی از عناصر پتاسیم و به پیروی از

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، توده‌ی گرانیتوئیدی رودره ترکیب تونالیت تا گرانودیوریت و گرانیت دارد. وجود برونوم‌های ماگمایی مافیک، تزریق مذاب گرانیتی درون شکستگی‌های برونوم‌های بزرگ و وجود رخساره‌های حاشیه‌ای با ترکیب ریوداسیت در پیرامون توده‌ی گرانیتوئیدی، از جمله شواهد صحرایی نشان دهنده‌ی خاستگاه آذرین توده‌ی مورد بحث‌اند. حضور ارتوکلاز صورتی، هورنبلند، بیوتیت به رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره، مگنتیت، اسفن اولیه،

[9] Kaygusuz A., Siebel W., Sen C., Satir M., "Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey", International Journal of Sciences 97(2008) 739-764.

[10] Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", Lithos 46 (1999) 605-626.

[۱۱] قاسمی ح.، صادقیان م.، کرد م.، خانعلی زاده ع.، "سازوکار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب شرق ایران"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴ (۱۳۸۸) ص ۵۵۱-۵۷۸.

[۱۲] موحد اول، ح.، امامی، م. ه. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مختاران، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۹۷۸.

[۱۳] محمدی سید سعید، "پتروگرافی و پتروژنز سنگ های گرانیتوئیدی نوار افیولیتی شرق ایران (ناحیه بیرجند-نهبندان)"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۶) ۲۶۳ صفحه.

[14] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", Geological Society of America Bulletin 94(1983)134-150.

[15] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18(1981)210-265.

[۱۶] امامی م. ه.، "ماگمانیسم در ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، کتاب شماره ۷۱ (۱۳۷۹) ۶۰۸ صفحه.

[17] Arsalan M., Aslan Z., "Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey", Journal of Asian Earth Sciences 27(2006) 177-193.

[18] Whalen J. B., Chappell B.W., "Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia", American Mineralogist 73 (1988) 281-296.

[19] Chappell B.W., White A.J.R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83(1992) 1-26.

آن روبیدیم و باریوم به سمت گرانودیوریت و گرانیت به دلیل آلودگی بیشتر ماگما با مواد پوسته ای باشد. به منظور برداشت مطمئن در مورد خاستگاه گرانیتوئید رودره نیاز به بررسی های ایزوتوپی است.

مراجع

[1] DePaolo DJ., "Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization", Earth and Planetary Sciences Letter 53(1981) 189-202.

[2] Zorpi MJ, Coulon C, Orisini JB., "Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids: a case study in northern Sardinia, Italy", Chemical Geology 92(1991) 45-86.

[3] Roberts MP, Clemens JD., "Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids", Geology 21(1993) 825-828.

[4] Galan G, Pin C, Duthon JL., "Sr-Nd isotopic record of multistage interactions between mantle derived magmas and crustal components in a collision context: the ultramafic-granitoid association from Vivero (Hercynian belt, NW Spain)", Chemical Geology 131 (1996) 67-91.

[5] Thompson AB, Connolly JAD., "Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings", Journal of Geophysical Researches 100(1995) 15565-15579.

[6] Altherr R, Henjes-Kunst F, Langer C, Otto J., "Interaction between crustal-derived felsic and mantle-derived mafic magmas in the Oberkirch pluton (European Variscides, Schwarzwald, Germany)", Contribution to Mineralogy and Petrology 137(1999)304-322.

[7] Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H., "High potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", Lithos 50(2000) 51-73.

[8] Altherr R, Siebel W., "I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece", Contribution to Mineralogy and Petrology 143(2002) 397-415.

- I-type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc magmatism following closure of the Palaeotethys*", Island arc 17 (2008) 394-418.
- [33] Rutter M.J., Wyllie P.J., "Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration melting in the deep crust", Nature 331 (1988) 159–160.
- [34] Rushmer T., "Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions", Contribution to Mineralogy and Petrology 107(1991) 41–59.
- [35] Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F., "Partial melting of amphibolite eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites", Precambrian Research 51(1991) 1–25.
- [36] Sun SS, McDonough WF., "Chemical and isotope systematics of oceanic basalts; implication for mantle compositions and processes. In: Saunders AD, Nory MJ (eds) Magmatism in the ocean basins", Geological Society London, Special Publication 42(1989)313–345.
- [37] Keppler H., "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction Zone fluid ", Nature380 (1996) 237-240.
- [38] Agostini S., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Tonarini s., Savascini M. Y., "The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area, in Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area", Geological Society of America. Special Paper 418 (2007) 1-15.
- [39] Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), Collision Tectonics", Geological Society London, Special Publication 19(1986) 67–81.
- [40] Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007) 859–877.
- [41] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman (1993), 352 P.
- [20] Eggleton R. A., Banfield J. F., "The alteration of granitic biotite to chlorite", American Mineralogist70 (1985) 902-910.
- [21] Brimhall G. H., Agee C., Stoffregen R., "The hydrothermal conversion of hornblende to biotite", Canadian Mineralogist 23(1985) 369-379.
- [22] Fenn Ph. M., "On the origin of graphic granite", American Mineralogist 71(1986) 325-330.
- [23] Barbarin B., "Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts", Lithos 80(2005) 155-177.
- [24] Kaygusuz A., Aydınçakır E., "Mineralogy, whole-rock and Sr–Nd isotope geochemistry of mafic microgranular enclaves in Cretaceous Dagbasi granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of magma mixing, mingling and chemical equilibration", Chemie der Erde 69 (2009) 247–277.
- [25] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/ igneous rock system", Earth Sciences Review. 37(1994) 215–224.
- [26] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian journal of earth sciences8 (1971) 523-548.
- [27] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of America Bulletin 101(1989) 635-643.
- [28] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", Pacific geology 8(1974) 173-174.
- [29] Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", Lithos46 (1999) 605-626.
- [30] Tatsumi Y., Takahashi T., "Operation of subduction factory and production of andesite", Journal of Mineralogical and Petrological sciences101(2006)145-153.
- [31] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types: 25 years later", Australian Journal of Earth Sciences48(2001) 489-499.
- [32] Erkül S.T., Sözbilir R. H., Erkül F. T., Helvacı C., Ersoy Y., Sümer O., "Geochemistry of

- [45] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Springer Verlag(2007) 466 p.
- [46] Condie K. C., "Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance", Lithos 23(1989)1-18.
- [47] Martin H., "The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes", Lithos 30(1993)373-388.
- [48] Rajaieh M., Khalili M., Richards I., "The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Dehno Complex, Sanandaj-Sirjan belt, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 24-36.
- [42] Gencalioglu Kuscü G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province(Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex", International Journal of Earth Sciences 99 (2010) 593-621.
- [43] Li X.H., Li Z.X., Ge W., Zhou H., Li W., Liu Y., Wingate M.T.D., "Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma?", Precambrian research 122 (2003) 45-83.
- [44] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of petrology 25 (1984) 956-983.

Archive of SID