

بررسی پتروژنز توده‌های گرانیتویدی کالک‌آلکانی و آداکتی منطقه رابر-لاله‌زار، جنوب شرق کرمان: بهره‌گیری از مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپ‌های Sr-Nd

محسن چکنی مقدم^۱، زهرا طهماسبی^{۲*} و احمد احمدی خلجی^۲

دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۱/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۸

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال تا شمال غرب شهرستان رابر در استان کرمان قرار دارد و بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر محسوب می‌شود. توده‌های نفوذی متعددی با ترکیب غالب دیوریت تا کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت در واحدهای آتشفشانی در این منطقه رخنمون دارند. سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی به دو گروه تقسیم شده‌اند: ۱) گرانیتویدهای آداکتی که با سیلیس (۶۱/۴۹ تا ۶۶/۷۸ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۵/۷۲ تا ۱۷/۷۴ درصد وزنی)، Sr (۳۷۴ تا ۶۰۲ ppm)، Sr/Y (۳۴ تا ۵۳) و نسبت $(La/Yb)_N$ بین ۸/۳۵ تا ۱۶/۸۸ و مقادیر اندک Y مشخص می‌شوند. ۲) گرانیتویدهای کالک‌آلکانی که مهم‌ترین خصوصیات آنها عبارتند از: میزان سیلیس ۶۳/۰۷ تا ۷۲/۳۲ درصد وزنی، نسبت‌های پایین Sr/Y (۳/۸۳ تا ۱۳/۲۲)، مقادیر بالای Y (۲۱/۷ تا ۳۱/۶ ppm) و Yb (۲/۲۶ تا ۳/۲۶ ppm)، میزان Sr کمتر (بین ۱۱۹ تا ۲۹۷ ppm) و نسبت $(La/Yb)_N$ پایین‌تر نسبت به گروه آداکتی‌ها (۳/۰۲ تا ۱۱/۱۳) با آنومالی منفی Eu $[(Eu/Eu^*)_N = (ave. 0.49)]$. سنگ‌های آداکتی احتمالاً از پوسته زیرین مافیک (آمفیولیت گارنت‌دار) همراه با گارنت + روتیل \pm پلاژیوکلاز به عنوان فازهای باقیمانده در محل منبع در عمقی بیشتر از ۵۰ کیلومتر و گروه کالک‌آلکانی نیز احتمالاً در اعماق نزدیک‌تر به سطح زمین نسبت به آداکتی‌ها در پوسته میانی-زیرین با ترکیب سنگی غالب آمفیولیت تشکیل شده‌اند. بررسی نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ (۰/۷۰۴۸۷۱ تا ۰/۷۰۵۱۹۵) و تغییرات ϵ_{Nd} از ۱/۴۴ تا ۳/۱۹ + همراه با تغییرات سیلیس، نشانگر منبع گوشته‌ای برای مذاب اولیه و تأثیر آلاش پوسته‌ای در تکوین ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. هر دو نوع ماگماتیسم آداکتی و کالک‌آلکانی در منطقه مورد مطالعه توسط ذوب بخشی گوشته فوقانی و برهم کنش متعاقب آن با پوسته قاره‌ای زیرین در طی زمان الیگوسن-میوسن به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی عربی به زیر پلایت ایران مرکزی رخ داده است.

کلیدواژه‌ها: گرانیتویدهای لاله‌زار، زون ارومیه-دختر، سنگ‌های آداکتی، فرورانش، پوسته زیرین.

***نویسنده مسئول:** زهرا طهماسبی

E-mail: tahmasebi.z@lu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

بخشی از مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر در کمربند کوهزایی زاگرس در جنوب غربی کرمان و در جنوب غربی حاشیه زون ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-الف). این مجموعه توسط رخدادهای متنوع و گوناگون فعالیت‌های آذرین در طی زمان تشریری مخصوصاً ائوسن-میوسن مشخص و متمایز شده است و در آن سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت و داسیت توسط واحدهای متنوع نفوذی قطع شده‌اند. جنوب کرمان توسط حجم گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین به سن سنوزویک زیرین مشخص و متمایز شده است. در اواخر پالئوسن-اوایل ائوسن، یک رژیم تکتونیکی کششی بر این منطقه حاکم شده که با تشکیل توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی تخریبی و رسوبی با ماهیت ترکیبی عمدتاً بازالتی و گاه آندزیتی همراه بوده است. این توالی تازه تشکیل شده، در اواسط ائوسن دوباره بسته شده است و سنگ‌های رسوبی آن چین و گسل خورده‌اند؛ در حین جابه‌جایی بلوک‌های سنگی یا راندگی آنها، دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین یا ضعیفی بر سنگ‌های آتشفشانی تحمیل شده است. فروراندن شدن یکی از ورقه‌های اقیانوسی و ادامه فرورانش آن به زیر پهنه آتشفشانی-رسوبی از قبل موجود، با تشکیل توده‌های آذرین کوچک و بزرگ و گاه توده‌های نفوذی کوچک‌مقیاس همراه بوده است. هر چند که محیط تکتونیکی تشکیل این منطقه مورد بحث و اختلاف نظر است؛ اما این ناحیه در کل به عنوان یک حاشیه فعال قاره‌ای مورد توجه بوده که مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه عربی بوده و رشد و توسعه ماگماتیسم کالک‌آلکانی و آداکتی از آن حاصل شده است. اخیراً مطالعاتی در مورد توده‌های آذرین در بخش جنوب شرق کرمان صورت گرفته که مبین ارتباط آنها با ماگماهای کماتی تشکیل شده در یک حاشیه فعال کماتی در جایگاه‌های کمات آتشفشانی نزدیک به منطقه گودال فرورانش است (Arvin et al., 2007). برخی مناطق آداکتی در نواحی مختلفی از جمله شمال غرب ایران (Jahangiri, 2007)

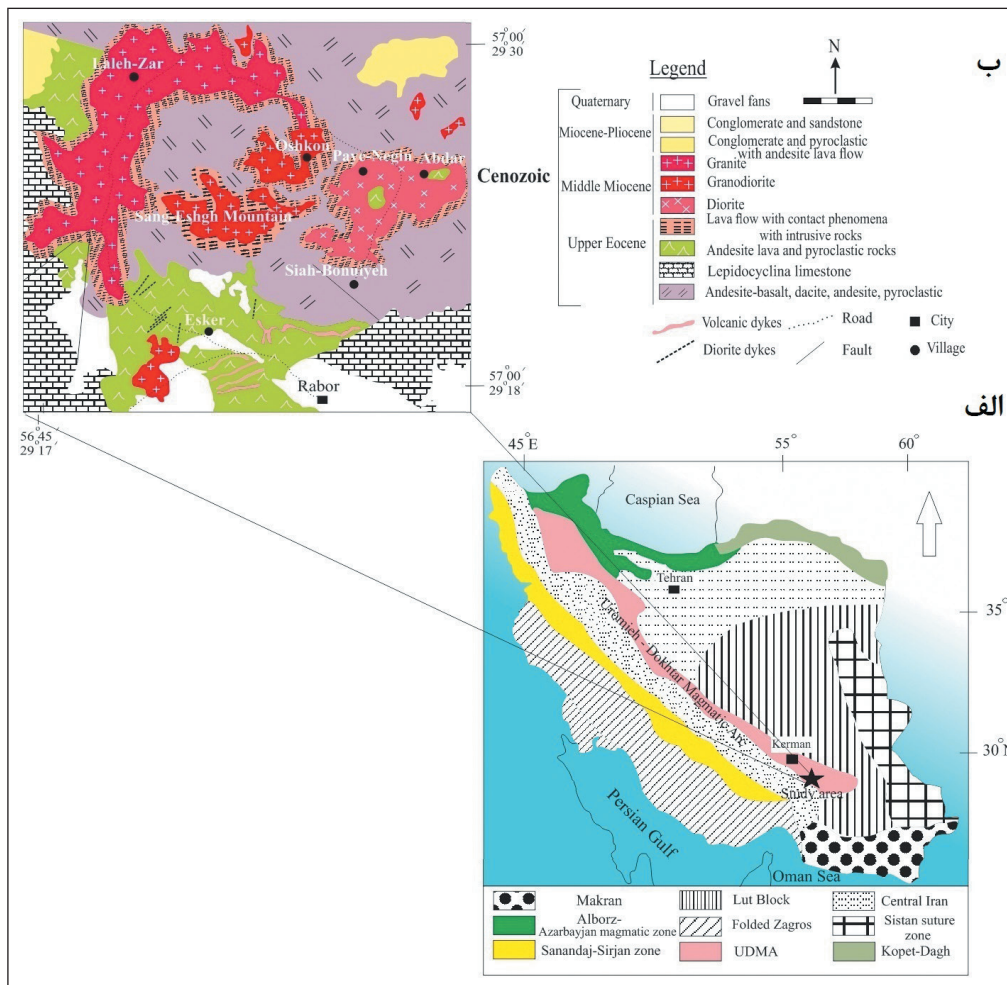
حوالی شهر اتار (Omran et al., 2008)، بخش شرق ایران در پلوتون بی‌بی‌مریم (Delavari et al., 2014) و همچنین جنوب زون ارومیه-دختر که در برگیرنده یکی از بزرگ‌ترین ایالت‌های مس‌زایی جهان است؛ توسط محققان متعددی مورد مطالعه و شناسایی قرار گرفته است (Shafiei et al., 2009). به علاوه فعالیت‌های آتشفشانی وسیعی هم از شمال زون سندج-سیرجان در زمان کرتاسه میانی تا پسین (Azizi and Jahangiri, 2008) و زون ارومیه-دختر در زمان ائوسن-میوسن با ماهیت کالک‌آلکانی و آداکتی گسترش یافته است. همچنین اغلب فعالیت‌های آتشفشانی با ترکیب آداکتی که در طی زمان پلیوکواترنری گسترش یافته‌اند؛ در بخش شمالی ارومیه-دختر متمرکز هستند (Jahangiri, 2007). هر چند داده‌های مرتبط با سنگ‌های نفوذی منطقه مورد نظر تاکنون گزارش شده؛ اما ارتباط و خویشاوندی میان توده‌های نفوذی در این منطقه و همچنین شناسایی و تشخیص محیط تکتونیکی تشکیل آنها به خوبی معلوم و شناسایی نشده است. در این مقاله سنگ‌های نفوذی آداکتی و کالک‌آلکانی الیگومیوسن از بخش جنوب غربی زون ایران مرکزی در کرمان ماگمایی ارومیه-دختر در منطقه رابر-لاله‌زار در استان کرمان از نقطه نظر مشخصات زمین‌شناسی و خصوصیات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی بررسی می‌شود.

۲- زمین‌شناسی منطقه رابر-لاله‌زار

منطقه مورد مطالعه در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرق کرمان به مختصات طول جغرافیایی ۴۵° ۵۶' تا ۵۷° ۰۰' و عرض جغرافیایی ۲۹° ۱۵' تا ۲۹° ۳۰' و در مجاورت بخش شرقی کمربند آتشفشانی دهج-ساردوییه در بخش جنوبی کرمان ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۱-ب). کمربند آتشفشانی دهج-ساردوییه در استان کرمان در برگیرنده طیف متنوعی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن است که گرانیتویدهای جبال‌بارز به درون آنها نفوذ کرده‌اند. قدیمی‌ترین توالی‌های

آداکیت‌ها بیشتر در بخش شرقی ناحیه و در مناطق آبدر، پای‌نگین و اشکون برونزد دارند (شکل ۱-ب). توده‌های نفوذی گرانیتی-گرانودیوریتی در این منطقه در نمونه دستی به صورت تمام‌بلورین با دانه‌بندی متوسط و به رنگ خاکستری (مزوکرات) شناسایی می‌شوند. از لحاظ خصوصیات ظاهری گرانیت‌ها با دبی دیاکلازی بسیار زیبا و مشخص در منطقه لاله‌زار برونزد پیدا کرده‌اند (شکل ۲-الف). بیشتر حجم سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه از گرانیت و گرانودیوریت است (شکل ۲-ب).

منطقه مورد مطالعه شامل مجموعه‌های آتشفشانی-رسوبی-پیروکلاستی است که سنگ‌های بازالتی، آندزیتی، آندزیت بازالتی، داسیتی و توف و ایگنیمبریتی را در بر گرفته است. در صحرا واحدهای نفوذی منطقه به وضوح توالی‌های آتشفشانی قدیمی‌تر از خود و در برخی از رخنمون‌ها دایک‌های نفوذی از جنس دیوریت سنگ‌های آندزیتی و توالی‌های پیروکلاستی را قطع کرده‌اند. رخنمون واحدهای گرانیتوئیدی در منطقه مورد مطالعه در شمال شرق شهرستان رابر غالباً در مجموعه نفوذی لاله‌زار است و سنگ‌های با ترکیب ژئوشیمیایی متفاوت منسوب به



شکل ۱- الف) نقشه ژئوتکتونیک ایران (Stöcklin, 1968) که در آن زون‌های اصلی زمین‌شناسی-ساختاری ایران و موقعیت دقیق منطقه مورد مطالعه در محدوده رابر-لاله‌زار روی آن نشان داده شده است؛ ب) نقشه ساده شده منطقه مورد مطالعه (اقتباس از Dimitrijevic et al., 1973).



شکل ۲- تصاویر صحرایی از توده نفوذی لاله‌زار: الف) رخنمونی از واحدهای گرانیتی با دبی دیاکلازی واضح؛ ب) تصویری از یک نمونه گرانودیوریتی.

۳- روش مطالعه

بعد از بازدید صحرایی از منطقه مورد مطالعه و نمونه برداری از واحدهای نفوذی، ۱۰۰ مقطع نازک تهیه و زیر میکروسکوپ پلاریزان مطالعات پتروگرافی انجام شد. پس از مطالعات پتروگرافی و مشخص شدن ویژگی های انواع سنگ های موجود در منطقه مورد بررسی، ۱۶ نمونه که با حداقل دگرسانی جهت انجام آنالیز شیمی سنگ کل انتخاب شدند (جدول ۱). در حدود ۲ تا ۳ کیلوگرم از نمونه های سنگی برداشت و برای آنالیز شیمی سنگ کل آماده شد. آنالیز سنگ کل در آزمایشگاه ACME در کشور کانادا به کمک روش گداخت متابورات/ترابورات انجام شد که در آن عناصر اصلی و برخی از عناصر نادر به کمک روش ICP-AES مورد آنالیز واقع شدند و دیگر عناصر کمیاب هم توسط روش ICP-MS مورد آنالیز و تحلیل قرار گرفتند. ۷ نمونه هم جهت آنالیزهای ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr انتخاب شدند. اندازه گیری های نسبت های ایزوتوپی در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اویرو در کشور پرتغال انجام شد.

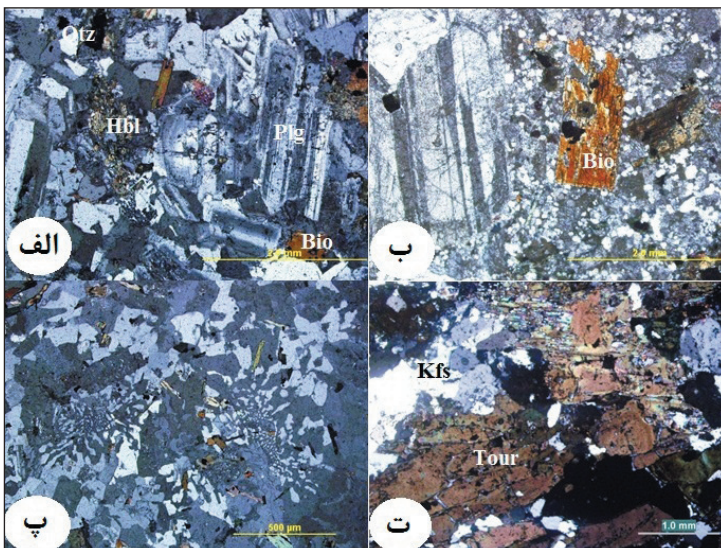
کوارتز دیوریت ها به صورت غالب در بخش شمال شرقی شهرستان رابر دیده می شوند. این سنگ ها حاوی ۳۵ تا ۵۰ درصد پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۴ درصد کوارتز، ۱۱ تا ۱۵ درصد بیوتیت، ۲ درصد هورنبلند و کمتر از ۲ درصد کانی های فرعی هستند (شکل ۳-الف). کوارتز به صورت بی شکل است و اغلب به صورت بین دانه ای و پرکننده مشاهده می شود. کوارتز دیوریت ها بافت نیمه شکل دار گرانولار، گرانولار و خیلی کم پورفیروئیدی دارند. پلاژیوکلازها در این سنگ ها دارای منطقه بندی عادی هستند و کمی به سرسیت تجزیه شده اند. کانی های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، مگنتیت و اکسیدهای آهن-تیتان است. گرانودیوریت ها معمول ترین و فراوان ترین واحدهای نفوذی منطقه را تشکیل می دهند که با حرکت از سمت شرق به غرب به طور آشکار رخنمون آنها کمتر و به تدریج رخنمون گرانیت ها بیشتر می شود. همچنین گرانودیوریت ها عمده ترین واحد سنگی در بخش شرقی شهر رابر مخصوصاً در حوالی مناطق اشکون و آبدر هستند. این سنگ ها متشکل از ۳۰ تا ۴۰ درصد پلاژیوکلاز، ۱۳ تا ۱۸ درصد پتاسیم فلدسپار، ۱۵ تا ۲۷ درصد کوارتز و ۷ تا ۱۰ درصد بیوتیت هستند. برخی از پلاژیوکلازها منطقه بندی نشان می دهند. از کانی های فرعی نیز می توان به آپاتیت و زیرکن اشاره کرد. گرانودیوریت ها دارای بافت نیمه شکل دار ریزدانه تا متوسط دانه هستند. پلاژیوکلاز در آنها عمدتاً به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار است و به صورت بلورهای کشیده و دراز دیده می شود. پلاژیوکلازهای با ماکل تکراری هم در این واحدها دیده می شوند که به کانی های رسی و سرسیت تجزیه یافته اند. بیوتیت از دیگر کانی های مشاهده شده در گرانودیوریت ها است که به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می شود (شکل ۳-ب). سنگ های آلکالی فلدسپار گرانیتی بیشتر در نزدیکی روستای لاله زار مشاهده می شوند (شکل ۳-۱). این سنگ ها ریز تا متوسط دانه هستند و با بافت پورفیروئیدی و گرانوفیری مشخص شده اند. نمونه های گرانیتی اغلب حاوی کوارتز (۲۵ تا ۳۰ درصد وزنی)، پتاسیم فلدسپار (۴۳ تا ۴۷ درصد وزنی)، پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۲۷ درصد وزنی) به همراه کانی های مافیک مانند هورنبلند سبز (۲ تا ۱۰ درصد) و بیوتیت (۴ تا ۶ درصد وزنی) هستند. گرانیت ها به عنوان آخرین فاز نفوذی به طور عمده ریزدانه هستند. بیوتیت، تورمالین، زیرکن و آپاتیت مهم ترین کانی های فرعی این قبیل سنگ ها به شمار می روند. گرانیت ها رنگی روشن همراه با بلورهای مشخص فلدسپار دارند و اغلب در حاشیه توده لاله زار دیده می شوند و با حرکت به سمت مرکز توده جای خود را به گرانودیوریت ها و دیوریت ها می دهند. کوارتز در این سنگ ها به صورت بی شکل دیده می شود و یک بافت گرانوفیری به صورت کاملاً مشخص میان بلورهای بزرگ پتاسیم-فلدسپار و کوارتز تشکیل داده است (شکل ۳-ب). تورمالین کانی فرعی مهم و فراوان در این تیپ سنگ هاست که به رنگ قهوه ای تیره در مقاطع نازک دیده می شود (شکل ۳-ت).

مجموعه ماگمایی جنوب کرمان در منطقه رابر- لاله زار به طور کلی متشکل از واحدهای نفوذی از جنس دیوریت تا گرانیت و واحدهای آتشفشانی از بازالت تا داسیت است. رخنمون قابل مشاهده توده های نفوذی در نزدیکی روستاهای آبدر، پای نگین و اشکون با ترکیب عمدتاً کوارتز دیوریتی و گرانودیوریتی در بخش شرقی منطقه واقع شده است و توده لاله زار هم با ترکیب عمدتاً گرانیتی در بخش غربی منطقه مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۲-الف). سنگ های آتشفشانی میزبان واحدهای گرانیتوئیدی هستند و بیشترین رخنمون آنها در حوالی روستای اسکر و بخش مرکزی منطقه دیده شده است (شکل ۱-ب). سطح تماس میان توده های آتشفشانی و نفوذی مشخص نیست و به صورت ناهماهنگ است. با حرکت از سمت شرق به غرب منطقه مورد بررسی، به تدریج سنگ ها اسیدی تر می شوند.

۴- بحث و بررسی

۴-۱. ویژگی های صحرایی و پتروگرافی

توده های نفوذی متشکل از واحدهای متنوع دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی هستند. دیوریت ها ظاهری با رنگ خاکستری تیره دارند و به صورت رخنمون های کوچکی در حاشیه توده های نفوذی در بخش شرقی روستای آبدر مشاهده می شوند. گرانودیوریت ها بخش اصلی و عمده واحدهای گرانیتوئیدی را شامل و بیشتر در بخش مرکزی دیده می شوند و برخی از آنها نیز در جنوب منطقه مورد مطالعه رخنمون یافته اند. گرانیت ها عمدتاً در بخش غربی منطقه در محدوده روستای لاله زار مشاهده می شوند و با رنگ خاکستری روشن مشخص و متمایز هستند. مرز میان گرانیت ها و گرانودیوریت ها تدریجی و نامشخص است.



شکل ۳- تصاویری از مقاطع نازک میکروسکوپی از واحدهای نفوذی منطقه مورد مطالعه: الف) بیوتیت و هورنبلند در یک واحد کوارتز دیوریتی؛ ب) بیوتیت قهوه ای رنگ و درشت بلور به همراه پلاژیوکلاز در یک سنگ گرانودیوریتی؛ پ) بافت گرانوفیری در یک گرانیت در منطقه لاله زار؛ ت) تورمالین قهوه ای رنگ درشت در یک نمونه گرانیتی.

۴-۲. ژئوشیمی سنگ کل

(شکل ۴-۴ الف). نمونه‌های گرانیتوییدی نشانگر طیف متغیری از میزان سیلیس از ۶۱/۴۹ تا ۷۲/۳۲ درصد وزنی هستند. نسبت‌های K_2O/Na_2O در آنها بین ۰/۵۳ تا ۲/۰۹ متغیر است (جدول ۱) و دارای LOI کمتر از ۲ درصد وزنی هستند (جدول ۱). $LOI=0.90-1.80$ ؛ (جدول ۱).

آنالیزهای عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است. در طبقه‌بندی نمودار (Middlemost (1994) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی قرار گرفته‌اند

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه.

شماره نمونه نوع سنگ	AB19 دیوریت	AB38 دیوریت	AB51 دیوریت	AB67 گرانو دیوریت	AB71 گرانو دیوریت	AB74 گرانو دیوریت	AB88 گرانو دیوریت	AB90 گرانو دیوریت	AB93 گرانو دیوریت	AB 96 گرانو دیوریت	ES47 گرانیت	AB126 گرانیت	AB121 گرانیت	AB128 گرانیت	AB133 گرانیت	AB138 گرانیت
ماهیت آداکیت یا کالک آلکان	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان
SiO ₂ (wt%)	۶۲/۱۹	۶۱/۶۳	۶۱/۴۹	۶۴/۹۰	۶۴/۳۷	۶۶/۷۸	۶۳/۸۱	۶۴/۴۱	۶۵/۳۵	۶۴/۸۰	۶۳/۰۷	۶۵/۳۰	۷۲/۰۸	۷۰/۵۱	۷۱/۶۴	۷۲/۳۲
Al ₂ O ₃	۱۶/۹۹	۱۷/۰۵	۱۷/۷۴	۱۵/۷۲	۱۶/۳۲	۱۶/۳۰	۱۶/۴۱	۱۶/۱۱	۱۶/۰۱	۱۶/۱۹	۱۶/۲۷	۱۵/۶۵	۱۳/۴۵	۱۴/۳۶	۱۳/۹۹	۱۳/۵۳
Fe ₂ O ₃	۴/۸۱	۵/۱۶	۵/۰۹	۴/۳۴	۳/۱۴	۳/۴۲	۴/۵۶	۴/۵۶	۳/۹۴	۴/۱۲	۵/۰۱	۲/۴۶	۲/۳۳	۲/۸۳	۲/۷۱	۲/۳۲
MgO	۲/۶۸	۲/۶۷	۲/۱۰	۲/۰۲	۲/۲۵	۱/۴۸	۲/۳۸	۲/۳۴	۲/۰۹	۲/۱۳	۲/۲۵	۱/۹۴	۰/۷۵	۱/۰۷	۰/۹۲	۰/۷۴
CaO	۴/۵۸	۵/۴۶	۵/۶۵	۳/۵۸	۴/۲۸	۲/۹۲	۴/۱۹	۴/۴۳	۳/۸۱	۴/۱۲	۵/۲۰	۴/۳۳	۱/۵۲	۲/۵۹	۲/۳۳	۱/۸۰
K ₂ O	۲/۱۸	۲/۰۹	۱/۸۸	۲/۹۸	۲/۷۸	۲/۹۸	۲/۴۳	۲/۶۹	۳/۱۱	۲/۷۳	۳/۰۸	۳/۲۵	۳/۱۴	۴/۱۶	۴/۱۸	۴/۸۶
Na ₂ O	۴/۱۲	۳/۹۱	۳/۸۷	۳/۸۸	۳/۶۹	۳/۸۲	۳/۷۱	۳/۶۶	۳/۵۷	۳/۷۴	۳/۱۶	۲/۹۵	۲/۴۵	۲/۸۵	۲/۷۸	۲/۵۶
TiO ₂	۰/۵۹	۰/۵۹	۰/۵۶	۰/۴۹	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۵۷	۰/۵۱	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۳۰
P ₂ O ₅	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۳۰
MnO	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۲
Sc	۱۱	۱۱	۱۰	۹	۹	۷	۱۰	۹	۸	۸	۱۳	۱۱	۶	۷	۶	۶
L.O.I	۱/۵۰	۱/۰۰	۱/۲۰	۱/۰۸	۱/۲۰	۱/۶۰	۱/۶۰	۰/۹۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۱۰	۱/۲۰	۱/۸۰	۱/۰۰	۰/۹۰	۱/۴۰
Total	۹۹/۸۰	۹۹/۸۰	۹۹/۸۰	۹۹/۸۴	۹۹/۸۲	۹۹/۸۵	۹۹/۸۱	۹۹/۸۳	۹۹/۸۲	۹۹/۸۲	۹۹/۸۳	۹۹/۸۳	۹۹/۸۸	۹۹/۸۶	۹۹/۸۶	۹۹/۸۴
Ba (ppm)	۳۶۳	۳۳۸	۳۸۴	۴۲۸	۴۲۱	۴۴۰	۴۵۹	۴۱۴	۴۶۱	۴۳۱	۳۵۰	۳۸۲	۴۴۶	۵۰۱	۴۴۷	۵۰۶
Ga	۱۶/۳	۱۶/۲	۱۶/۴	۱۴/۸	۱۵/۹	۱۴/۴	۱۴/۹	۱۵/۸	۱۴/۹	۱۶/۰	۱۴/۱	۱۵/۲	۱۱/۱	۱۲/۹	۱۳/۶	۱۲/۵
Co	۱۵/۱	۱۲/۹	۱۳/۸	۱۱/۲	۱۱/۲	۹/۹	۱۳/۷	۱۲/۸	۱۰/۵	۱۱	۱۲/۵	۱۰/۹	۳/۳	۴/۹	۴/۸	۲/۹
Cs	۲/۲	۱/۲	۱/۴	۳/۵	۳/۸	۴	۴/۵	۳/۴	۳/۴	۵/۱	۱۲/۲	۴/۷	۷/۶	۸/۹	۹/۶	۱۱
Hf	۳/۹	۴/۲	۲/۶	۳/۴	۳/۳	۳	۳/۴	۳/۵	۳/۵	۳/۹	۵/۵	۵/۴	۶/۵	۵/۱	۶/۲	۶/۴
Nb	۴	۴/۰	۴/۲	۴/۸	۴/۳	۴/۶	۴/۷	۴/۵	۴/۱	۴/۴	۶	۷/۶	۷/۷	۶/۸	۷/۶	۸/۶
Rb	۵۹/۴	۵۷	۴۸/۵	۹۱/۱	۸۲	۹۱/۷	۶۶/۱	۷۹/۸	۸۹/۹	۸۵/۵	۱۴۷/۸	۱۵۰	۲۶۱	۲۰۴/۱	۲۱۶/۲	۲۴۳
Sr	۴۸۱	۵۲۰	۶۰۲/۴	۳۶۳/۸	۴۲۲	۳۷۴	۴۴۳	۴۰۷	۴۱۳	۴۳۴	۲۹۷/۶	۲۵۸	۱۱۹	۱۷۸	۱۶۹	۱۳۱
Ta	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۶	۰/۴	۰/۷	۰/۶	۰/۹	۱/۲
Th	۵/۸	۴/۸	۶	۱۰/۷	۱۰/۶	۱۰/۶	۹/۱	۱۱/۱	۱۰/۸	۱۰/۱	۱۲/۸	۱۴/۵	۲۲/۷	۲۳/۵	۲۰/۳	۲۳/۴
U	۱/۱	۱/۴	۱/۶	۱/۴	۱/۷	۱/۷	۱/۴	۱/۶	۱/۸	۱/۳	۳/۲	۲/۷	۷/۲	۵/۷	۵/۲	۵/۲
Cr	۲۷/۵۰	۴۱	۳۰	۴۱	۲۷/۵۰	۲۷/۵۰	۴۱	۴۱	۴۱	۳۰	۲۰	۳۰	۱۰	۲۰	۱۰	۱۰
Ni	>۲۰	۲۴	۲۱	>۲۰	>۲۰	>۲۰	۲۳	۲۳	۲۱	۲۱	>۲۰	>۲۰	>۲۰	>۲۰	>۲۰	>۲۰
V	۱۱۴	۱۲۱	۱۱۴	۹۴	۹۰	۷۰	۹۵	۱۰۰	۸۶	۹۱	۱۰۸	۹۶	۳۵	۴۶	۴۵	۳۴
Zr	۱۲۹	۱۵۱	۹۵	۱۱۷/۶	۱۱۶	۱۰۶	۱۱۵	۱۲۳	۱۲۱	۱۳۴/۱	۱۸۸/۵	۱۸۳	۲۰۰	۱۶۷/۳	۲۱۵/۱	۲۲۷
Y	۱۳/۵	۱۰/۶	۸/۲	۱۰/۷	۱۰/۳	۷/۲	۱۰/۱	۱۰/۷	۱۰/۰۰	۹/۳	۲۲/۵	۲۱/۷	۳۱/۶	۲۲/۲	۲۳	۳۰/۶
La	۱۴/۱	۱۴/۸	۱۹/۲	۲۲	۲۰/۱	۱۸/۶	۱۹/۴	۲۰/۶	۲۰/۷	۲۰/۸	۲۰/۳	۲۴/۶	۱۶/۷	۱۸/۱	۱۸/۱	۵۰/۶
Ce	۲۶/۸	۲۷/۹	۳۰/۲	۳۶/۹	۳۴/۸	۳۴/۲	۳۳/۴	۳۵/۵	۳۵/۸	۳۶/۵	۴۰/۹	۴۶/۲	۳۳/۸	۱۹/۷	۱۹/۷	۱۹/۴

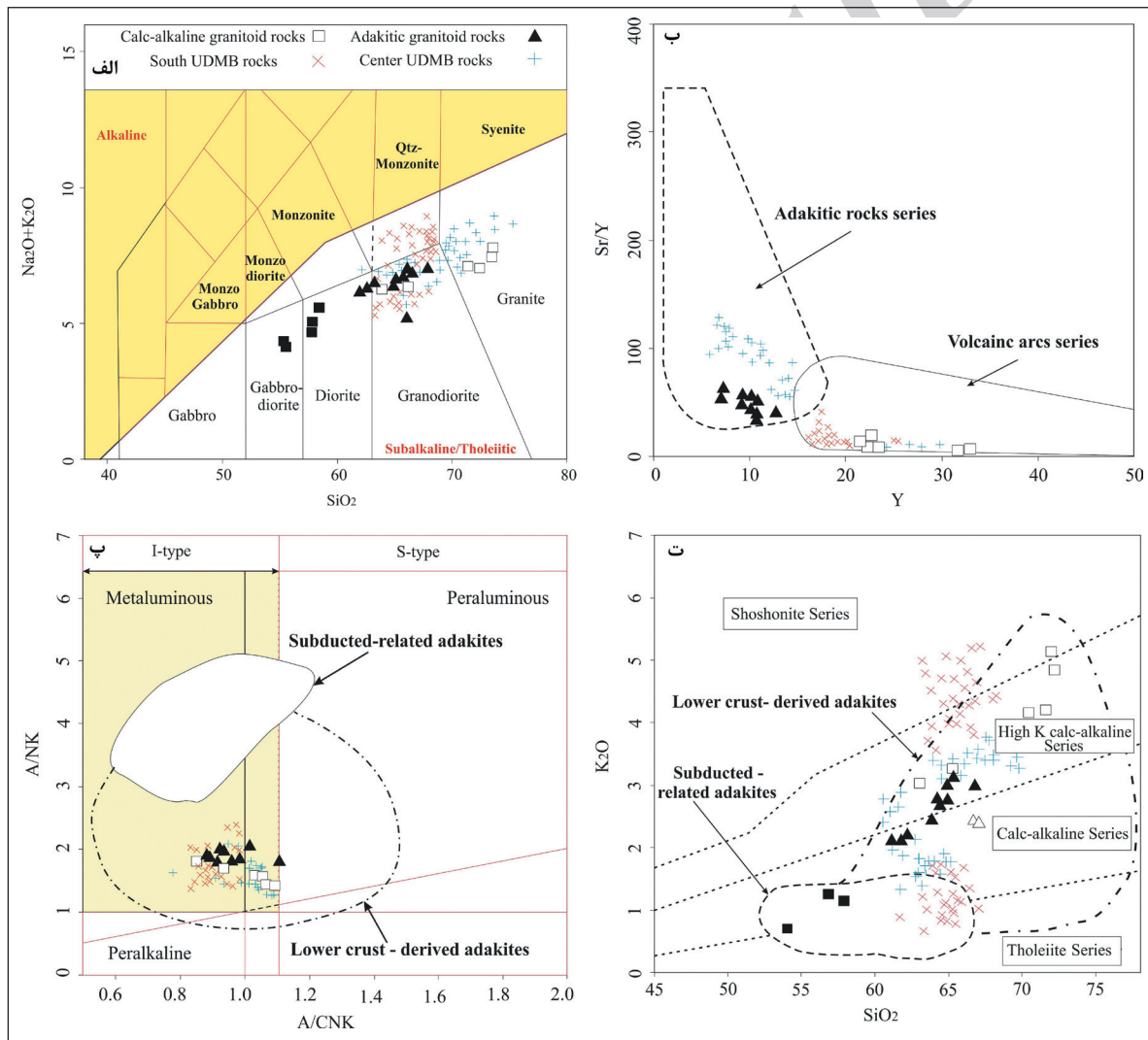
شماره نمونه نوع سنگ	AB19 دیوریت	AB38 دیوریت	AB51 دیوریت	AB67 گرانو دیوریت	AB71 گرانو دیوریت	AB74 گرانو دیوریت	AB88 گرانو دیوریت	AB90 گرانو دیوریت	AB93 گرانو دیوریت	AB 96 گرانو دیوریت	ES47 گرانیت	AB126 گرانیت	AB121 گرانیت	AB128 گرانیت	AB133 گرانیت	AB138 گرانیت
ماهیت آداکیت یا کالک آلکان				آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	آداکیت	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان
Pr	۳/۶۹	۳/۷۲	۳/۷۴	۴/۳۷	۴/۰۹	۳/۴۵	۳/۹۳	۴/۰۸	۴/۰۲	۴/۲۵	۴/۹۰	۵/۴۳	۴/۳۴	۲/۷۶	۴/۵۵	۱۰/۷
Nd	۱۵/۳	۱۴/۶	۱۲/۷	۱۶/۱	۱۴/۴	۱۲/۲	۱۴/۸	۱۵/۱	۱۴/۶	۱۴/۷	۱۹/۷	۲۲/۲	۱۷/۸	۱۲/۰	۱۷/۲	۳۸/۲
Sm	۲/۹۱	۲/۷۸	۲/۴۴	۲/۵۲	۲/۵۱	۲/۰۶	۲/۴۱	۲/۲۵	۲/۳۵	۲/۶۹	۴/۱۶	۴/۳۷	۴/۲۷	۳/۱۱	۳/۸۴	۶/۳۹
Eu	۰/۶۹	۰/۷۴	۰/۷۰	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۶۱	۰/۶۸	۰/۶۷	۰/۵۳	۰/۷۳	۰/۹۲	۰/۷۷	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۵۶	۰/۶۰
Gd	۲/۶۸	۲/۳۱	۱/۹۸	۲/۵۷	۲/۲۱	۱/۷۳	۲/۳۹	۲/۳۹	۲/۳۳	۲/۱۸	۴/۲۹	۴/۰۵	۴/۸۱	۳/۶۱	۳/۱۲	۵/۶۰
Tb	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۷۰	۰/۶۲	۰/۸۱	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۸۷
Dy	۲/۲۳	۱/۹۶	۱/۴۸	۱/۹۹	۱/۸۸	۱/۳۸	۲/۰۲	۱/۸۷	۱/۸۲	۱/۷۹	۴/۰۳	۴/۰۱	۵/۰۱	۳/۵۶	۴/۰۶	۴/۶۶
Ho	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۷۴	۰/۳۷	۰/۳۲	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۸۱	۰/۷۸	۱/۰۱	۰/۷۰	۰/۸۲	۰/۹۷
Er	۱/۲۸	۱/۲۰	۰/۷۴	۱/۰۷	۰/۹۸	۰/۷۲	۱/۱۴	۰/۹۴	۰/۹۸	۱/۰۶	۲/۳۳	۲/۱۰	۳/۲۱	۲/۲۴	۲/۵۵	۲/۹۶
Tm	۰/۸۸	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۵۰	۰/۵۷	۰/۳۷	۰/۴۹
Yb	۱/۳۱	۱/۱۳	۰/۶۶	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۷۹	۱/۰۳	۱/۰۴	۰/۹۷	۰/۹۷	۲/۳۳	۲/۲۹	۳/۲۳	۲/۶۳	۲/۶۱	۳/۲۶
Lu	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۵۱	۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۵۵
Zr/Sm	۴۴/۴۸	۵۴/۳۱	۴۲/۲۳	۴۶/۶۶	۴۶/۲۱	۵۳/۴۵	۴۷/۸۴	۴۹/۵۲	۵۱/۴۸	۴۹/۸۵	۴۵/۳۱	۴۱/۸۷	۴۶/۸۳	۵۳/۶۹	۵۵/۹۸	۳۵/۴۶
Y/ Sr	۳۵/۶۲	۴۹/۰۵	۵۳/۴۱	۳۴	۴۰/۴۰	۵۰/۳۴	۴۴	۳۸/۰۳	۴۱/۳۰	۴۶/۶۶	۱۳/۲۲	۱۱/۸۸	۳/۸۳	۸/۰۱	۷/۳۴	۴/۲۸
Rb/Sr	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۰۱	۰/۴۹	۰/۵۸	۲/۱۹	۱/۱۴	۱/۲۷	۱/۸۵
(La/Sm) _N	۳/۱۳	۳/۴۳	۳/۶۲	۵/۶۳	۵/۱۶	۶/۰۰	۵/۱۹	۵/۶۱	۵/۶۸	۴/۹۹	۳/۱۵	۳/۵۵	۲/۵۲	۲/۳۱	۳/۰۴	۵/۱۱
(Gd/Yb) _N	۱/۸۳	۱/۶۸	۲/۱۰	۲/۱۴	۱/۸۶	۱/۸۱	۱/۹۱	۱/۹۰	۱/۹۸	۱/۸۵	۵/۱۹	۱/۴۶	۱/۲۳	۱/۱۳	۱/۱۷	۱/۴۲
(Eu/Eu*) _N	۰/۷۶	۰/۸۹	۰/۸۰	۰/۸۹	۰/۹۸	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۹۲	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۳۶	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۳۹
(La/Yb) _N	۸/۳۵	۹/۳۹	۱۰/۵۱	۱۵/۹۳	۱۴/۷۱	۱۶/۸۸	۱۳/۵۱	۱۴/۲۰	۱۵/۳۰	۱۵/۳۸	۶/۲۵	۷/۷۰	۳/۷۰	۳/۰۲	۴/۹۷	۱۱/۱۳
Na ₂ O+K ₂ O	۶/۳۰	۶/۰۰	۵/۷۵	۶/۸۶	۶/۴۷	۶/۸۰	۶/۱۴	۶/۳۵	۶/۶۸	۶/۳۴	۶/۲۱	۶/۲۳	۵/۵۹	۷/۰۱	۶/۹۶	۷/۴۲
Nb/La	۰/۳۰	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۴۶	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۲۲
La/Ce	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۵۴	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۹۱	۰/۴۸	۰/۵۴
Dy/Yb	۱/۷۰	۱/۷۳	۲/۲۴	۲/۰۱	۱/۹۱	۱/۷۴	۱/۹۶	۱/۷۹	۱/۸۶	۱/۸۵	۱/۷۲	۱/۷۵	۱/۵۴	۱/۳۵	۱/۵۵	۱/۴۳
Mg#	۵۲/۷۵	۵۰/۷۶	۵۱/۹۲	۴۸/۰۷	۵۲/۰۴	۵۶/۹۰	۵۱/۲۹	۵۰/۶۴	۵۱/۴۷	۴۹/۸۵	۴۷/۳۵	۴۶/۹۲	۳۹/۱۸	۴۳/۰۶	۵۱/۱۷	۳۸/۹۵

متغیر از ۰/۷ تا ۱/۰۷) و نمونه‌های گرانیتی ماهیت متآلومین تا کمی پراآلومین (با میزان ASI از ۰/۹۸ تا ۱/۰۱) دارند (شکل ۴- پ). منطبق بر نمودار SiO₂-K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976) واحدهای گرانیتوئیدی با ماهیت آداکیتی نسبت به انواع کالک آلکان، میزان پتاسیم کمتری از خود نشان می‌دهند (شکل ۴- ت). در نمودارهای هارکر مقادیر Fe₂O_{3T} و P₂O₅، TiO₂، CaO، MgO، Al₂O₃ با بیشتر شدن میزان SiO₂ روندی نزولی نشان می‌دهند؛ در حالی که میزان Na₂O و K₂O متعاقب با افزایش SiO₂ روندی صعودی دارند (شکل ۵). در میان عناصر کمیاب Nb و Rb، Ba روندی صعودی با افزایش SiO₂ نشان می‌دهند؛ در حالی که عناصری همچون Sr، Y و Eu دارای روند تطابق منفی با افزایش SiO₂ هستند (شکل ۵). نمودارهای تغییرات چندعنصری بهنجار شده بر اساس گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های مورد مطالعه (شکل ۶- الف)، غنی‌شدگی از عناصر LIL مانند Rb و Ba و تهی‌شدگی از عناصر HFS مانند Nb و Ti و عناصر HREE مانند Yb و Lu نشان می‌دهند که مشابه با ماگماهای کمانی است (Pearce and Peate, 1995). از طرف

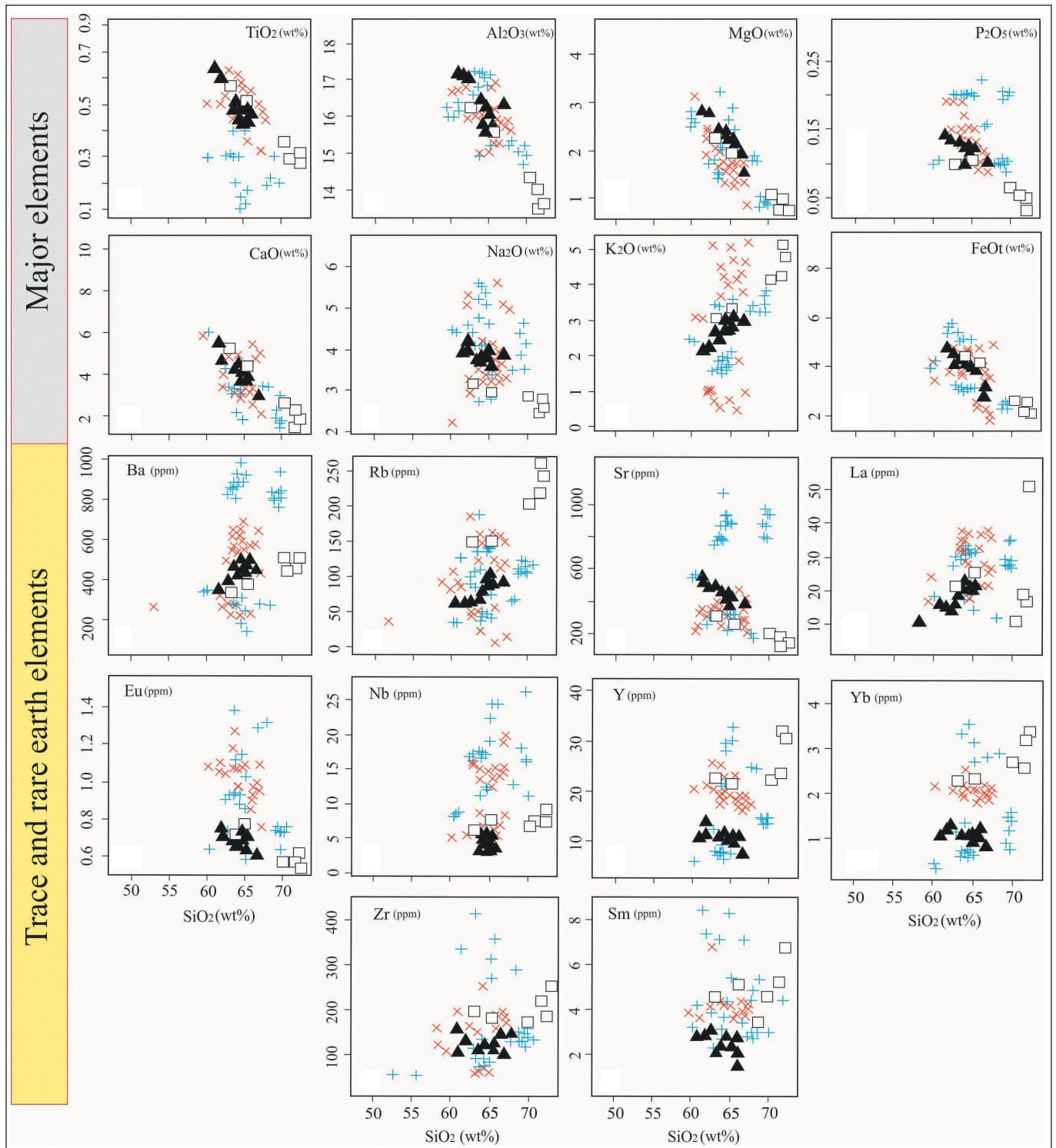
بر اساس مقدار عناصری مثل Sr، Y و Yb دو روند متفاوت در تمام سنگ‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. برخی از نمونه‌ها شاخص میزان بالای استرانسیم و مقادیر پایین Y و Yb هستند که سبب بالا بودن نسبت Sr/Y و La/Yb در آنها شده است که مشخصه وابستگی و ارتباط این سنگ‌ها با مشخصات واحدهای آداکیتی است. نسبت بالای Zr/Sm در آنها نیز هم قابل مقایسه با سنگ‌های آداکیتی امروزی است (Foley et al., 2002). همچنین برخی از نمونه‌ها نشانگر خصوصیات و نشانه‌هایی متفاوت با سنگ‌های آداکیتی هستند و بیشتر علایم سنگ‌های متعلق به کمان‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند (شکل ۴- ب). این گروه از سنگ‌ها با میزان پایین Sr و مقادیر بالای Y و Yb متمایز می‌شوند که نتیجه آن مشاهده نسبت‌های پایین Sr/Y و La/Yb است که تعلق این سنگ‌ها را به گروه کالک آلکان تأیید می‌کند. پیوستگی و ارتباط سنگ‌های مورد بررسی به خانواده آداکیت‌ها در نمودار تمایزدهنده Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990؛ شکل ۴- ب) کاملاً مشخص است. نمونه‌های دیوریتی و گرانودیوریتی ماهیت متآلومین (با ضریب اشباع از آلومینیم

بیشترین تفریق از این کانی در مراحل اولیه تبلور رخ داده است. نمودارهای تکنونوماگمایی متنوعی برای تحلیل و تفسیر جایگاه تکنونیک توده‌های نفوذی مجموعه آذرین رابر- لاله‌زار مورد استفاده قرار گرفته است. سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای Yb در برابر Ta (Pearce et al., 1984) و نمودار مثلثی آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۷-الف و ب). در نمودار La/Yb در برابر Th/Yb نمونه‌های مورد بررسی نشانگر یک روندی منطبق با محیط‌های کماتی مرتبط با حواشی فعال قاره‌ای هستند و تمام واحدهای مورد مطالعه را می‌توان در ردیف گرانیت‌های کمات آتشفشانی قلمداد کرد (شکل ۷-ج). بنابراین واقع شدن در محیط کماتی با غنی‌شدگی از عناصر LREE-LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE قابل توجه و تشخیص است. در نمودار Nb در برابر Rb/Zr (شکل ۷-د) سنگ‌های آداکیتی و کالک‌آلکان به ترتیب در ردیف انواع متعلق به کمات قاره‌ای اولیه و نرمال واقع شده‌اند (Brown et al., 1984).

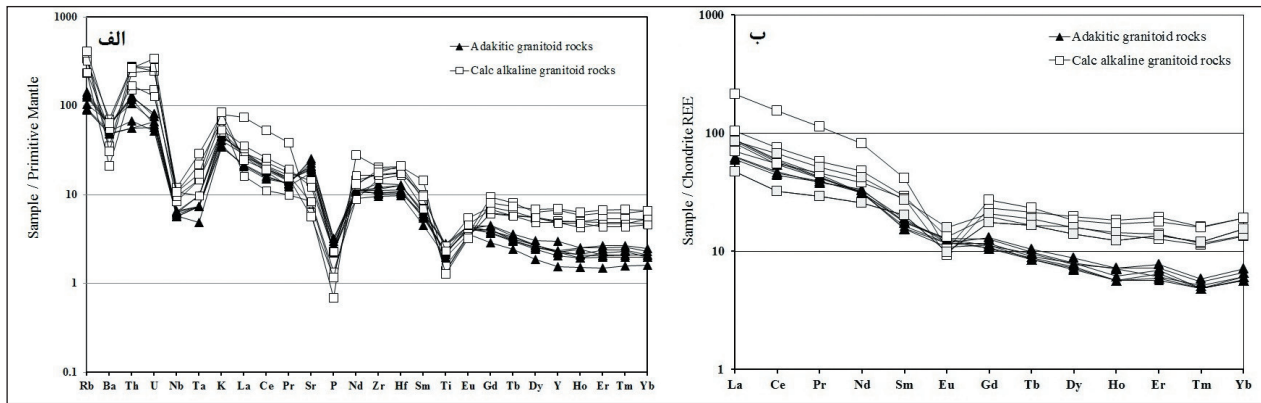
دیگر سنگ‌های نفوذی رابر- لاله‌زار نشان‌دهنده آنومالی‌های منفی مشخصی از عناصر Nb، Ta و P هستند و در مقابل آنومالی مثبتی از Sr نشان می‌دهند. آنومالی‌های منفی از Nb یکی از خصوصیات پسته‌قاره‌ای در زون فرورانش است و در بسیاری از حالات وابسته به فرایندهای هضم یا اختلاط با مواد پسته‌ای هستند (Ma et al., 2014). انطباق منفی میان P_2O_5 و SiO_2 و بین TiO_2 و SiO_2 به همراه آنومالی منفی P و Ti بیانگر تبلور تفریقی آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتانیوم در طی تکامل و تحول ماگماست. الگوی تغییرات عناصر نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آداکیتی در منطقه مورد مطالعه (شکل ۶-ب) نشانگر روندی نسبتاً شیب‌دار میان عناصر MREE و HREE ($La_N/Yb_N = 8-16$) همراه آنومالی منفی از Eu ($Eu^*/Eu = 0.76-0.98$) است (جدول ۱). برخلاف آداکیت‌ها، سنگ‌های کالک‌آلکان آنومالی منفی بیشتری از Eu نشان می‌دهند. آنومالی‌های منفی Eu مطرح‌کننده این موضوع است که یک میزان بالای پلازیوکلاز یا فوگاسیته پایین اکسیژن در محل منشأ وجود داشته و یا



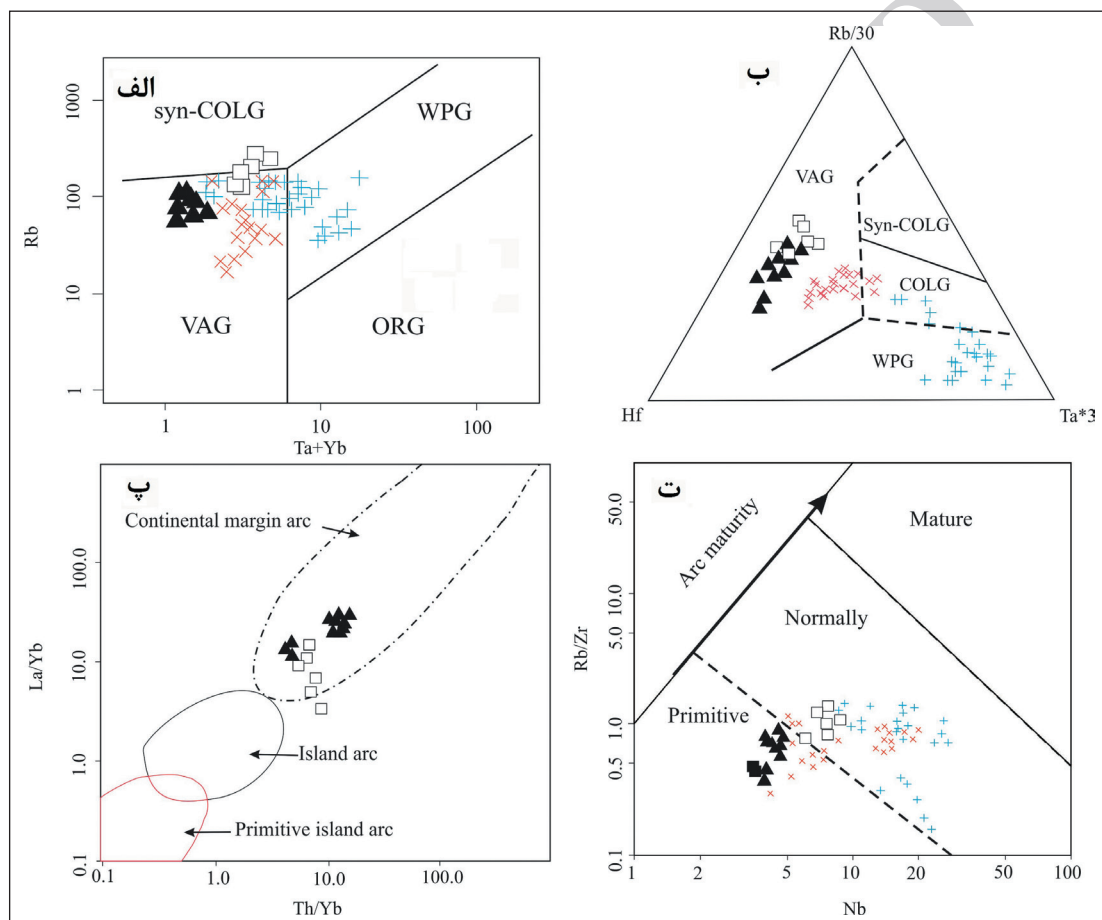
شکل ۴- الف) نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در نمودار K_2O+Na_2O در برابر سیلیس (Middlemost, 1994)؛ ب) نمودار Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990) که مبین ماهیت آداکیتی و کالک‌آلکان برای واحدهای مورد مطالعه است؛ ج) نمودار A/NK در برابر A/CNK (Peccerillo and Taylor, 1976) برای نمونه‌های مورد مطالعه که نشانگر روند کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا هستند.



شکل ۵- نمودار های هارکر عناصر اصلی و کمیاب برای نمونه های مورد مطالعه در منطقه رابر- لاله زار.



شکل ۶- الف) نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ ب) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های نفوذی مورد مطالعه (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۷- نمودارهای نشان‌دهنده موقعیت تکنونیکی سنگ‌های آداکیتی و کالک‌آلکان مورد مطالعه: الف) نمودار Rb در برابر Ta+Yb (Pearce et al., 1984)؛ ب) نمودار مثلثی Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986)؛ پ) نمودار La/Yb در برابر Th/Yb؛ ت) نمودار Nb در برابر Rb/Zr (Brown et al., 1984).

۳-۴. پتروژنز سنگ‌های گرانیتیویدی کالک‌آلکان

مورد مطالعه می‌تواند ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای ادغام شده باشد. نسبت‌های بالای Nb/La شاخص یک منبع گوشته لیتوسفری (با نسبت $Nb/La > 1$) یا یک منبع ترکیب یافته لیتوسفر-استوسفر (با نسبت Nb/La بین ۰/۵ تا ۱) و در مقابل نسبت‌های پایین Nb/La ($Nb/La < 0.5$) نشانگر یک منشأ گوشته لیتوسفری است که دلیل آن را می‌توان به تپیدگی عناصر HFS مانند Nb نسبت به عناصر LIL در گوشته لیتوسفری نسبت داد (Smith et al., 1999).

نسبت‌های پایین Nb/La (۰/۱۶ تا ۰/۴۶) برای نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود که به‌طور آشکار مبین یک منشأ گوشته لیتوسفری است. به علاوه نسبت Zr/Sm برای کندریت ۲۵، منبع N مورب، E مورب و OIB ۲۴، پوسته زیرین ۲۴، پوسته میانی ۳۲

نمونه‌های نفوذی کالک‌آلکان در ناحیه مورد مطالعه دارای پتاسیم بالاتری نسبت به انواع آداکیتی و از نوع I هستند. تغییرات میزان سیلیس در آنها بین ۶۳ تا ۷۲ درصد و عدد منیزیم آنها بین ۳۹ تا ۵۲ است و حاوی مقدار کم نیکل (کمتر از ۲۰ ppm) هستند. این خصوصیات مبین آن است که ماگمای اولیه تولید کننده این واحدها در تعادل با مذاب‌های مشتق شده از گوشته نیست. میانگین نسبت Nb/Ta برای سنگ‌های مشتق شده از پوسته بین ۱۱ تا ۱۲ و برای سنگ‌های مشتق شده از گوشته ۱۷/۵ است (Green 1994). میانگین این نسبت در واحدهای گرانیتیویدی مورد مطالعه ۱۲ است. این مقادیر به دست آمده مطرح کننده این هستند که منشأ سنگ‌های کالک‌آلکان

مطالعات پیشین نشان داده است که سنگ‌های آداکیتی با سن میوسن در زون ارومیه- دختر در منطقه شمال شرق استان اصفهان توسط ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتیس نازک شده (Ahmadian et al., 2016) یا در منطقه سبزواری در شرق ایران توسط گوشته غنی شده متاسوماتیسم یافته توسط مذاب‌های مشتق شده از ورقه فرورونده تولید شده‌اند (Jamshidi et al., 2014). هر چند که تحولات زمین‌شناسی زاگرس بیان کرده است که اقیانوس نئوتیس در حدود ۱۵ تا ۲۵ میلیون سال قبل بسته شده است (Berberian and King, 1981). سنگ‌های آداکیتی میوسن در این ناحیه نمی‌توانند از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتیس فرورونده حاصل شده باشند؛ زیرا سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده شده (مورب) دارای مشخصاتی از قبیل میزان سدیم، MgO و یا عدد منیزیم بالا و پتاسیم پایین هستند که این ویژگی‌ها در منطقه مورد مطالعه و دیگر سنگ‌های آداکیتی در بخش جنوب زون ارومیه- دختر در منطقه کرمان مشاهده نشده است.

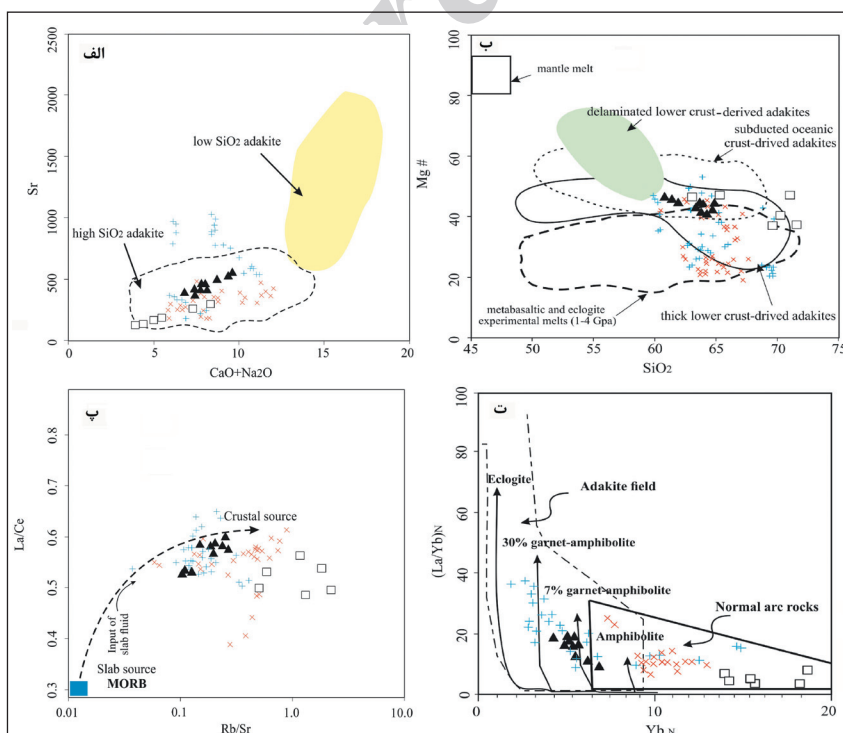
ذوب بخشی سنگ‌های حدواسط- مافیک در پوسته زیرین که توسط گوشته زیر خود گرما را تحمل کرده‌اند؛ یکی از مکانیسم‌های احتمالی برای زایش ماگماهای آداکیتی است. ماگماهای آداکیتی که به‌طور مستقیم از پوسته زیرین تشکیل شده‌اند؛ به‌طور عمده دارای میزان MgO و عدد منیزیم پایین (Rapp et al., 1995) و نیز مقادیر کم نیکل و کروم هستند. سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه از مذاب‌های مشتق شده از پوسته زیرین تشکیل شده‌اند و عدد منیزیم آنها بیشتر از مذاب‌های متابازالتی و اکلوزیتی حاصل شده از طریق تجربی در فشارهای ۱ تا ۴ گیگاپاسگال است؛ این بدان مفهوم است که آنها به‌طور ساده از ذوب بخشی یک پوسته ضخیم شده زیرین حاصل نشده‌اند (Green, 1994؛ شکل ۸-ا). در نمودار Rb/Sr در برابر La/Ce (Hofmann et al., 1986؛ شکل ۸-ب) نمونه‌های مورد مطالعه بین مذاب‌های مشتق شده از پوسته قاره‌ای و مذاب‌های مشتق از مورب با قرابت و نزدیکی بیشتر به منشأ پوسته‌ای قرار گرفته‌اند. مقادیر نسبتاً بالای Sr/Y (شکل ۴-ب) و La/YbN (شکل ۸-ت) در LREE/HREE و در نمونه‌های مورد مطالعه به همراه تهی‌شدگی در عناصر HREE به وضوح مشاهده می‌شود. این خصوصیات ژئوشیمیایی مشخصه گارنت به عنوان فاز باقیمانده در طی فرایند ذوب بخشی است (Rapp et al., 1995).

و پوسته بالایی ۴۱ است. نسبت Zr/Sm برای سنگ‌های گرانیتویدی منطقه مورد نظر بین ۳۵ تا ۵۶ متغیر و نشانگر اختلاط میان مذاب‌های مشتق شده از گوشته و پوسته است. غنی‌شدگی در عناصر LREE و LILE همراه با آنومالی منفی برای Nb-Ti از مشخصات ماگماهای مرتبط با زون فرورانش است. این غنی‌شدگی‌ها معمولاً به منبع گوشته‌ای مرتبط می‌شوند که قبلاً از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS غنی شده‌اند و دلیل آن به فرایندهای متاسوماتیک و نفوذ سیالات درگیر از رسوبات یا ورقه در حال فرورانش نسبت داده شده است (Cameron et al., 2003). داده‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای موجود نشان‌دهنده فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس در شرق خرده‌قاره ایران مرکزی در طی زمان ائوسن هستند. براساس اطلاعات به دست آمده از آزمایشات انجام شده توسط Roberts and Clemens (1993) مرتبط با فرایند ذوب بخشی، پیشنهاد شده است که ماگماهای گرانیتویدی کالک آلکالن تیب I پتاسیم بالا می‌توانند از ذوب بخشی آب‌دار سنگ‌های دگرگونی کالک آلکالن مافیک تا حدواسط تولید شوند. آزمایشات ذوب همراه با آب‌زدایی آمفیولیت در دمای ۷۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه و طیف متغیری از فشار انجام شده است که نتیجه آن تولید ماگماهای گرانیتی- گرانودیوریتی- تنالیتی بوده است (Wolf and Wyllie, 1994).

ترکیبات شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه بیشتر سازگار با منشأی است که در آن ذوب همراه با آب‌زدایی از سنگ‌های پوسته زیرین مافیک صورت گرفته است. نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۶) برای عناصر REE بیان‌کننده این است که آمفیول در ترکیب محل منبع پایدار بوده؛ در حالی که آنومالی‌های منفی از عناصر Sr و Eu مشخص‌کننده آن است که پلاژیوکلاز در محل منشأ سنگ‌های نفوذی منطقه پایدار نبوده است. نسبت‌های بالایی $([Dy/Yb]_N = 0.9-1.2)$ و $([La/Sm]_N = 2.3-5.1)$ به کندریت برای نمونه‌های کالک آلکالن مورد مطالعه شاخص این مطلب است که مذاب اولیه در محل منشأ از آمفیول غنی شده و این کانی به عنوان اصلی‌ترین فاز سازنده سنگ‌های گرانیتویدی لاله‌زار بوده است. تحت شرایط مختلف و در حضور آمفیولیت در محل منشأ در نمودار عنکبوتی میان عناصر MREE و HREE یک حالت مقعر برای سنگ‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۶).

۴-۴. پتروژنز سنگ‌های آداکیتی

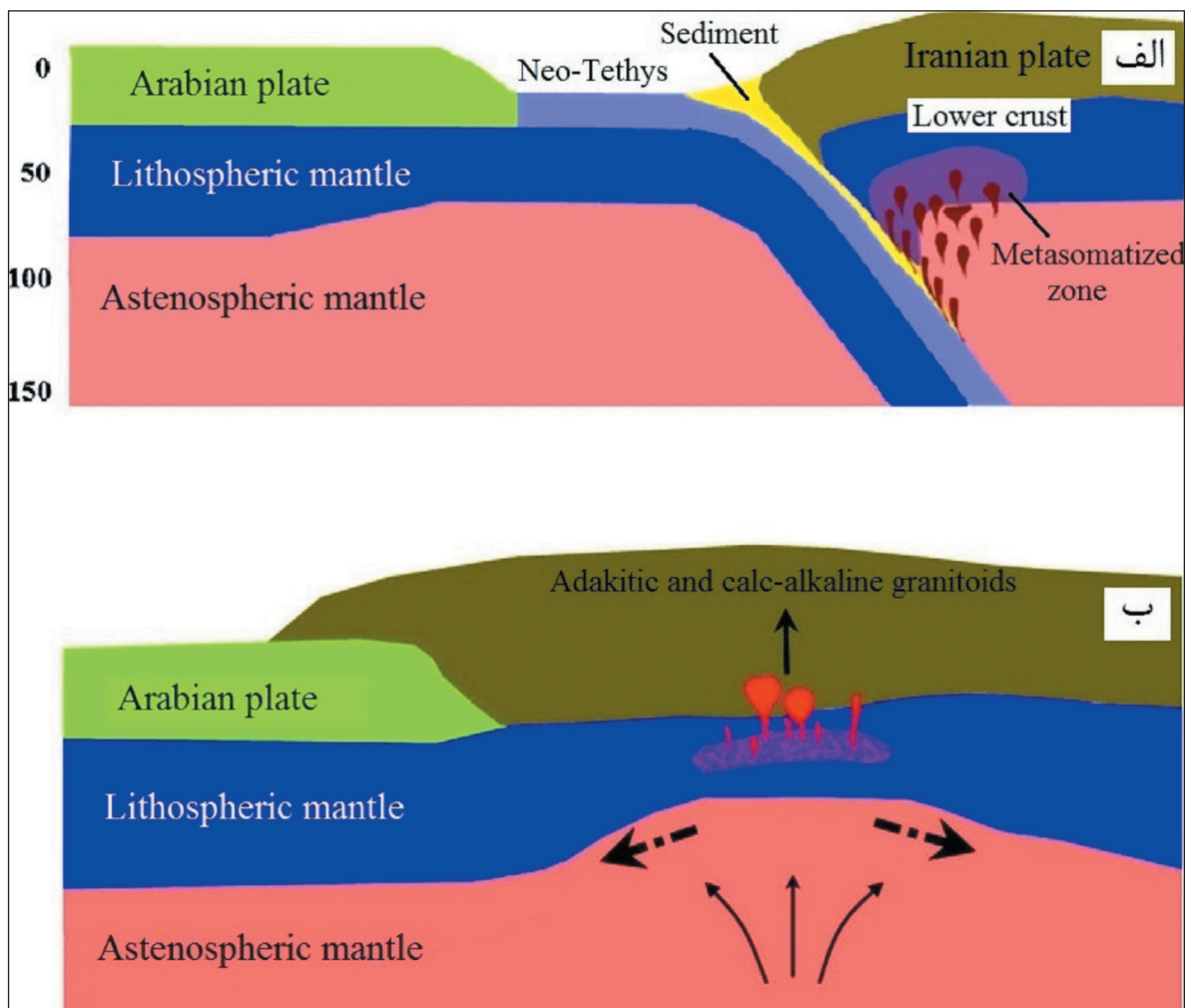
سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه در منطقه رابر- لاله‌زار بر اساس تقسیم‌بندی Martin and Moyen (2003) منطبق بر آداکیت‌های سیلیس بالا هستند (شکل ۸-الف).



شکل ۸-الف) نمودار Sr در برابر Na_2O+CaO در برابر $CaO+Na_2O$ که نشان‌دهنده ماهیت سیلیس بالا برای سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه است؛ (ب) نمودار درصد وزنی Mg# در برابر سیلیس برای تعیین منشأ واحدهای آداکیتی؛ (پ) نمودار La/Ce در برابر Rb/Sr (Hofmann et al., 1986) برای سنگ‌های مورد مطالعه؛ (ت) نمودار La/Yb در برابر Yb/N (Defant and Drummond, 1990) که قرارگیری آنها را در قلمرو و سنگ‌های آداکیتی و کالک آلکالن با منشأ آمفیولیتی و گارنت آمفیولیتی نشان می‌دهد.

یک منبع گارنت آمفیولیتی است؛ چرا که گارنت ضریب تفکیک بالایی برای عناصر HREE و Y نسبت به عناصر LREE و Sr دارد (Rollinson, 1993). این سنگ‌ها دارای Yb_N پایین و نسبت‌های La_N/Yb_N متغیر هستند که نشان می‌دهد که سنگ منشأ از جنس آمفیولیت یا اکلوژیت است (Zhao and Zhao, 2008). در نهایت چنین نتیجه می‌شود که مذاب‌های اولیه سنگ‌های آداکیتی جنوب کرمان در ناحیه رابر-لاله‌زار مشتق شده از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری و به دنبال آن برهم کنش با پوسته زیرین مافیک با میزان پتاسیم بالا هستند. شکل‌های ۹-الف و ب به‌طور خلاصه چگونگی تحول ژئودینامیکی سنگ‌های آداکیتی و کالک-آلکالن منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند.

شواهد بسیاری نشانگر این است که آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه در جنوب کرمان توسط ذوب بخشی یک ناحیه منشأ از جنس گارنت آمفیولیت یا اکلوژیت تشکیل شده‌اند. اگر آمفیول به عنوان یک فاز باقیمانده در منشأ باشد؛ یک حالت مقعر رو به بالا در نمودار عنکبوتی بین عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر نادر خاکی متوسط پدید می‌آید (Rollinson, 1993؛ شکل ۶-ب). Hastie et al. (2010) بیان کرده‌اند که مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی فشار بالای منبع آمفیولیت و گارنت آمفیولیتی نسبت‌های بالای $(Gd/Yb)_N$ کمتر از ۳ دارند. بیشتر آداکیت‌های مورد مطالعه در منطقه رابر-لاله‌زار دارای نسبت $(Gd/Yb)_N$ بین ۱/۶۸ تا ۲/۱۴ هستند که کاملاً سازگار با مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی



شکل ۹- تصویر نشان‌دهنده نحوه تکامل ژئودینامیکی سنگ‌های مورد مطالعه: الف) تشکیل زون غنی شده در لیتوسفر قاره‌ای زیر گوشته؛ ب) بعد از برخورد ورقه عربی و ایران مرکزی پوسته اقیانوسی نئوتتیس جدا و سپس لیتوسفر قاره‌ای دچار ضخیم‌شدگی و سپس نازک‌شدگی می‌شود که به دلیل صعود استنوسفر داغ، ورود مذاب‌های مشتق شده از گوشته بالایی و رخداد ذوب بخشی در پوسته زیرین در نهایت سنگ‌های نفوذی منطقه تشکیل شده است.

۴-۵. ایزوتوپ‌های Sr-Nd

از ۰/۷۰۸ بوده (Chappell and White, 1974) که تأیید کننده ماهیت نوع I برای ماگمای تشکیل‌دهنده این واحدهاست. این نسبت برای واحدهای مورد مطالعه بین ۰/۷۰۴۸۷۱ تا ۰/۷۰۵۱۹۵ متغیر است. در نمودار $^{86}Sr/^{86}Sr$ اولیه نسبت به تغییرات ϵNd (شکل ۱۰) نمونه‌ها در منطقه دوم نمودار و در بخش نزدیک به ترکیب کل زمین همراه با هضم مواد پوسته‌ای مشاهده می‌شوند و در مرز بازالت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند. قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشته‌ای نشانگر تحول ماگمای تهی شده از طریق اختلاطی از تبلور تفریقی یا هضم اجزای پوسته‌ای با میزان پایین

نسبت‌های ایزوتوپی اولیه استرانسیم و نئودیمیم واحدهای گرانیتوئیدی مورد بررسی به‌طور کامل در جدول ۲ نشان داده شده است (مبنای محاسبه ۲۰ میلیون سال بوده است). تمام نمونه‌ها دارای ترکیب ایزوتوپی تقریباً مشابهی هستند که مبین منشأ یکسان برای آنهاست. به‌طور کلی میزان تغییرات ϵNd از ۱/۴۴ تا ۳/۱۹+ متغیر بوده که از نظر ترکیبی نشانگر گوشته تهی شده به عنوان منشأ مذاب است (Liu et al., 2012). نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ در ماگماهای نوع I بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶ و در ماگماهای نوع S بیشتر

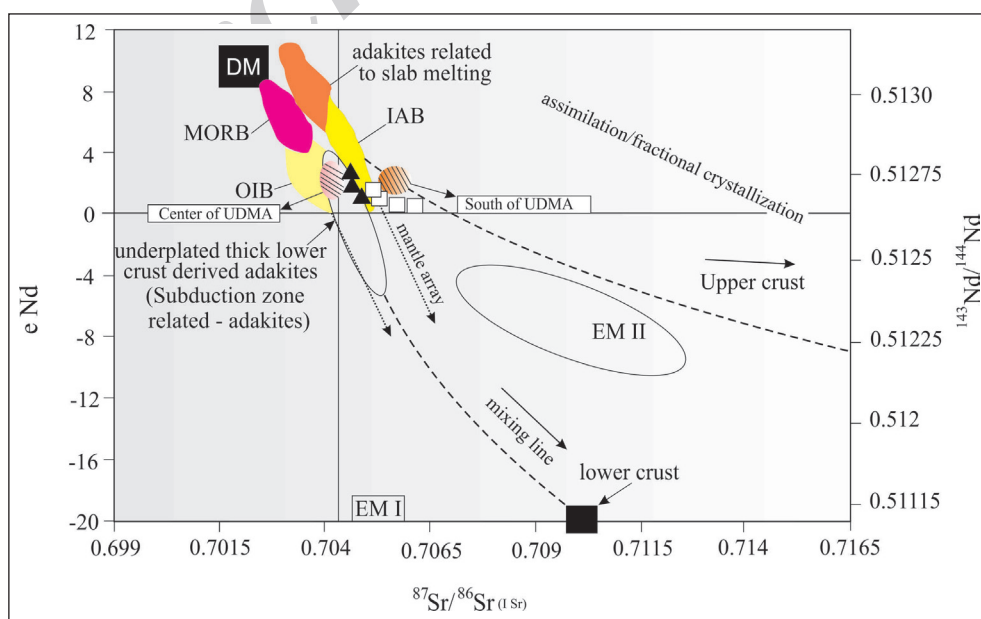
(شکل های ۱۱- الف و ب؛ Li et al., 2009). وجود انطباق میان نسبت های ایزوتوپی و افزایش سیلیس در سنگ های گرانیتیویدی منطقه مورد مطالعه دلیلی واضح بر آغستگی پوسته ای در این واحدهاست (Ma et al., 2014). بنابراین تغییرات مشاهده شده در نسبت های ایزوتوپی در واحدهای مورد مطالعه نشانگر اثر قابل توجه هضم مواد پوسته ای به همراه فرایند تبلور تفریقی در یک سیستم باز است.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و میزان بالای $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ است. همان گونه که در نمودار دیده می شود نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در نمونه های مورد مطالعه بین 0.70471 تا 0.705195 و $\epsilon\text{Nd} = +3.19$ تا $+1.44$ است که در ناحیه آداکیت های مرتبط با فرورانش پوسته زیرین قرار می گیرند و نشانگر آن است که احتمالاً در طی فرورانش ورقه اقیانوسی نتوتیس به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی شکل گرفته اند. اثر هضم اجزای پوسته ای از طریق نمودار تغییرات Sr و Nd در برابر SiO_2 قابل بحث و تفسیر است

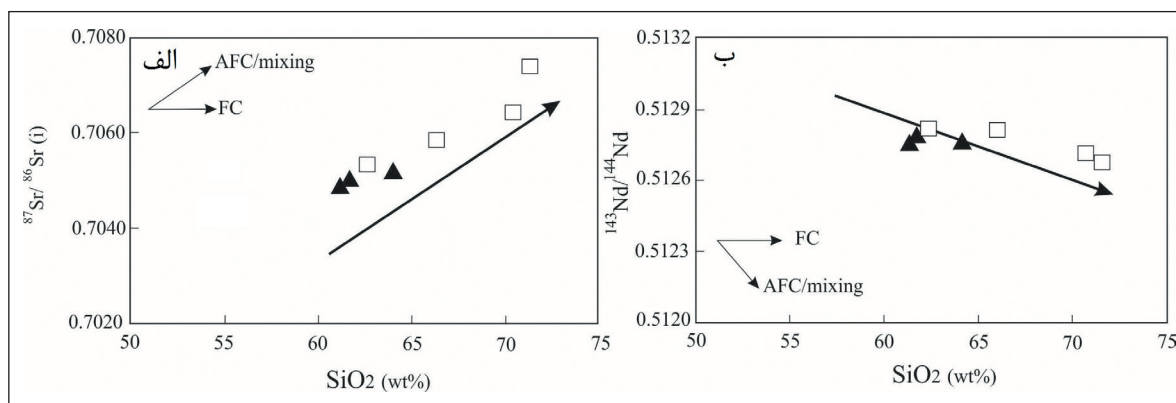
جدول ۲- داده های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم برای نمونه های مورد مطالعه.

نمونه	نوع سنگ	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error (2s)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (2s)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	ϵSr
AB 38	دیوریت	۵۲۰/۰	۵۷	۰/۳۲	۰/۰۰۰۰۱۹	۰/۷۰۴۹۶۱	۰/۰۱	۰/۷۰۴۸۷۱	۵/۶۰
AB 51	دیوریت	۵۴۲/۰	۵۸	۰/۳۱	۰/۰۰۰۰۲۸	۰/۷۰۴۹۶۲	۰/۰۱	۰/۷۰۴۸۷۵	۵/۶۵
AB 90	گرانودیوریت	۴۰۷	۷۹/۸	۰/۵۶۷	۰/۰۰۰۰۲۴	۰/۷۰۵۰۵۰	۰/۰۰۷	۰/۷۰۴۸۸۹	۵/۸۶
AB 126	گرانودیوریت	۲۵۸	۱۵۱	۱/۶۹۳	۰/۰۰۰۰۱۸	۰/۷۰۵۵۷۲	۰/۰۴۸	۰/۷۰۵۰۹۱	۸/۷۲
ES 47	گرانودیوریت	۲۹۸	۱۴۸	۱/۴۳۷	۰/۰۰۰۰۲۵	۰/۷۰۵۵۶۱	۰/۰۴۱	۰/۷۰۵۱۵۳	۹/۶۰
AB 121	گرانیت	۱۱۹	۲۶۲	۶/۳۵	۰/۰۰۰۰۲۷	۰/۷۰۶۹۲۴	۰/۰۱۸	۰/۷۰۵۱۲۲	۹/۱۶
AB 133	گرانیت	۱۷۰	۲۱۸/۰	۳/۷۱۰	۰/۰۰۰۰۱۸	۰/۷۰۶۲۴۹	۰/۱۰۵	۰/۷۰۵۱۹۵	۱۰/۲۰

نمونه	نوع سنگ	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error (2s)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd	T_{DM}
AB 38	دیوریت	۱۴/۶	۲/۷۸	۰/۱۱۵	۰/۵۱۲۷۹۱	۰/۰۰۰۰۱۸	۰/۵۱۲۷۷۶	۳/۱۹	۴۶۱
AB 51	دیوریت	۱۵/۷	۲/۶۹	۰/۱۰۴	۰/۵۱۲۷۶۵	۰/۰۰۰۰۱۴	۰/۵۱۲۷۵۱	۲/۷۱	۴۵۲
AB 90	گرانودیوریت	۱۵/۱	۲/۵۰	۰/۱۰۰	۰/۵۱۲۶۹۹	۰/۰۰۰۰۱۶	۰/۵۱۲۸۶۸	۱/۴۴	۵۲۰
AB 126	گرانودیوریت	۲۲/۲	۴/۴۷	۰/۱۲۲	۰/۵۱۲۷۴۴	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۵۱۲۷۲۸	۲/۲۶	۵۶۴
ES 47	گرانودیوریت	۱۹/۷	۴/۱۶	۰/۱۲۸	۰/۵۱۲۷۱۱	۰/۰۰۰۰۲۲	۰/۵۱۲۶۹۴	۱/۵۹	۶۵۳
AB 121	گرانیت	۱۷/۸	۳/۲۷	۰/۱۴۵	۰/۵۱۲۷۱۷	۰/۰۰۰۰۱۰	۰/۵۱۲۶۹۸	۱/۶۸	۷۸۷
AB 133	گرانیت	۱۷/۲	۳/۸۴	۰/۱۳۵	۰/۵۱۲۷۱۳	۰/۰۰۰۰۱۷	۰/۵۱۲۶۹۵	۱/۶۲	۷۰۴



شکل ۱۰- نمودار ϵNd در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Guan et al., 2012) که وابستگی نمونه های مورد مطالعه به زون فرورانش و تمایل به آغستگی پوسته ای-گوشته ای را نشان داده است (تقسیم بندی MORB، DM، IAB و EM از Zindler and Hart (1986)، تقسیم بندی آداکیت های وابسته به ورقه اقیانوسی از Defant et al. (1992)، تقسیم بندی آداکیت های وابسته به پوسته ضخیم زیرین از Atherton and Petford (1993) و جنوب UDMA به ترتیب از Ahmadian et al. (2016) و Asadi et al. (2014).



شکل ۱۱- نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ که شاخص آرایش با مواد پوسته‌ای در سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه است.

۵- نتیجه‌گیری

Nb، Ta و HfFS و HREEها مشخص و قابل شناسایی هستند. آنومالی‌های منفی از Nb، Ta و Ti و نشانگر ارتباط و وابستگی به محیط‌های فرورانشی است. بیشتر سنگ‌های بخش شرقی منطقه مورد مطالعه از لحاظ ژئوشیمیایی مشابه آداکیت‌ها هستند؛ که با مقادیر بالای Sr/Y و Al_2O_3 ، Na_2O ، La/Yb و نسبت کم و پایین Y مشخص و متمایز شده‌اند. مقادیر بالای Sr و Y در واحدهای مورد مطالعه به حضور گارنت به عنوان فاز باقیمانده در محل منبع نسبت داده شده است.

ماگماهای آداکیتی در منطقه جنوب زون ارومیه- دختر از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای و به دنبال آن اختلاط با مواد پوسته زیرین همراه با مؤلفه‌های پوسته‌ای و رسوبات در یک محیط فرورانشی حاصل شده‌اند که این ایده و نظر منطبق و سازگار با تحلیل و تفسیر کمان ماگمایی ارومیه- دختر به عنوان یک حاشیه قاره‌ای فعال در مدت زمان فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی است.

نتایج و یافته‌های زیر از اطلاعات تکتونیکی، ژئوشیمیایی و پترولوژیکی تحلیل شده به دست آمده است:

کمپلکس نفوذی رابر- لاله‌زار به سن میوسن شامل سری‌های متنوع و گوناگون سنگ‌های نفوذی مانند کوارتز دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است که در واحدهای آتشفشانی به سن ائوسن جای گرفته‌اند. سنگ‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه به‌طور واضح خصوصیات ماگماهای مرتبط به آداکیت‌ها و کالک‌آلکان را نشان می‌دهند که در موقعیت تکتونیکی کمانی در طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه عربی تشکیل شده‌اند.

بررسی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌شناختی از مجموعه مورد مطالعه، یک انتقال از ماگماتیسیم آداکیتی به سمت کالک‌آلکان در زمان سنوزویک میانی تا پسین را نشان داده است. هر دو نوع خانواده سنگی شناسایی شده در این منطقه خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه دارند که توسط غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE نسبت به

References

- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A. and Murata, M., 2016- Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: Implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential. *Ore Geology* 72: 323-342.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007- Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 474-489
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014- Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth-Science Reviews* 138: 25-46.
- Atherton, M. P. and Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362: 144-146
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008- Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics* 45: 178-190.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C., 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society* 141: 413-426.
- Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O. and Feigenson, M. D., 2003- Flux versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 21-50.
- Chappell, B. J. and White, A. J. R., 1974 -Two Contrasting Granite Types, Pac. *Geology* 8: 173-174.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.

- Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., De Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., Maury, R. C. and Stewart, R. H., 1992- The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica, an overview. *Journal of the Geological Society* 149: 569–579.
- Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A. K., McKeegan, K. D. and Harrison, T. M., 2014- U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 200–201: 197–211.
- Dimitrijevic, M. D., Cvetic, S. and Djokovic, I., 1973- Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and institution of nuclear and other mineral raw materials, Scale: 1: 500000”, Geological survey of Iran, Report Yu/52, 334 pp.
- Foley, S. F., Tiepolo, M. and Vannucci, R., 2002- Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417: 637–640.
- Green, T. H., 1994- Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis Sedona 16 years later *Chemical Geology* 117: 1–36.
- Guan, Q., Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Dong, G. C., Zhang, L. L., Li, X. W., Liu, M., Mo, X. X., Liu, Y. S. and Yuan, H. L., 2012- Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese Batholith. *Gondwana Research* 21: 88–99.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*, 19. Geological Society, London, Special Publications 19: 67–82.
- Hastie, A. R., Kerr, A., McDonald, I., Mitchell, S. F., Pearce, J. A., Millar, I. L., Barfod, D. and Mark, D. F., 2010- Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? *Chemical Geology* 276: 344-359.
- Hofmann, A. W., Jochum, K., Seufert, M. and White, M., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33–45.
- Jahangiri, A., 2007- Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30:433–447.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M., 2014- Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Petrology* 5:51-68.
- Li, J., Zhao, X., Zhou, M., Ma, C. and Souza, Z., 2009- Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U–Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 157: 383-409.
- Liu, S., Hu, R., Gao, S., Feng, Coulson, I., Feng, G., Qi, Y., Yang, Y., Yang, C. and Tang, L., 2012- U–Pb zircon age, geochemical and Sr–Nd isotopic data as constrains on the petrogenesis and emplacement time of the Precambrian mafic dyke swarms in the north china craton (NCC). *Lithos* 140-141: 35- 52.
- Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z. and Xu, B., 2014- Geochemistry of early Cretaceous calc-alkalin lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton. *Gondwana research* 25: 859-872.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. and Moyen, J. F., 2003- Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites. EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR20-001.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37: 215–224.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380–398.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23: 251–285.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to mineralogy and petrology* 58: 63-81.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F., 1995- Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondjemites and tonalities. *Precambrian Research* 51: 1–25.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D., 1993- Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids. *Geology* 21: 825–828.
- Rollinson, H., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009- Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita* 44: 265–283.

- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. and Wang, K., 1999- Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *The Journal of Geology* 107: 433–448.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes: in Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publications 42: 313- 345.
- Wolf, M. and Wyllie, P., 1994- Dehydration melting of solid amphibolite at 10 kb. The effect of temperature and time. *Contrib. Mineralogy and Petrology* 115: 369–383.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F., 2008- Neoproterozoic adakitic plutons in the northern margin of the Yangtze Block, China: partial melting of a thickened lower crust and implications for secular crustal evolution. *Lithos* 104: 231–248.
- Zindler, A. and Hart, S.R., 1986- Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 493–571.

Archive of SID

Petrogenesis of adakitic and calc-alkaline granitoids in Rabor-Lalehzar region, SE of Kerman: Constraints from geochemical and Sr-Nd isotopes results

M. Chekani Moghadam¹, Z. Tahmasbi^{2*} and A. Ahmadi-Khalaji²

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

Received: 2017 April 14

Accepted: 2017 August 19

Abstract

The study area is located at N to NW of Rabor city in the Kerman province within the Uromieh-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB). Most of the rocks in this area include diorite, granodiorite and granite, which are exposed in volcanic sequences and cut them. Based on the geochemical features, all of rocks classify in two groups: (1) some granitoid rocks show adakitic affinity with high SiO₂ (61.49–66.78 wt. %), Al₂O₃ (15.72–17.74 wt. %), Sr (374–602 ppm), Sr/Y (34–53), (La/Yb)_N (8.35–16.88) and low Y values. (2) another rock group is granitoids with typical calc-alkaline characteristics with distinct features different from adakitic types such as: SiO₂ (63.07–72.32 wt. %), lower Sr/Y (3.8–13.2) ratio and higher Y (21.7–31.6 ppm) and Yb (2.29–3.26 ppm) contents, and the lowest Sr (119–297 ppm) and (La/Yb)_N (3.02–11.13) values relative to adakitic groups, with obvious negative Eu [(Eu/Eu*)_N = (ave. 0.49)] anomalies. The adakitic rocks most probably originated from thickened mafic lower crust (garnet amphibolite) with garnet+ rutile ± plagioclase as residual minerals in the source, corresponding to depths of >50 km, and calc-alkaline rocks were probably generated at shallow depth than adakitic groups in mid-lower crust (dominant amphibolite) correlating to depths of <50 km. Study of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512686–0.512776), εNd = +1.44 to +3.19 and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.705195–0.704871) isotopic ratios revealed a mantle lithospheric origin for the granitoid rocks. Positive relationship between SiO₂ variations with isotopic ratios shows effect of crust assimilation in evolution of primary magma. Finally, we propose based on the geological, geochemical and isotopic data, that calc-alkaline and adakitic magmatism in the SE of UDMB generated by partial melting of the upper mantle and subsequent mixing with lower-mid continental crust due to subduction of Arabian ocean crust under the Central Iran micro-plate during the Oligocene-Miocene.

Keywords: Lalehzar granitoids, Uromieh-Dokhtar zone, Adakitic rocks, Subduction, Lower crust

For Persian Version see pages 13 to 26

*Corresponding author: Z. Tahmasbi; E-mail: tahmasebi.z@lu.ac.ir

Archive