

بررسی پترولوژی باتولیت گرانیتویدی چهارگنبد جنوب غرب کرمان

عبدالحمیدانصاری^۱، سید جمال شیخ‌ذکریایی^{۲*}، سارا درگاهی^۳، محسن آروین^۴

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

۲- استادیار پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

۳- استادیار پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۴- استاد پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: abdolhamida61@gmail.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۸/۳۰، پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱/۳۱

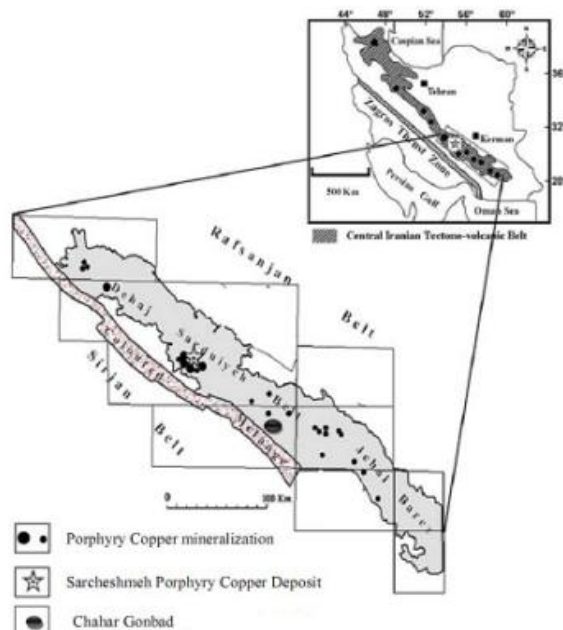
چکیده

باتولیت گرانیتویدی چهارگنبد در شمال شرقی سیرجان و در بخش جنوب‌شرقی زون ماگمایی ارومیه- دختر واقع است. این توده نفوذی با ترکیب اسیدی تا کمی حدواسط در واحدهای آتشفشانی ائوسن تزریق شده است. گرچه بیشتر حجم سنگ‌ها را گرانودیوریت و مونزوگرانیت تشکیل می‌دهد؛ اما سنگ‌های دیگر مانند کوارتزادیوریت، تونالیت و سینوگرانیت هم وجود دارد. مرز تبدیل سنگ‌ها به یکدیگر تدریجی است. بافت موجود در سنگ‌های توده نفوذی چهارگنبد بیشتر به صورت دانه‌ای و در برخی موارد به پورفایروید تبدیل می‌شود. انکلاوهای موجود در توده چهارگنبد شامل انکلاوهای بیگانه، انکلاوهای مافیک (با ترکیب دیوریت و کوارتزادیوریت) و انکلاوهای پیش‌رس (با ترکیب تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت) است. دایک‌های با ترکیب مختلف، توده نفوذی چهارگنبد را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها شامل رگه‌های اسیدی مربوط به مرحله پگماتیستی، دایک‌های ریزدانه (آندزیت، آندزیت بازالتی) و دایک‌های مافیک ریزدانه (از نظر سنگ‌نگاری شبیه به انکلاوهای مافیک) هستند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه، از نوع I با ماهیت منیزی هستند و ویژگی گرانیت‌های کردیلرایی دارند. بر اساس نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی- ماگمایی، همه نمونه‌های مورد مطالعه از منطقه چهارگنبد، ویژگی محیط‌های مرتبط با کمان را نشان می‌دهند و باید در یک حاشیه فعال قاره‌ای به وجود آمده باشند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری، چهارگنبد، موقعیت زمین‌ساختی- ماگمایی، انکلاو، دایک، گرانودیوریت، مونزوگرانیت

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۸۰ کیلومتری شمال شرق سیرجان و ۳۲ کیلومتری شمال غرب بخش بلورد در استان کرمان قرار دارد و با توجه به تقسیمات ساختاری- رسوبی ایران، (Stocklin, 1968) در جنوب شرق کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد (خان‌ناظر و امامی، ۱۳۷۵) (شکل ۱). کمان ماگمایی ارومیه- دختر در امتداد حاشیه فعال خرده قاره ایران مرکزی و بین زون‌های سنندج-سیرجان و ایران مرکزی، یک کمان ماگمایی از نوع آندی است که عمدتاً از سنگ‌های نفوذی و خروجی با ترکیب تولیتی، کلسیمی- قلیایی غنی از پتاسیم تشکیل شده است (Alavi, 1994; Shahabpour, 2007). سنگ‌نگاری یادشده در نتیجه فروانش نوتینس به زیر ایران مرکزی ایجاد شده‌اند (Berberian et al., 1981). قدیمی‌ترین سنگ‌های مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر، سنگ‌های نفوذی کلسیمی- قلیایی به سن پیش از ژوراسیک هستند که در حاشیه جنوب شرقی ایران مرکزی قرار گرفته‌اند. همچنین جوان‌ترین آنها مخروط‌های آتشفشانی با ترکیب قلیایی و کلسیمی- قلیایی به سن پلیوسن و جریان گدازه و آذرآواری‌هایی به سن کواترنری است (Berberian et al., 1981).



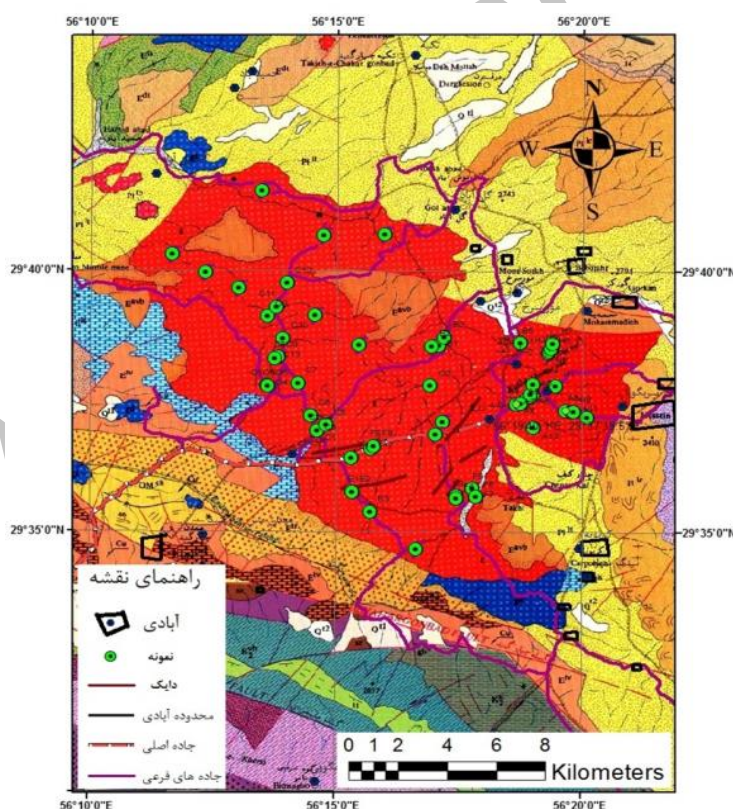
شکل ۱- موقعیت توده گرانیتویدی چهارگنبد در کمر بند دهج- ساردوئیه (خان‌ناظر

و امامی، ۱۳۷۵)

۲- روش کار

بررسی تغییر و تحولات ایجادشده و دنبال کردن روند حوادث رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصل از آن، با مطالعات ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد. هدف از این مطالعه تشریح ارتباط زایشی سنگ‌شناسی نفوذی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه با تأکید بر داده‌ها و مطالعات ژئوشیمیایی است. بنابراین برای دستیابی به هدف یادشده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و نیز نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی بهره گرفته شده است. همچنین از داده‌های ژئوشیمیایی در بررسی سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها استفاده شده است. بنابراین به منظور مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی ۱۳۵ نمونه که محل نمونه‌برداری بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مشخص شده است (شکل ۲)، برداشت شد. از این تعداد، ۶۵ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شد و پس از مطالعات میکروسکوپی، ۲۰ نمونه تازه و غیردگرسان انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Cemx کانادا ارسال شد. عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS و ICP-ES تجزیه شدند که نتایج در جدول ۱ ارائه شده است.

بیشتر گرانیتوئیدهای جنوب غرب کرمان ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی دارند و مت‌آلومینوس و کلسیمی-قلیایی هستند (Dargahi, 2007). فرورانش مایل اقیانوس نوتتیس به زیر ایران مرکزی باعث فعالیت گسل‌های برشی در بخش‌های بالایی پوسته و نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی شده است (McClay, 2004; Molinaro, 2004). این گرانیتوئیدها به سن الیگومیوسن بوده و در اثر عملکرد گسل چهارگنبد، نفوذ و جایگیری کرده‌اند. همچنین دایک‌هایی متعددی توده‌های یادشده را قطع کرده‌اند. هدف از این مطالعه، بررسی دقیق سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی، بررسی انکلاوها و دایک‌های مافیک موجود در توده و پدیده آمیختگی ماگمایی با تأکید بر داده‌ها و مطالعات ژئوشیمیایی است. بنابراین برای دستیابی به این هدف، از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و نیز نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی بهره گرفته شده است. همچنین به منظور بررسی سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی، درباره داده‌های ژئوشیمیایی، بحث شده است.

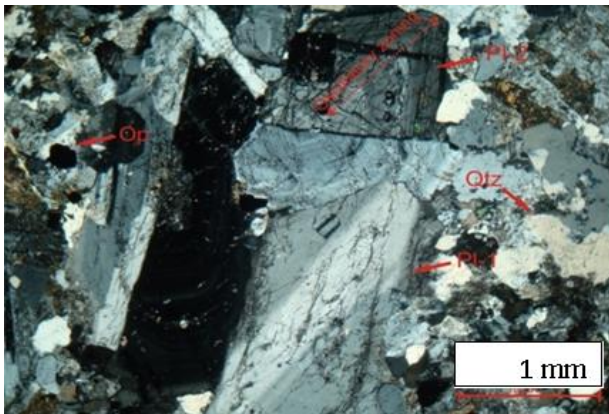


شکل ۲- موقعیت نمونه‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی چهارگنبد (نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی)

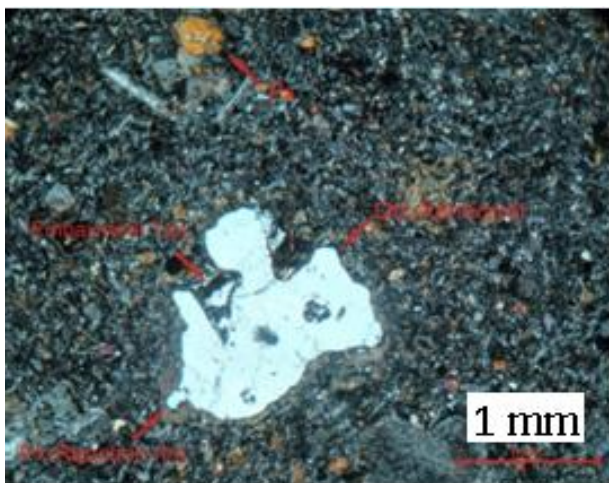
۳- روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، تونالیت و کوارتزادیوریت است. این تنوع ترکیبی، ناشی از رخداد تبلور تفریقی در ماگمای مادر سازنده نفوذی‌های یادشده است. مرز توده‌های فلسیک با مافیک تدریجی بوده

باتولیت چهارگنبد از نظر سنگ‌شناسی دارای تنوع ترکیبی و شامل



شکل ۵- نمایی از کوارتز بی‌شکل، نسل‌های اول و دوم پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر نیمه‌شکل‌دار در وضعیت نوری XPL



شکل ۶- نمایی از بیگانه بلورهای کوارتز با حاشیه‌های انحلال‌یافته که به صورت بافت خلیجی دیده می‌شوند در وضعیت نوری XPL

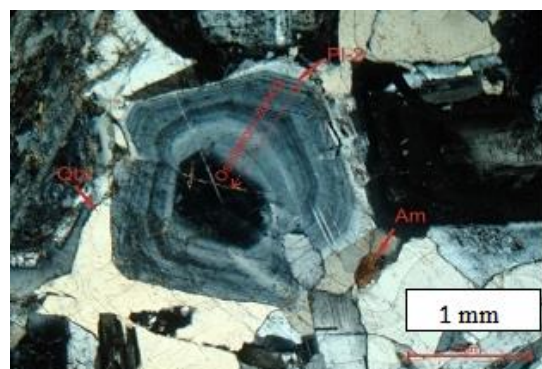
بلورهای کوارتز دارای دو نوع میانبار هستند؛ ریزبلورهای کوارتز حاصل انجماد سریع و درشت‌بلورها حاصل مرحله آرامش و رشد آرام و آهسته هستند. از دیگر ویژگی‌های کوارتزها وجود بافت خلیجی در آنهاست که در دایک‌ها دیده می‌شود (شکل ۶). همچنین بافت گرافیک (هم‌رشدی کوارتز با فلدسپار قلیایی) در سنگ‌های گرانیتوئیدی دیده می‌شود. فلدسپارهای قلیایی، بی‌شکل و دارای بافت پویکلیتیک و پرتیتی هستند. آمفیبول‌ها به حالت نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار و با بلورهای درشت تاریخ مشاهده می‌شوند. برخی از آمفیبول‌ها شکل اولیه خود را از دست داده و به کلریت و اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند (شکل ۷). بیوتیت‌ها هم به حالت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دارای دو نسل هستند، به گونه‌ای که هم به صورت ماگمایی (شکل ۸) و هم به صورت ثانویه حاصل از تجزیه آمفیبول و پیروکسن‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۹). پیروکسن‌ها نیز اغلب به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و در آنها اورالیتی‌شدن نیز قابل مشاهده است.

به‌گونه‌ای که سنگ‌های فلسیک در بخش‌های مرکزی و سنگ‌های مافیک‌تر در حواشی باتولیت رخمون یافته‌اند. با توجه به اینکه سنگ‌های گرانیتوئیدی فقط سنگ‌های ائوسن را قطع کرده‌اند، بنابراین بر پایه شواهد چینه‌ای زمان جایگیری توده‌های نفوذی منطقه، بعد از ائوسن قرار می‌گیرند. وجود آنکلاوهای ریزدانه مافیک و دایک‌های ریزدانه مافیک در نفوذی‌های منطقه مورد مطالعه حاکی از فرایند آمیختگی در بین اعضای مافیک و فلسیک است. به‌منظور سهولت در بررسی سنگ‌نگاری، گروه سنگ‌های مورد مطالعه به سنگ‌های گرانیتوئیدی، دایک‌ها و آنکلاوها تقسیم‌بندی شد. شکل ۳ نمایی از توده یادشده را نشان می‌دهد.



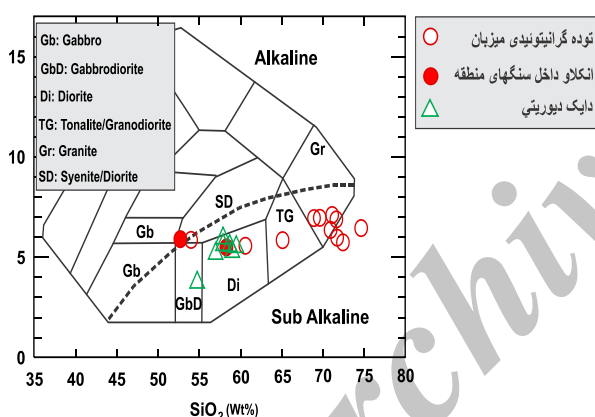
شکل ۳- تصویری از آنکلاوهای ریزدانه مافیک موجود در توده

کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن، کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر است. کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی نیز به‌عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های متفاوتی مشاهده می‌شوند. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها وجود منطقه‌بندی نوسانی، منطقه‌بندی معکوس (داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی)، حواشی خورده‌شده و نیز دگرسانی از مرکز است (شکل ۴). همچنین دوقلوهای تکراری، کارلسباد، نسل‌های متعدد از پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۵).



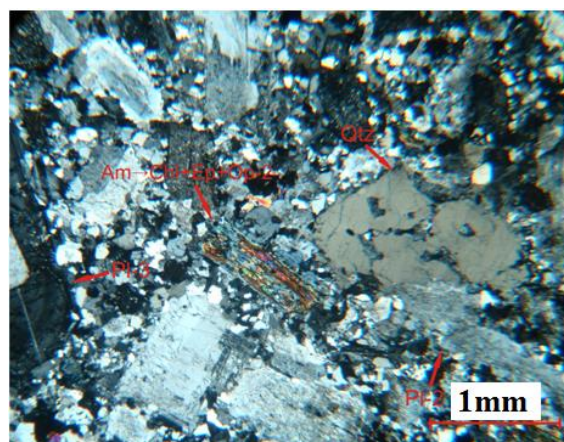
شکل ۴- نمایی از پلاژیوکلاز نسل دوم با منطقه‌بندی نوسانی (نقطه چین قرمز)، کوارتز بی‌شکل و آمفیبول نیمه‌شکل‌دار تشکیل‌شده در فضای بین پلاژیوکلازها. در وضعیت نوری XPL

ترکیبی و سنگ‌شناسی تنوع بسیار وسیعی ندارند. براساس نمودار نامگذاری سنگ‌های نفوذی (TAS) (Cox et al., 1979) دامنه ترکیبی توده گرانیتوئیدی میزبان منطقه، از کوارتز دیوریت تا گرانیت متغیر است (شکل ۱۰). البته همان‌گونه که در شکل ۱۰ نیز مشخص است، اغلب نمونه‌های این توده، ترکیب گرانیتی داشته و فقط تعداد محدودی از آنها ترکیبات مافیک‌تر نشان می‌دهند. انکلاوهای موجود درون توده نیز، ترکیبات گابرو دیوریتی و دیوریتی نشان می‌دهند. با در نظر گرفتن این نکته می‌توان گفت که انکلاوهای موجود، نسبت به سنگ میزبان ترکیبات نسبتاً مافیک‌تری دارند. دایک‌های ترکیب عمده منطقه دیوریتی است و فقط یک نمونه ترکیب گابرو دیوریتی نشان می‌دهد. بر اساس این نمودار سری‌های ماگمایی به دو دسته قلیایی و نیمه‌قلیایی تقسیم می‌شوند (شکل ۱۱-ا). همان‌گونه که این شکل نشان می‌دهد، نمونه‌های منطقه مطالعاتی در محدوده نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرند. در نمودار AFM ایروین و باراگار، (۱۹۷۱) نیز، که به منظور تفکیک دو سری ماگمایی تولیتی و کلسیمی-قلیایی به کار رفته، نمونه‌های مورد مطالعه گرایش به سمت کلسیمی-قلیایی دارند (شکل ۱۱-ب).

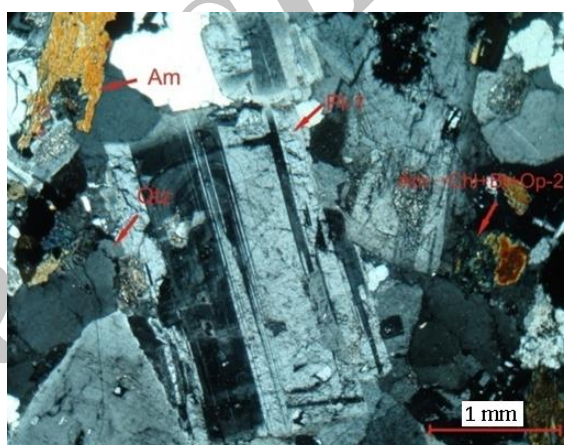


شکل ۱۰- ترکیب توده نفوذی، انکلاوها و دایک‌های قطع کننده توده در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس (Cox et al., 1979) توضیح اینکه همه نمونه‌ها از روند نیمه‌قلیایی پیروی می‌کنند و مرز بین قلیایی و نیمه‌قلیایی از (Irvine, 1971) است.

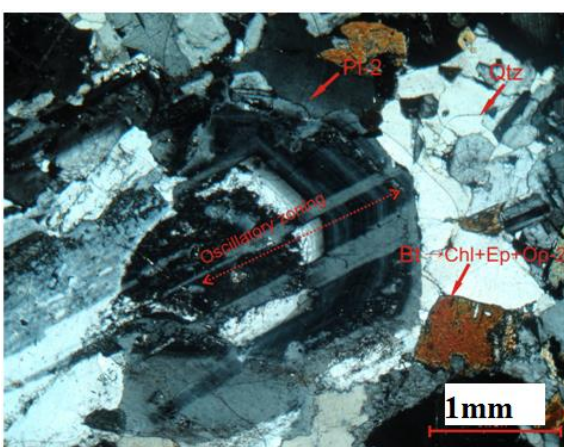
توده گرانیتوئیدی در نمودار تعیین ترکیب سنگ‌ها، در محدوده دیوریت تا گرانیت قرار گرفته است (شکل ۱۰) و انکلاوها ترکیب دیوریتی دارند. انکلاوهای درون توده، از نظر عناصر اصلی، در بیشتر این عناصر مانند Al_2O_3 ، CaO ، MgO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 ، P_2O_5 نسبت به سنگ میزبان مقادیر بالاتری دارند (شکل ۱۲). در حالی که مقادیر عناصر K_2O و Na_2O در انکلاوها نسبت به سنگ میزبان کمتر است. دامنه تغییرات مهم‌ترین عناصر اصلی در نمونه‌های سنگ‌های میزبان منطقه به صورت Al_2O_3 (۱۶/۴-۱۴/۱۵ wt%)، Fe_2O_3 (۸/۲۴-۷/۳۳ wt%)، MgO (۲۶/۴۴-۲۰/۲۶ wt%)، CaO (۱۹ wt%-۲/۴۸ wt%)، Na_2O (۲۵ wt%-۳/۳۹ wt%) و K_2O (۳/۱۴-۰/۲۳ wt%) است که احتمالاً دامنه وسیع K_2O مربوط به دگرسانی است (جدول ۱).



شکل ۷- نمایی از آمفیبول‌های شکل‌دار با دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر در وضعیت نوری XPL



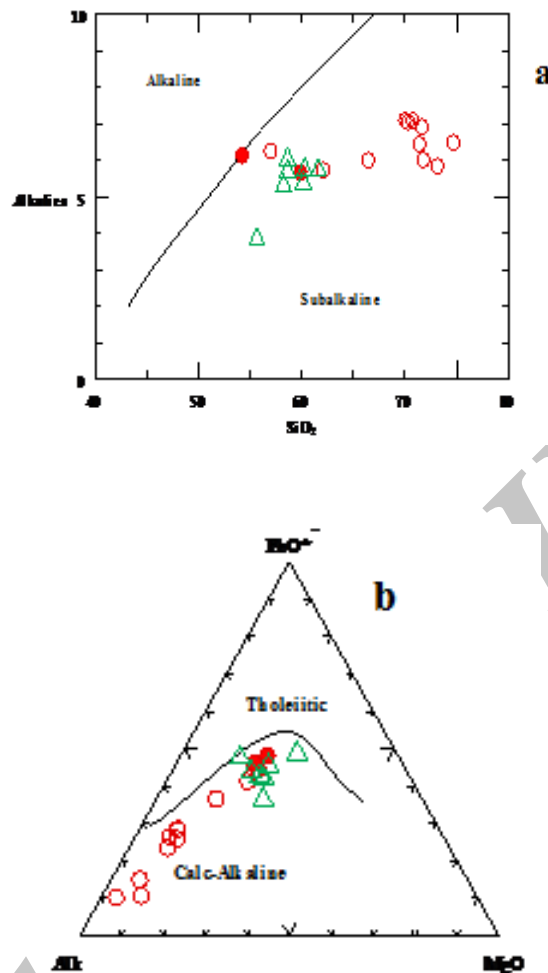
شکل ۸- نمایی از کوارتز، پلاژیوکلاز نسل اول و تک‌بلورهای آمفیبول دگرسان شده در وضعیت نوری XPL



شکل ۹- بیوتیت دگرسان شده در وضعیت نوری XPL

۴- ژئوشیمی

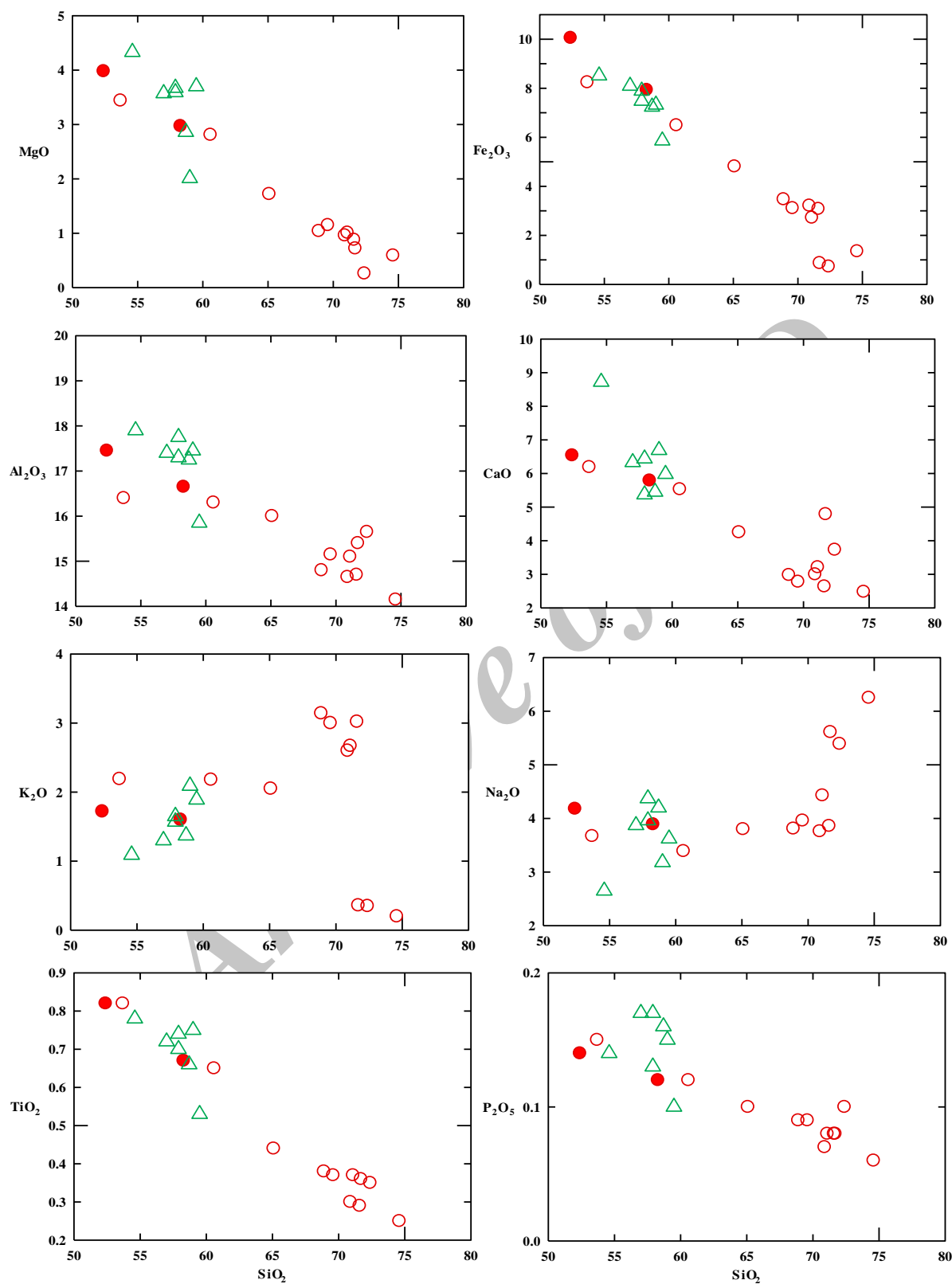
مطالعات سنگ‌نگاری نشان داد که واحدهای سنگی منطقه، از نظر



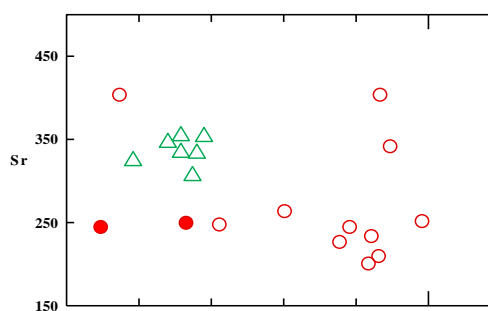
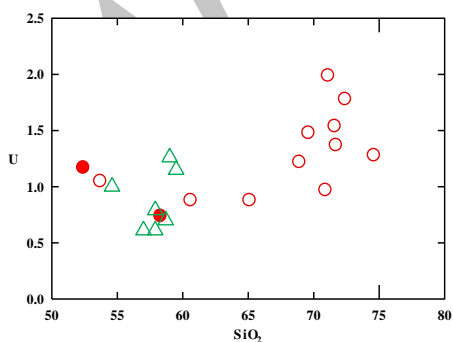
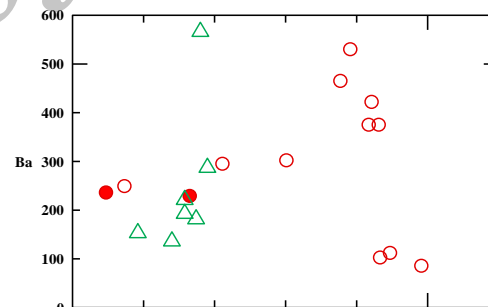
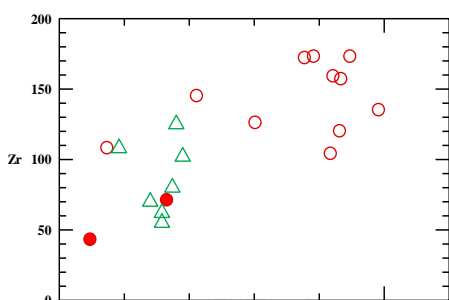
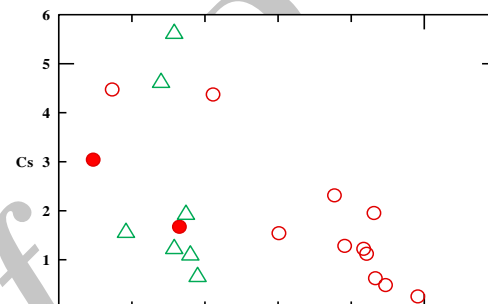
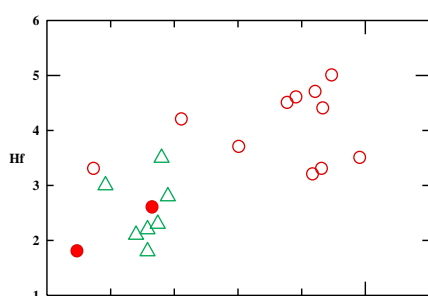
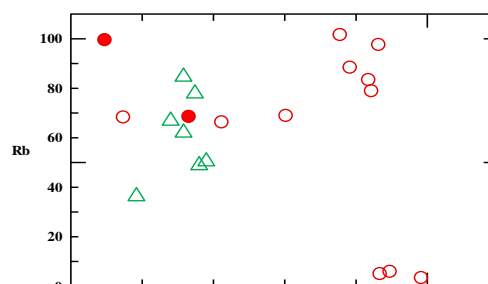
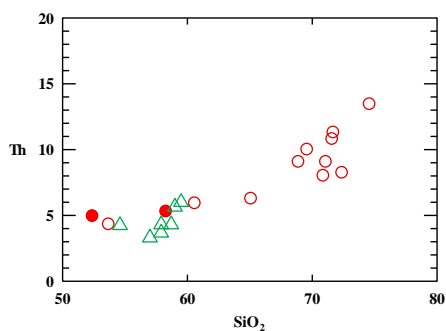
شکل (۱۱- a) نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس و (b) نمودار AFM به منظور تفکیک سری‌های تولنیتی و کلسیمی-قلیایی. توضیح اینکه مرز بین دو سری منطق از Irvine, (1971) است (علائم مانند شکل ۱۰)

عناصر نیز با افزایش سیلیس، رفتار سازگار نشان می‌دهند. این در حالی است که عناصر Cs و Sr با افزایش تفریق ماگمایی، روند کاهشی نشان می‌دهد. میزان تغییرات عناصر Ba و Rb برای گرانیتوئید میزان به ترتیب بین ۵/۸۴-۲۹/۵ و ۳/۱۰۱-۵/۳ پی‌پی‌ام است. روند افزایشی Rb و K₂O با افزایش SiO₂ نشان می‌دهد که فلدسپار قلیایی و بیوتیت فازهای اولیه تفریقی نبوده‌اند. عنصر Sr به دلیل این که از نظر خواص ژئوشیمیایی شامل شعاع یونی و بار یونی، با Ca شباهت دارد، بنابراین در حین تفریق ماگمایی، معمولاً از این عنصر پیروی می‌کند. عناصر با شعاع یونی بالا یا HFSE که شامل عناصر Zr, Hf, Nb, Ta به همراه Th و U است، جزو عناصر سازگار به شمار می‌روند. بنابراین، در طی تفریق ماگمایی، میزان آنها در ماگما به طور مستمر افزایش می‌یابد. از بین عناصر یادشده روند تغییرات عناصر Hf, Zr, Th و U آمده است. همان‌گونه که مشخص است این عناصر در طی تفریق روند افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۱۴).

در نمودارهای هارکر برای عناصر اصلی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی منطقه و انکلاوهای همراه، در عناصر CaO, MgO, Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅، در برابر SiO₂، روند کاهشی نشان می‌دهند. روند کاهشی در عناصر CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ به دلیل تفریق کانی‌های پلاژیوکلاز، اسفن، بیوتیت، هورنبلند و آپاتیت است. Na₂O به دلیل ناسازگاری، با افزایش تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهند. عناصر TiO₂ و P₂O₅ در سنگ‌های منطقه مقادیر پایینی دارند که از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با فرورانش به‌شمار می‌رود (Defant et al., 1992). از میان عناصر کمیاب، LILE یا عناصر با پتانسیل یونی پایین، عموماً در ماگماها با افزایش میزان SiO₂ افزایش می‌یابند. این عناصر دست‌کم در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی بسیار ناسازگارند و در ماگمای باقیمانده تمرکز می‌یابند. همان‌گونه که در نمودارهای هارکر برای عناصر LIL مشاهده می‌شود (شکل ۱۳)، میزان عناصر Ba و Rb در سنگ‌های میزبان و انکلاوهای منطقه با افزایش میزان SiO₂ افزایش می‌یابد. در واقع، این



شکل ۱۲- نمودارهای پراکندگی مقادیر اکسید عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی است (علائم مانند شکل ۸)

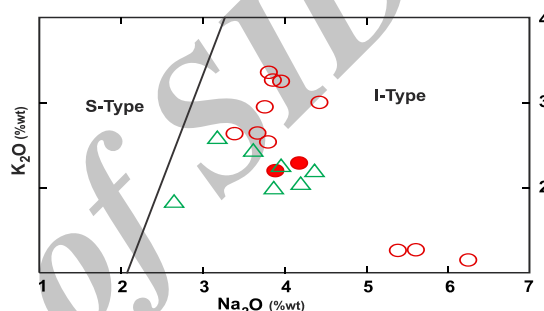


شکل ۱۴- نمودارهای تغییرات عناصر HFSE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. غلظت عناصر بر حسب ppm است. (علائم مانند شکل ۱۰)

شکل ۱۳- نمودارهای تغییرات برخی از عناصر LILE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. عناصر بر حسب ppm هستند (علائم براساس شکل ۱۰ است)

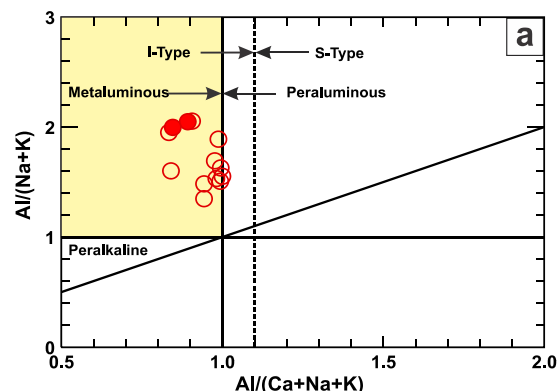
مطالعات سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین (و رسوبی و دگرگونی) هستند. برای ارزیابی تغییرات و رفتار REE و عناصر کمیاب طی تحولات ماگمایی، باید مقادیر این عناصر به ترتیب به مقادیر میانگین کندریت و گوشته اولیه بهنجار شود. در شکل ۱۷، نمودارهای عناصر جزئی و خاکی کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه برای توده گرانیتوئیدی میزبان و انکلاوهای همراه رسم شده است. همچنان که مشخص است سنگ‌های گرانیتوئید میزبان و انکلاوهای همراه، الگوهای REE نسبتاً تفریق‌یافته با الگوهای LREE شیبدار و MREE و HREE تخت به نمایش می‌گذارند. در واقع، انکلاوها و سنگ‌های میزبان آنها غنی‌شدگی در عناصر LREE (بین حدود ۲۵ تا ۷۰ برابر کندریت) نسبت به HREE نشان می‌دهند، به‌گونه‌ای که نسبت (La/Yb)_n در آنها بین ۲/۳۴ تا ۹/۱۸ در تغییر است (شکل ۱۷: a, b و جدول ۱). این روندها را می‌توان با تفریق هورنبلند (MREE) و زیرکن (HREE) توضیح داد. تفریق آمفیبول می‌تواند ویژگی‌های عناصر اصلی در مذاب محیط‌های کم‌انی را تحت تأثیر قرار دهد. آمفیبول، حاوی مقادیر بالاتر و SiO_2 پایین‌تری است، بنابراین چنین تفریقی به‌طور مؤثری مذاب‌های باقیمانده را به سمت SiO_2 بالاتر و TiO_2 پایین‌تر سوق می‌دهد (Davidson et al., 2007) که با روند مشاهده‌شده در سنگ‌های منطقه سازگار است. افزون بر حضور فازهای فرعی مانند اسفن، زیرکن و آپاتیت تأثیر زیادی روی الگوی REE گذاشته و ضرایب جدایش آنها را بالا می‌برند، هر چند که فراوانی این کانی‌ها کمتر از ۱ درصد باشد. از سوی دیگر، روندهای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشانگر منشأ پوسته‌ای آنها باشد. بر اثر ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین عناصر LREE ممکن است وارد مذاب حاصل از ذوب شوند. در حالی که عناصر HREE تمایلی به وارد شدن به فاز مذاب نداشته و مذاب از این عناصر تهی می‌شود. همچنین سنگ‌های منطقه و انکلاوهای درون آنها بی‌هنجاری منفی خفیفی در عنصر Eu نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه روند منفی Sr در نمودارهای تغییرات، از تفریق کانی پلاژیوکلاز ناشی می‌شود. نسبت Eu/Eu^* در این سنگ‌ها و انکلاوهای همراه به ترتیب بین ۰/۶۳-۱/۰۹ و ۰/۷۸-۰/۸۰ است. در نمودار عناصر جزئی و خاکی کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه، سنگ‌های میزبان منطقه در عناصر Ba, Nb, Ta, Ti و P بی‌هنجاری منفی و در عناصر K, U, Th, Rb, Cs, LREE و Zr بی‌هنجاری مثبت دارند (شکل ۱۸-a). انکلاوهای منطقه نیز از نظر ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی، رفتاری شبیه سنگ‌های میزبان نشان داده و مانند آنها در عناصر Ba, Nb, Ta, Ti و P تهی‌شدگی داشته و در عناصر Cs, Th, Rb, U و K و LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۸-b). تنها تفاوت انکلاوها و سنگ‌های میزبان در تهی‌شدگی انکلاوها از Zr است. این در حالی است که سنگ‌های میزبان آنها در این عنصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل فراوانی کانی زیرکن در این سنگ‌ها باشد. ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در عناصر یادشده در انکلاوها و سنگ‌های میزبان آنها، با محیط ژئودینامیکی شامل ماگماتیسزم زون فرورانش سازگار است (Foley & Wheller, 1990; Kessel et al., 2005; willson, 1989). از سوی دیگر، بی‌هنجاری منفی در عناصر Ta, Nb, Ti را نیز به دخالت مؤلفه‌های

عناصر V, Cr, Co, Ni جزو عناصر سازگار به شمار می‌آیند که در طی تفریق ماگما از میزان آنها کاسته می‌شود. چرا که این عناصر ترجیح می‌دهند وارد کانی‌های فرومنیزین شوند. بنابراین، انتظار می‌رود همگام با تفریق ماگمایی از مقادیر این عناصر در مذاب‌های تفریق‌یافته کاسته شود (Zanetti, et al., 2004; Rollinson, 1993). روند کاهش عنصر P_2O_5 در برابر SiO_2 ، که ویژگی شاخص گرانیتوئیدهای I-Type است، منشأ گرفتن ماگمای سازنده سنگ‌های اسیدی از بخش زیرپوسته‌ای دانسته‌اند (Chappell, 1994; Chappell, 1988). به علاوه براساس نمودار K_2O در برابر Na_2O همه واحدهای مورد مطالعه، در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۱۵).



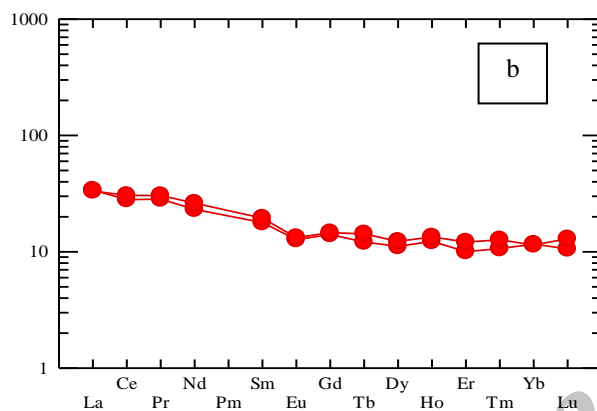
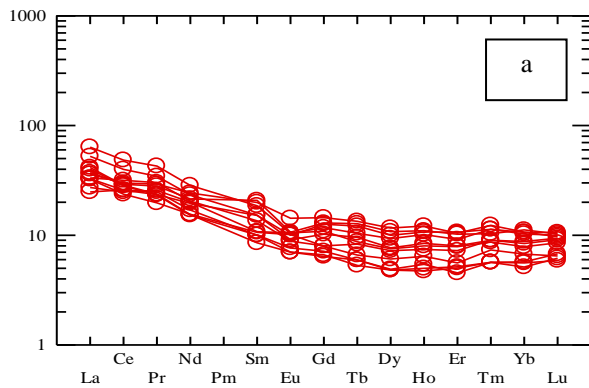
شکل ۱۵- مقادیر Na_2O نسبت به K_2O نشان‌دهنده ویژگی I-Type در گرانیت‌هاست. نمودار Na_2O - K_2O از (Chappell and White, 1974) (علائم مانند شکل ۸)

براساس نمودار ضریب اشباع آلومین (White and Chappell, 1974, 1983) که به صورت A/CNK ($\text{Al}/\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}$) تعریف شده است، توده گرانیتوئیدی منطقه ویژگی متاآلومین نشان می‌دهند (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- نمودار تعیین میزان اشباع آلومین در گرانیت‌های منطقه بر اساس شاخص شاند (Maniar, 1989) مرز بین گرانیت‌های I و S (Chappell and White, 1974) است (علائم مانند شکل ۱۰)

عناصر خاکی کمیاب (REE) مفیدترین و مهم‌ترین عناصر کمیاب در

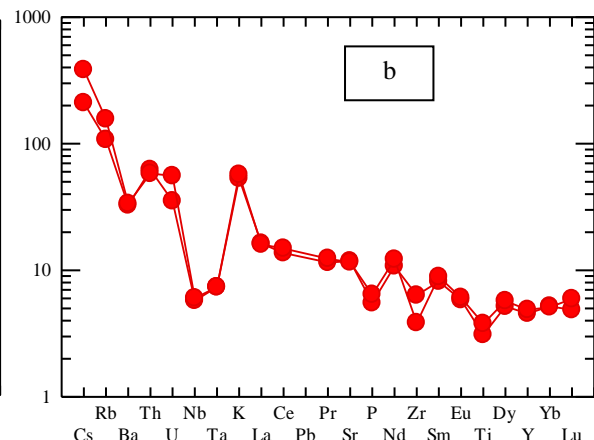
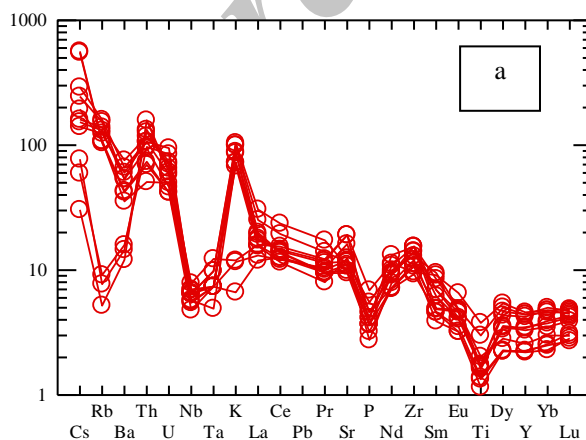


شکل ۱۷- (a) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های توده گرانیتوئیدی میزبان و (b) انکلاوهای موجود درون آن که به کندریت بهنجار شده است (داده‌های کندریت از Nakamura, 1974) است

فرورانشی در سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی منطقه یا آرایش پوسته‌های منتسب می‌دانند. چرا که چین بی‌هنجاری‌هایی در سنگ‌های مشتق از پوسته قاره‌ای هم دیده می‌شود (Arculus, 1987, Van Wagoner et al., 2002). همچنین تهی‌شدگی در عناصر Nb و P که با عنوان بی‌هنجاری Nb-P₂O₅ شناخته شده، از ویژگی سنگ‌های مرتبط با کمان است (Kharbish, 2010).

مقادیر بالای عناصر K, Rb و پایین Sr, P و Ti با مذاب‌های شاخص پوسته‌ای سازگار است (Harris et al., 1986; Chappell and White, 1992) که آلودگی نسبی با پوسته بالایی در طی تحول ماگمایی را به همراه فرایند هضم و تبلوربخشی (AFM) نشان می‌دهد.

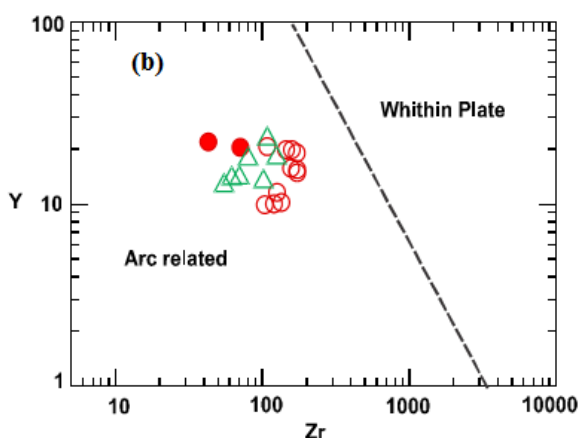
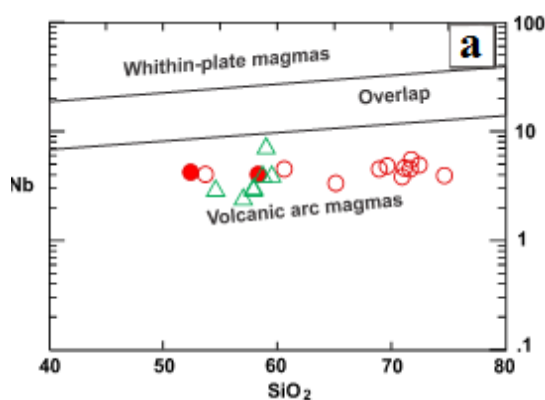
در شکل ۱۹ الگوی عناصر جزئی و خاکی کمیاب مربوط به دایک‌های منطقه، ارائه شده است. شکل این الگو، در بخش LREE شیب کمی دارد و وقتی به Eu می‌رسد بی‌هنجاری منفی خفیفی را نشان می‌دهد. آنگاه در بخش HREE شکل پهن و مسطح به خود می‌گیرد. این الگو، تا حدودی تفکیک و تفریق عناصر سبک و سنگین را آشکار می‌سازد، با این وصف که LREE تا حدودی غنی شده هستند. میزان غنی‌شدگی LREE نسبت به کندریت بین ۲۰ تا ۴۰ است. به گونه‌ای که نسبت (La/Yb)_n در آنها بین ۲/۷۷ تا ۵/۲۱ متغیر است (شکل ۱۹ a, b و جدول ۱). نسبت Eu/Eu* در دایک‌های منطقه بین ۰/۷۷-۱/۱۴ است. مقایسه الگوهای عناصر خاکی کمیاب دایک‌های منطقه با سنگ‌های میزبان و انکلاوها نشان می‌دهد که این الگوها در همه نمونه‌های منطقه مشابه یکدیگر بوده و تنها تفاوت آنها در فراوانی بیشتر LREE در سنگ میزبان منطقه نسبت به دایک‌ها است. این تفاوت نیز به دلیل تفریق یافته‌بودن توده گرانیتوئیدی نسبت به دایک‌های منطقه است.



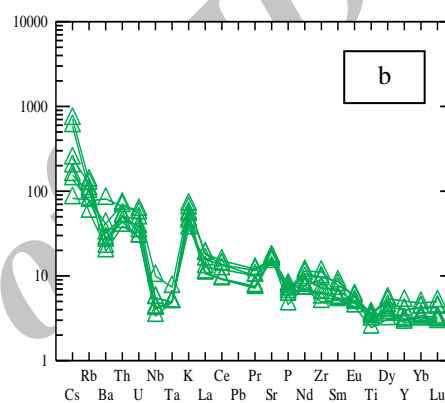
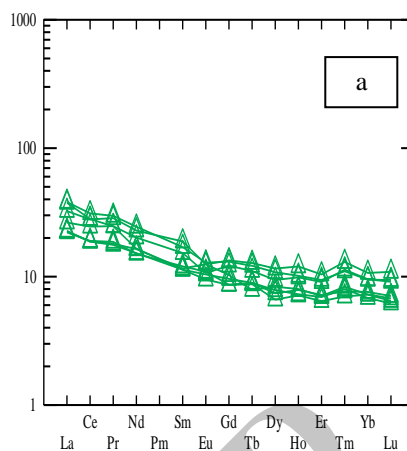
شکل ۱۸- (a) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه‌های توده گرانیتوئیدی میزبان و (b) انکلاوهای موجود در داخل آن، عادی شده به گوشته اولیه از Sun and McDonough, (1989)

(al., 2001) که با ویژگی‌هایی مانند غنی‌شدگی در LILE مثل (K, Rb, Cs) و تهی‌شدگی در Nb-Th و Ti مشخص می‌شوند. محققان عقیده دارند که ماگماهایی با چنین ویژگی‌هایی در محیط‌های فرورانشی تشکیل می‌شوند (Floyd, 1975; Rogers, 1989; Sajona et al., 1996).
به منظور بررسی تشکیل نمونه‌های چهارگنبد در محیط کمائی، از نمودارهای متعددی بهره گرفته شد. در نمودارهای Y در برابر Zr (Le Maitre et al., 1989) و Nb در برابر SiO₂ (Pearce, 1977)، که جهت تفکیک محیط‌های کمائی از محیط‌های درون‌صفحه‌ای ارائه شده‌اند، همه نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در محدوده کمائی آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۲۰).

نمودارهای ارائه‌شده توسط Pearce et al., (1984)، که بر اساس عناصر کمیاب بوده، جهت تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتوئیدها، شامل VAG، WPG، و Syn-COLG است. براساس این نمودارها، همگی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده محیط کمائی آتشفشانی VAG واقع می‌شوند (شکل ۲۱).



شکل ۲۰- موقعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه بر روی نمودارهای زمین‌ساختی-ماگمایی به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه از: (a) نمودار Nb در برابر SiO₂ از (Pearce and Gale, 1977) و (b) نمودار Y در برابر Zr از (Le Maitre et al., 1989). همه نمونه‌ها ویژگی محیط‌های کمائی را نشان می‌دهند. (علائم مانند شکل ۱۰ است)



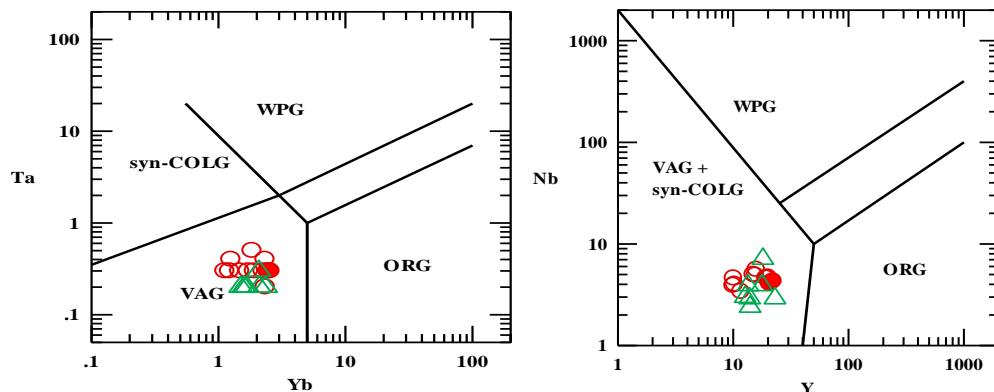
شکل ۱۹- (a) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های دایک‌های منطقه که به کندریت پهن‌جاری شده است (داده‌های کندریت از Nakamura, 1974) است. (b) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های دایک‌های منطقه عادی شده به گوشته اولیه از (Sun and McDonough, 1989)

۵- محیط زمین‌ساختی - ماگمایی

برای بررسی محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی چهارگنبد و دایک‌های دیوریتی منطقه، از داده‌های مختلفی شامل ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، اطلاعات صحرایی و سنگ‌نگاری استفاده شده است. برای این منظور سعی شده تا شواهد ژئوشیمیایی، بیشتر به‌عنوان عوامل کمکی و مکمل همراه با شواهد سنگ‌نگاری و صحرایی به کار برده شود.

زمین‌شناسان متعددی موقعیت زمین‌ساختی-ماگمایی گرانیتوئیدها را بر اساس ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی مورد بررسی قرار داده‌اند. در این زمینه نمودارهای متعددی، توسط محققان ارائه شده است. در این نمودارها از عناصری استفاده شده است که نسبت به فرایندهای ثانویه، غیرحساس بوده و اندازه‌گیری آنها، حتی در سطح غلظت پایین، به‌وسیله روش‌های تجزیه نسبتاً ساده و سریع، با دقت بالا امکان‌پذیر باشد (Rollinson, 1993) از این‌رو، استفاده از عناصری چون فسفر، نیوبیم، ایتیریم، زیرکونیم و تیتانیم که عناصر ناسازگار کم‌تحرك هستند، گسترش یافت.

همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های نفوذی، انکلاوها و دایک‌های منطقه ماهیت کلسیمی قلیایی، I-Type و منیزیمی داشته (Frost et al., 1993)



شکل ۲۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه منطقه بر روی نمودارهای (Pearce et al., 1984). نمونه‌های منطقه در محدوده کماتی - آتشفشانی واقع شده‌اند. سایر محدوده‌ها شامل ORG=گرانیت پشته‌اقیانوسی و WPG=گرانیت‌های درون صفحه‌ای می‌باشد (علائم مانند شکل ۱۰)

نتیجه‌گیری

نشان از ارتباط توده‌های نفوذی با یکدیگر است. غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILE و LREE، همچنین فقیرشدگی آنها از عناصر HFSE و HREE نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها از یک منبع گوشته غنی‌شده در زون‌های فرورانشی است. همچنین تهی‌شدگی از عناصری مانند Ta و Nb و غنی‌شدگی از K، Rb، Th در توده‌های نفوذی مورد مطالعه ممکن است در نتیجه آلیش با مواد پوسته‌ای نیز رخ دهد. بنابراین بر اثر فرورانش مایل اقیانوس نوتتیس به زیر ایران مرکزی، در ابتدا ماگمای مادر بازی از یک گوشته غنی یا متاسوماتیسم‌شده پدید آمده است. این ماگما در طی صعود به افق‌های بالایی دچار هضم و تبلور تفریقی شده و در نهایت ماگماهای حدواسط و اسیدی از آن مشتق شده‌اند.

باتولیت چهارگنبد در سیرجان و در جنوب شرق کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر واقع است. این مجموعه دارای تنوع سنگ‌شناختی از سنگ‌های نسبتاً بازی تا اسیدی است (سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزیدوریت). همه واحدهای ذکر شده از نوع نفوذی‌های نوع I با ماهیت مت‌آلومینوس و کلسیمی-قلیایی هستند. مطالعات سنگ‌نگاری و نیز وجود شواهدی از آمیختگی ماگمایی با ماهیت I بودن آن صدق می‌کند. وجود روندهای خطی و پیوسته عناصر در نمودارهای هارکر و نیز روند مشابه عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی

جدول ۱- نتایج آنالیز دستگاهی نمونه‌های منطقه چهارگنبد

		ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆	ME-ICP0 ₆
SAMPLE		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂
DESCRIPTION		%	%	%	%	%	%	%	%	%
A.H-F5	گرانیت	71.7	15.4	0.87	4.79	0.72	5.61	0.36	0.02	0.36
A.H-A9	گرانیت	68.9	14.8	3.47	2.98	1.04	3.81	3.14	0.01	0.38
A.H-C12	گرانیت	74.6	14.15	1.35	2.48	0.59	6.25	0.2	0.02	0.25
A.H-A13	دایک	54.6	17.9	8.51	8.72	4.33	2.65	1.09	0.01	0.78
A.H-C8	دایک	57	17.4	8.09	6.33	3.57	3.87	1.3	0.01	0.72
A.H-D1	دایک	58.7	17.25	7.24	5.45	2.86	4.2	1.37	0.01	0.66
A.H-C4	دایک	59.5	15.85	5.86	5.98	3.7	3.62	1.89	0.02	0.53
A.H-F3	گرانیت	71.6	14.7	3.08	2.64	0.88	3.86	3.02	0.01	0.29
A.H-H7	گرانیت	69.6	15.15	3.11	2.78	1.15	3.96	3	0.01	0.37
A.H-F8	گرانیت	65.1	16	4.81	4.25	1.72	3.8	2.05	0.01	0.44
A.H-A2	گرانیت	53.7	16.4	8.24	6.19	3.44	3.67	2.19	<0.01	0.82
A.H-C9	دایک	57.9	17.75	7.89	5.37	3.59	4.37	1.57	0.01	0.7
A.H-A14	دایک	59	17.45	7.32	6.69	2.01	3.18	2.09	0.01	0.75
A.H-D4	دایک	57.9	17.3	7.48	6.44	3.67	3.96	1.65	0.01	0.74
A.H-F4	گرانیت	70.9	14.65	3.21	3	0.96	3.76	2.6	0.02	0.3

A.H-C15	انکالو	58.3	16.65	7.93	5.79	2.97	3.89	1.6	0.01	0.67
A.H-A11	گرانیت	71.1	15.1	2.72	3.21	1.01	4.43	2.67	0.01	0.37
A.H-C11	گرانیت	60.6	16.3	6.49	5.53	2.81	3.39	2.18	0.01	0.65
A.H-F7	گرانیت	72.4	15.65	0.73	3.73	0.26	5.39	0.35	0.02	0.35
A.H-C14	انکالو	52.4	17.45	10.05	6.54	3.98	4.18	1.72	<0.01	0.82

		ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	OA-GRA05	TOT-ICP06	ME-MS81
SAMPLE		MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	Total	V
DESCRIPTION		%	%	%	%	%	%	ppm
A.H-F5	گرانیت	0.02	0.08	0.04	0.01	1.55	101.53	37
A.H-A9	گرانیت	0.06	0.09	0.03	0.05	1.34	100.1	49
A.H-C12	گرانیت	0.01	0.06	0.03	0.01	0.78	100.78	24
A.H-A13	دایک	0.2	0.14	0.04	0.02	0.84	99.83	229
A.H-C8	دایک	0.2	0.17	0.04	0.02	2.06	100.78	171
A.H-D1	دایک	0.18	0.16	0.04	0.02	2.01	100.15	150
A.H-C4	دایک	0.12	0.1	0.04	0.03	2.77	100.01	139
A.H-F3	گرانیت	0.05	0.08	0.02	0.04	1.26	101.53	41
A.H-H7	گرانیت	0.06	0.09	0.03	0.06	1.55	100.92	50
A.H-F8	گرانیت	0.1	0.1	0.03	0.03	1.46	99.9	90
A.H-A2	گرانیت	0.14	0.15	0.05	0.03	3.49	98.51	229
A.H-C9	دایک	0.22	0.17	0.05	0.02	1.96	101.57	166
A.H-A14	دایک	0.14	0.15	0.04	0.06	0.96	99.85	178
A.H-D4	دایک	0.19	0.13	0.04	0.03	1.94	101.48	183
A.H-F4	گرانیت	0.07	0.07	0.02	0.04	1.1	100.7	44
A.H-C15	انکالو	0.17	0.12	0.03	0.03	1.6	99.76	180
A.H-A11	گرانیت	0.04	0.08	0.03	0.05	0.94	101.76	48
A.H-C11	گرانیت	0.11	0.12	0.03	0.03	1.59	99.84	164
A.H-F7	گرانیت	0.01	0.1	0.04	0.01	1.13	100.17	35
A.H-C14	انکالو	0.23	0.14	0.03	0.03	2.17	99.74	240

		ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE		Cr	Ni	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Cs	Ba
DESCRIPTION		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F5	گرانیت	100	14	15.5	4.9	403	15.9	157	5.6	3	0.61	101.5
A.H-A9	گرانیت	90	15	15.7	101.5	226	19.3	172	4.6	2	2.3	464
A.H-C12	گرانیت	120	16	13.9	3.3	251	10.3	135	4	1	0.24	84.5
A.H-A13	دایک	60	24	18.9	36.3	324	23	108	2.9	1	1.55	153
A.H-C8	دایک	50	15	18.8	66.8	346	14	70	2.4	2	4.61	136
A.H-D1	دایک	40	7	18.4	77.8	306	17.8	80	3.9	2	1.92	181.5
A.H-C4	دایک	120	28	16.5	50.4	353	13.4	102	3.9	1	0.65	287
A.H-F3	گرانیت	80	<5	15.3	97.5	209	10.1	120	4.6	1	1.94	374
A.H-H7	گرانیت	100	11	16.4	88.3	244	15.6	173	4.9	1	1.27	529
A.H-F8	گرانیت	100	24	18.5	68.8	263	11.7	126	3.4	1	1.53	301
A.H-A2	گرانیت	40	32	19.1	68.2	403	20.9	108	4.1	1	4.46	248

A.H-C9	دایک	40	29	20.5	84.6	354	13.9	62	2.9	2	5.61	192.5
A.H-A14	دایک	60	6	18.7	48.8	333	18.1	125	7.1	1	1.09	566
A.H-D4	دایک	90	14	19.2	62	334	12.7	55	3	2	1.22	221
A.H-F4	گرانیت	120	14	14.9	83.3	200	10	104	3.9	1	1.21	374
A.H-C15	انکلاو	50	18	19	68.4	249	20.7	71	4.1	1	1.66	228
A.H-A11	گرانیت	110	18	16.1	78.8	233	20.1	159	4.7	2	1.11	421
A.H-C11	گرانیت	80	18	18.1	66.2	247	20.1	145	4.6	2	4.36	294
A.H-F7	گرانیت	130	17	16.9	5.8	341	15	173	5	4	0.47	111
A.H-C14	انکلاو	20	12	21.6	99.4	244	22.2	43	4.3	2	3.03	235

		ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
DESCRIPTION		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F5	گرانیت	11	27.4	3.38	12.9	2.75	0.68	2.21	0.39	2.48	0.52	1.63
A.H-A9	گرانیت	21	41.9	4.78	17.9	3.77	0.8	3.24	0.49	3.2	0.71	2.06
A.H-C12	گرانیت	8.2	22.4	2.79	10.7	2.03	0.54	1.83	0.25	1.65	0.33	1.13
A.H-A13	دایک	10.7	24.1	3.19	14.4	3.81	0.96	3.69	0.6	3.96	0.84	2.34
A.H-C8	دایک	7.3	16.4	2.09	9.5	2.44	0.84	2.39	0.42	2.54	0.55	1.62
A.H-D1	دایک	8.7	21.2	2.77	12.7	3.1	0.82	3.36	0.52	3.23	0.69	2.04
A.H-C4	دایک	12.4	24.3	2.76	10.4	2.3	0.73	2.38	0.41	2.27	0.5	1.45
A.H-F3	گرانیت	13.7	24.7	2.66	9.7	1.73	0.54	1.77	0.28	1.65	0.35	1.16
A.H-H7	گرانیت	17.3	34.5	3.86	14.7	3.09	0.7	2.82	0.45	2.63	0.59	1.8
A.H-F8	گرانیت	10.7	20.5	2.21	9.8	2.16	0.78	2.2	0.31	2.08	0.45	1.26
A.H-A2	گرانیت	11.9	25.9	3.27	15.3	4.04	1.1	3.99	0.63	3.99	0.85	2.35
A.H-C9	دایک	7.4	16.2	2.02	10.3	2.35	0.96	2.84	0.37	2.86	0.56	1.59
A.H-A14	دایک	12.6	26.9	3.33	15.4	3.45	0.99	3.61	0.57	3.71	0.71	2.12
A.H-D4	دایک	7.5	16.2	1.98	9.6	2.3	0.8	2.65	0.42	2.69	0.51	1.56
A.H-F4	گرانیت	13.2	24.4	2.61	9.6	2.04	0.59	1.97	0.28	1.68	0.38	1.02
A.H-C15	انکلاو	11.2	24.3	3.18	14.6	3.62	0.98	3.89	0.57	3.82	0.86	2.26
A.H-A11	گرانیت	10.8	22.3	2.63	12.3	3.08	0.77	3.48	0.57	3.43	0.75	2.4
A.H-C11	گرانیت	12.3	25.2	3.15	13.5	4.22	0.82	3.57	0.6	3.7	0.77	2.3
A.H-F7	گرانیت	9	21.5	2.87	12.6	2.19	0.81	3	0.41	2.58	0.56	1.77
A.H-C14	انکلاو	11	26.4	3.41	16.5	3.95	1.02	4.03	0.67	4.22	0.94	2.73

		ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE		Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U
DESCRIPTION		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F5	گرانیت	0.27	1.85	0.31	4.4	0.5	1	11.3	1.37
A.H-A9	گرانیت	0.34	2.34	0.36	4.5	0.4	1	9.06	1.22
A.H-C12	گرانیت	0.17	1.23	0.2	3.5	0.3	<1	13.45	1.28
A.H-A13	دایک	0.39	2.35	0.37	3	0.2	1	4.24	1
A.H-C8	دایک	0.23	1.67	0.24	2.1	0.2	3	3.3	0.61
A.H-D1	دایک	0.34	2.1	0.31	2.3	0.2	1	4.3	0.7
A.H-C4	دایک	0.21	1.59	0.22	2.8	0.2	2	6	1.15

A.H-F3	گرانیت	0.17	1.26	0.23	3.3	0.4	1	10.8	1.54
A.H-H7	گرانیت	0.27	1.93	0.32	4.6	0.3	1	10	1.48
A.H-F8	گرانیت	0.22	1.48	0.22	3.7	0.3	1	6.27	0.88
A.H-A2	گرانیت	0.37	2.35	0.33	3.3	0.2	1	4.32	1.05
A.H-C9	دایک	0.25	1.6	0.23	2.2	0.2	2	3.67	0.61
A.H-A14	دایک	0.33	2.08	0.32	3.5	0.3	1	5.64	1.26
A.H-D4	دایک	0.24	1.5	0.21	1.8	0.2	1	4.3	0.79
A.H-F4	گرانیت	0.17	1.13	0.21	3.2	0.3	1	8.01	0.97
A.H-C15	انکلاو	0.32	2.56	0.36	2.6	0.3	1	5.29	0.74
A.H-A11	گرانیت	0.34	2.26	0.34	4.7	0.3	1	9.06	1.99
A.H-C11	گرانیت	0.31	2.46	0.35	4.2	0.3	1	5.92	0.88
A.H-F7	گرانیت	0.26	1.73	0.29	5	0.3	1	8.23	1.78
A.H-C14	انکلاو	0.38	2.52	0.44	1.8	0.3	1	4.94	1.17

لازم به ذکر است که اکسیدهای عناصر باریوم، کروم و استرانسیوم جزء آنالیز ICP بوده و اینجا کاربردی ندارد.

مراجع

granitoid intrusive and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization Unpublished", *Ph.D. thesis, Shahid Bahonar of University Kerman, P.310.*

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Mcpherson, C., Dosseto, A., 2007, "Amphibole "Sponage" in arc crust?", *Geology V. 35, P. 787-790.*

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", *Geological Society of London Journal, V. 149, P. 569-579.*

Foley, S. F. & Wheller, G. E., 1990, "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", *Chemical Geology V. 85, P. 1-18.*

Floyd, P. A., & Winchester, J. A., 1975, "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements", *Earth and Planetary science letters, 27(2), P.211-218.*

Frost B., Ronald, Calvin G., Barnes, William J., Collins, Richard J., Arculus, David J., Allis and Carol D., Frost, 2001, "A Geochemical Classification for Granitic Rocks", *J. Of Petrology 42: P.2033-2048.*

Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986, "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism", *Geological Society, London, Special Publications V. 19, P. 67-81.*

Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science, 8, P.523-548.*

Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P., & Pettke, T., 2005, "Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth", *Nature, 437(7059), P. 724-727.*

Kharbish, S., 2010, "Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro-diorite suite, central Eastern Desert, Egypt", *Chemie der Erde-Geochemistry, 70(3), P.257-266.*

خان‌ناظر، ن. ع.، امامی، ه. ۱۳۷۵، نقشه چهارگنبد، سازمان زمین‌شناسی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

Alavi, M., 1994, "Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation", *Tectonophysics, 229: P.211-238.*

Arculus, R. J., 1987, "The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis", *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 32(1), P. 1-12.*

Bea, F., Fershtater, G., Corretge, L.G., 1992, "The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium", *Lithos 29, P. 43-56.*

Berberian, F., Berberian, M., 1981, "Tectono plutonic episodes in Iran. Geological Survey of Iran", *Report, 52: P.566-593.*

Broska, I., William, C.T., Uher, P., Konecny, P., Leichmann, J., 2004, "The geochemistry of phosphorous in different suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and P-bearing feldspar", *Chemical Geology 205, P.1-15.*

Chappell, B.W., 1999, "Aluminium saturation in I-and S-type granites and characterization of fractionated haplogranites", *Lithos 46 (3), P. 535-551.*

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992, "I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 83, P. 1-26.*

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974, "Two contrasting granite types", *Pacific Geology 8, P. 173-174.*

Cox, k. G., Bell, J. D. and Pankhurst R., 1979, "The interpretation of igneous rocks", London, *George Allen and Unwin, P. 450.*

Dargahi, 2007, "post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrehabak region NW of Kerman: Istopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of

- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. J., & Keller, M. J., 1989**, "Lameyre Le Bas, PA Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, AR Wolley, B. Zanetti", *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, P.193.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989**, "Tectonic discrimination of granitoids", *Geo. Soc. Am. Bull.*, V. 101, P. 635-643.
- McClay, KR., Whitehouse, PS., Dooley, T., Richards, M., 2004**, "3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence", *Marine and petroleum Geology journal*, 21: P.857-877.
- Molinaro, M., Zeyen, H., Laurencin, X., 2004**, "Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break", *Terra Nova*, 17: P.1-6.
- Nakamura, N., 1974**, "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K incarbonaceous and ordinary chondrites", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, P.757-775.
- Pearce, J. A., & Gale, G. H., 1977**, "Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks", *Geological Society, London, Special Publications*, 7(1), P.14-24.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984**, "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J. Petrol.* 25, P.956-983.
- Rogers, G., & Hawkesworth, C. J., 1989**, "A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge", *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3), P.271-285.
- Rollinson, H.R., 1993**, "Using geochemical data, evolution, Presentation interpretation", *Longman Scientific and Technical*.
- Sajona, F. G., Mayry, R. C., Bellon, H., Cotten, J., & Defant, M., 1996**, "High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts", *Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). Journal of Petrology*, 37(3), P. 693-726.
- Stocklin, J., 1968**, "Structural history and tectonics of Iran: a review", *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 52: P.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 ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, P. 313-345.
- Shahabpour, J., 2007**, "Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt", *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 30: P.652-665.
- Van Wagoner, N. A., Leybourne, M. I., Dadd, K. A., Baldwin, D. K., & McNeil, W., 2002**, "Late Silurian bimodal volcanism of southwestern New Brunswick", *Canada: Products of continental extension. Geological Society of America Bulletin*, 114(4), P. 400-418.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1983**, "Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt", *southeastern Australia. Geological Society American Memoir V. 159: P.21-34*.
- Wilson, M., 1989**, "Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach", *Unwin Hyman*, P.466.
- Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R., Vannucci, R., 2004**, "Trace-element partitioning in olivine: modeling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt", *Lithos*, 75: P.39-54.