

# کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی باتولیت گرانیتویدی چهارگنبد، جنوب باختر کرمان

عبدالحمید انصاری<sup>۱</sup>، سید جمال شیخ ذکریایی<sup>۲</sup>، سارا درگاهی<sup>۲</sup> و محسن آروین<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۱۸

## چکیده

باتولیت چهارگنبد در سیرجان و در بخش جنوب خاوری پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای گرفته است. این توده نفوذی با ترکیب اسیدی تا کمی حد واسط به درون واحدهای آتشفشانی انوسن تریق شده است. گرچه بیشتر حجم ترکیبات سنگی، گرانودیوریت و مونزوگرنایت است؛ اما ترکیبات سنگی دیگر شامل کوارتزیدیوریت، تونالیت و سینوگرنایت نیز دیده می‌شود. مرز تبدیل سنگ‌ها به یکدیگر تدریجی است. بافت موجود در سنگ‌های توده نفوذی چهارگنبد بیشتر به صورت گرانولار است و در برخی موارد به پورفیریوید تبدیل می‌شود. انکلاوهای موجود در توده چهارگنبد شامل انکلاوهای بیگانه، انکلاوهای مافیک (با ترکیب دیوریت و کوارتزیدیوریت) و انکلاوهای پیش‌رس (با ترکیب تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرنایت) است. دایک‌ها با ترکیب‌های مختلف، توده نفوذی را قطع کرده‌اند. ترکیب این دایک‌ها شامل رگه‌های اسیدی مربوط به مرحله پگماتیسی، دایک‌های با بافت دانه‌ریز (آندزیت، آندزیت بازالتی) و دایک‌های مافیک میکروگرانولار (شبه به انکلاوهای مافیک) است. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه، ویژگی‌های گرانیتویدی‌های نوع I را نشان می‌دهند. همچنین گرنایت‌های توده گرانیتویدی منطقه ماهیت منیزی دارند و ویژگی گرنایت‌های کوردیلرای را نشان می‌دهد. بر پایه نمودارهای تعیین محیط تک‌نوم‌ماگمایی، همه نمونه‌های مورد مطالعه از منطقه چهارگنبد، در محدوده جزایر کم‌انرژی ناشی از فروانش قرار می‌گیرند و ویژگی محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌شناسی، چهارگنبد، تک‌نوم‌ماگمایی، انکلاو، دایک، گرانودیوریت، مونزوگرنایت.

\*نویسنده مسئول: دکتر سیدجمال شیخ ذکریایی

E-mail: j.sheikhzakria@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۸۰ کیلومتری شمال خاور سیرجان و ۳۲ کیلومتری شمال باختر بخش بلورد در استان کرمان جای گرفته است و با توجه به تقسیمات ساختاری رسوبی ایران (Stocklin, 1968) در جنوب خاور کمرند ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد (خان‌ناظر و امامی، ۱۳۷۵؛ شکل ۱). کمان ماگمایی ارومیه دختر در امتداد حاشیه فعال خردقاره ایران مرکزی و در حد فاصل پهنه‌های سندج سیرجان و ایران مرکزی، یک کمان ماگمایی از نوع آندی است که بیشتر از سنگ‌های نفوذی و خروجی با ترکیب تولدایی، کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم تشکیل شده است (Alavi, 1994; Shahabpour, 2007). ترکیب سنگی یاد شده در نتیجه فروانش نوتیتیسی به زیر ایران مرکزی ایجاد شده است (Berberian and Berberian, 1981). کهن‌ترین سنگ‌های مجموعه ماگمایی ارومیه دختر، سنگ‌های نفوذی کالک‌آلکانل به سن پیش از ژوراسیک هستند که در حاشیه جنوب خاور ایران مرکزی قرار گرفته‌اند. همچنین جوان‌ترین آنها مخروط‌های آتشفشانی با ترکیب آلکانل و کالک‌آلکانل به سن پلیوسن و جریان‌گذاره و آذرآواری‌هایی به سن کواترنری هستند (Berberian and Berberian, 1981).

بیشتر گرانیتویدهای جنوب باختر کرمان ترکیب گرنایتی تا گرانودیوریتی دارند و متالومینوس و کالک‌آلکانل هستند (Dargahi, 2007). فروانش مایل اقیانوس نوتیتیسی به زیر ایران مرکزی سبب فعالیت گسل‌های برشی در بخش‌های بالایی پوسته و نفوذ توده‌های گرانیتویدی شده است (McClay et al., 2004; Molinaro et al., 2004). این گرانیتویدها به سن الیگومیوسن هستند و در اثر عملکرد گسل چهارگنبد، نفوذ و جایگیری کرده‌اند. همچنین دایک‌هایی بسیاری توده‌های یاد شده را قطع کرده‌اند. هدف از این مطالعه بررسی دقیق سنگ‌شناسی توده گرانیتویدی، بررسی آنکلاوها و دایک‌های مافیک موجود در توده و پدیده آمیختگی ماگمایی با تأکید بر داده‌ها و مطالعات ژئوشیمیایی است. بنابراین برای دست‌یابی به هدف یاد شده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و نیز نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی بهره گرفته شده است. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی برای بررسی پتروژنز و محیط زمین‌ساختی مورد بحث قرار گرفت.

## ۲- مواد و روش‌ها

مطالعه روی تغییر و تحولات ایجاد شده و دنبال کردن روند رویدادهای رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصل از آن توسط مطالعات ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد. هدف از این مطالعه تشریح ارتباط ژئوتیک ترکیب سنگی نفوذی رختمون یافته در منطقه مورد مطالعه با تأکید بر داده‌ها و مطالعات ژئوشیمیایی است. بنابراین برای دست‌یابی به هدف یاد شده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و نیز نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی بهره گرفته شده است. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی برای بررسی پتروژنز و محیط زمین‌ساختی گرانیتویدها مورد بحث واقع شده‌اند. بنابراین به منظور مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی ۱۳۵ نمونه برداشت شد که محل نمونه‌برداری روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مشخص شده است (شکل ۲). از این میان، 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-Cemex کانادا فرستاده شد. عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-ES و ICP-MS تجزیه شدند که نتایج در جدول ۱ ارائه شده است.

## ۳- روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

باتولیت چهارگنبد از دید سنگ‌شناسی دارای گوناگونی ترکیبی است؛ به طوری که شامل گرانودیوریت، مونزوگرنایت، سینوگرنایت، تونالیت و کوارتزیدیوریت است. این گوناگونی ترکیبی، نشان از رخداد تبلور تفریقی در ماگمای مادر سازنده نفوذی‌های یاد شده دارد. مرز توده‌های فلسیک با مافیک تدریجی است؛ به طوری که سنگ‌های فلسیک در بخش‌های مرکزی و سنگ‌های مافیک‌تر در حواشی باتولیت رختمون یافته‌اند. با توجه به اینکه سنگ‌های گرانیتویدی تنها سنگ‌های انوسن را قطع کرده‌اند، بر پایه شواهد چینه‌ای زمان جایگیری توده‌های نفوذی منطقه پس از انوسن خواهد بود. وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایک‌های میکروگرانولار مافیک در نفوذی‌های منطقه مورد مطالعه نشان از فرایند آمیختگی در میان اعضای مافیک و فلسیک دارد. برای آسان‌سازی بررسی سنگ‌نگاری، گروه

سنگ‌های مورد مطالعه به سنگ‌های گرانیتوئیدی، دایک‌ها و آنکلاوها تقسیم‌بندی شد. شکل ۳ نمای از توده یاد شده را نشان می‌دهد.

کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن و کانی‌های جزئی آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر هستند. کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی نیز به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند. پلاژیوکلازها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و در اندازه‌های متفاوتی دیده می‌شوند. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها وجود منطقه بندی نوسانی، منطقه بندی وارون (داده‌های تجزیه میکروپروب)، حواشی خورده شده و نیز دگرسانی از مرکز است (شکل ۴ الف). همچنین ماکل‌های تکراری، کارلساد و زایش‌های بسیار از پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۴ ب).

بلورهای کوارتز دارای دو نوع ادخال 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 ۴ ج). همچنین بافت گرافیک (همرشدی کوارتز با فلدسپار قلیایی) در سنگ‌های گرانیتوئیدی دیده می‌شود. فلدسپارهای قلیایی به صورت بی شکل دارای بافت پیویی کلیتیک و بافت‌های پرتیتی هستند. آمفیبول‌ها به حالت نیمه شکل دار و شکل دار و به صورت بلورهای درشت تا ریز دیده می‌شوند. برخی از آمفیبول‌ها شکل اولیه خود را از دست داده و به کلریت و اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند (شکل ۵ الف). بیوتیت‌ها هم به صورت شکل دار و نیمه شکل دار دارای دو نسل هستند؛ به طوری که هم به صورت ماگمایی (شکل ۵ ب) و هم به صورت ثانویه حاصل از تجزیه آمفیبول و پیروکسن‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۵ ج). پیروکسن‌ها نیز بیشتر به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار هستند و در آنها اورالتی شدن نیز دیده می‌شوند.

#### ۴- ژئوشیمی

مطالعات سنگ‌نگاری نشان داد که واحدهای سنگی منطقه، از دید ترکیب و سنگ‌شناسی گوناگونی خیلی گسترده‌ای ندارند. بر پایه نمودار نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی (TAS) (Cox et al., 1979) دامنه ترکیبی توده گرانیتوئیدی میزان منطقه از کوارتز دیوریت تا گرانیت در تغییر است (شکل ۶). البته همان‌گونه که در شکل ۶ نیز مشخص است، بیشتر نمونه‌های این توده، ترکیب گرانیتی دارند و تنها شمار محدودی از آنها ترکیبات مافیک‌تر نشان می‌دهند. آنکلاوهای موجود درون توده نیز، ترکیبات گابروئیدی و دیوریتی نشان می‌دهند. با در نظر گرفتن این نکته می‌توان گفت که آنکلاوهای موجود، نسبت به سنگ میزبان ترکیبات به نسبت مافیک‌تری نشان می‌دهند. دایک‌های منطقه ترکیب چیره دیوریتی دارند و تنها یک نمونه ترکیب گابروئیدی نشان می‌دهد. بر پایه این نمودار سری‌های ماگمایی به دو دسته آلکانل و ساب‌آلکانل تقسیم می‌شوند (شکل ۷ الف). همان‌گونه که از شکل بر می‌آید؛ نمونه‌های منطقه مطالعاتی در محدوده ساب‌آلکانل قرار می‌گیرند. در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نیز که به منظور تفکیک دو سری ماگمایی توله‌ای و کالک آلکانل به کاررفته است؛ نمونه‌های مورد مطالعه گرایش به سوی کالک آلکانل نشان می‌دهند (شکل ۷ ب).

توده گرانیتوئیدی در نمودار تعیین ترکیب سنگ‌ها در محدوده دیوریت تا گرانیت جانمایی می‌شود (شکل ۶) و آنکلاوها ترکیب دیوریتی نشان می‌دهند. اکسیدهای عناصر اصلی مانند  $Al_2O_3$ ،  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $P_2O_5$  در آنکلاوهای موجود درون توده مقادیر بالاتری نسبت به سنگ میزبان نشان می‌دهند (شکل ۸). در حالی که مقادیر عناصر  $K_2O$  و  $Na_2O$  در آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان کمتر است. دامنه تغییرات مهم‌ترین عناصر اصلی در نمونه‌های سنگ‌های میزبان منطقه به صورت  $Al_2O_3$  (۱۶/۴۴wt) (۱۴/۱۵)،  $Fe_2O_3$  (۲/۷۳)،  $MgO$  (۳/۴۴wt) (۲/۲۶)،  $CaO$  (۶/۱۹wt) (۲/۴۸)،  $Na_2O$  (۶/۲۵wt) (۳/۳۹) و

عناصر  $Ni$ ،  $Co$ ،  $V$  و  $Cr$  جزو عناصر سازگار به شمار می‌روند که در طی تفریق ماگمایی از میزان آنها کاسته می‌شود. چرا که این عناصر ترجیح می‌دهند وارد کانی‌های فرومیزین شوند. بنابراین، انتظار می‌رود همگام با تفریق ماگمایی از مقادیر این عناصر در مذاب‌های تفریق یافته کاسته شود (Rollinson, 1993; Zanetti et al., 2004). روند کاهشی عنصر  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$  که ویژگی شاخص گرانیتوئیدهای I-Type است (Bea et al., 1992; Chappell, 1999; Broska et al., 2004) به منشأ گرفتن ماگمای سازنده سنگ‌های امیدی از بخش فروپسته‌ای منتسب دانسته‌اند. همچنین بر پایه نمودار  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  همه واحدهای مورد مطالعه، در محدوده گرانیت‌های I-Type قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

بر پایه نمودار ضریب اشباع از آلومین (White and Chappell, 1983) که به صورت  $A/CNK$  ( $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ) تعریف شده است، توده گرانیتوئیدی منطقه ویژگی متآلومین نشان می‌دهد (شکل ۱۲).

عناصر خاکی کمیاب (REE) مفیدترین و مهم‌ترین عناصر کمیاب در مطالعات سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین (رسوبی و دگرگونی) هستند. برای ارزیابی تغییرات و رفتار REE و عناصر کمیاب طی تحولات ماگمایی، باید مقادیر این عناصر به ترتیب با مقادیر میانگین کندریت و گوشته اولیه بهنجار شود. نمودارهای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت و گوشته اولیه برای توده گرانیتوئیدی میزبان و آنکلاوهای همراه در شکل ۱۳ رسم شده است. همچنان که مشخص است، سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان و آنکلاوهای همراه، الگوهای REE به نسبت تفریق یافته با الگوهای LREE شیب‌دار و MREE و HREE تخت به نمایش می‌گذارند. در واقع آنکلاوها و سنگ‌های میزبان آنها غنی‌شدگی در عناصر LREE (میان حدود ۲۵ تا ۷۰ برابر کندریت) نسبت به HREE نشان می‌دهند؛ به طوری که نسبت  $(La/Yb)_n$  در آنها میان ۲/۳۴ تا ۹/۱۸ در تغییر است (شکل ۱۳ a و b و جدول ۱). این روندها می‌تواند توسط تفریق هورنبلند (MREE) و زیرکن (HREE) توضیح داده



این تفاوت نیز به دلیل تفریق یافته بودن توده گرانیتیویدی نسبت به دایک‌های منطقه است.

#### ۵- محیط تکنونوماگمایی

برای بررسی محیط زمین‌ساختی توده گرانیتیویدی 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 است تا شواهد ژئوشیمیایی، بیشتر به عنوان عوامل کمکی و مکمل همراه با شواهد سنگ‌نگاری و صحرایی به کار برده شود. زمین‌شناسان بسیاری موقعیت تکنونوماگمایی گرانیتیویدها را بر پایه ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی مورد بررسی قرار داده‌اند. در این زمینه نمودارهای بسیاری، توسط پژوهشگران ارائه شده است. در این نمودارها از عناصری استفاده شده است که نسبت به فرآیندهای ثانویه، غیر حساس باشند و اندازه‌گیری آنها، حتی در سطح غلظت پایین، به وسیله روش‌های تجزیه به نسبت ساده و سریع، با دقت بالا امکان‌پذیر باشد (Rollinson, 1993). از این رو، استفاده از عناصری چون فسفر، نیوم، ایتیم، زیرکیم و تیتانیوم که عناصر ناسازگار کم‌تحرک هستند، گسترش یافت. همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های نفوذی، آنکلاوها و دایک‌های منطقه ماهیت کالک‌آلکان، I-Type و میزیمی دارند (Frost et al., 2001) که با ویژگی‌هایی همچون غنی‌شدگی در (K, Rb, Cs) LILE و تهی‌شدگی در Nb-Th و Ti مشخص می‌شوند. پژوهشگران بر این باورند که ماگماهای با چنین ویژگی‌هایی در محیط‌های فرورانشی تشکیل می‌شوند (Floyd and Winchester, 1975; Rogers and Hawkesworth, 1989; Sajona et al., 1996). به منظور بررسی تشکیل نمونه‌های چهارگنبد در محیط کمانی، از نمودارهای بسیاری بهره گرفته شد. در نمودارهای Y در برابر Zr (Le Maitre et al., 1989) و Nb در برابر SiO<sub>2</sub> (Pearce and Gale, 1977) که برای تشخیص محیط‌های کمانی از محیط‌های درون صفحه‌ای ارائه شده‌اند، همه نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۶). نمودارهای ارائه شده توسط Pearce et al. (1984) که بر پایه عناصر کمیاب هستند، برای تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتیویدها، شامل VAG، ORG، WPG و Sym-COLG به کار می‌روند. بر پایه این نمودارها، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده محیط کمان آتشفشانی VAG جانمایی می‌شوند (شکل ۱۷).

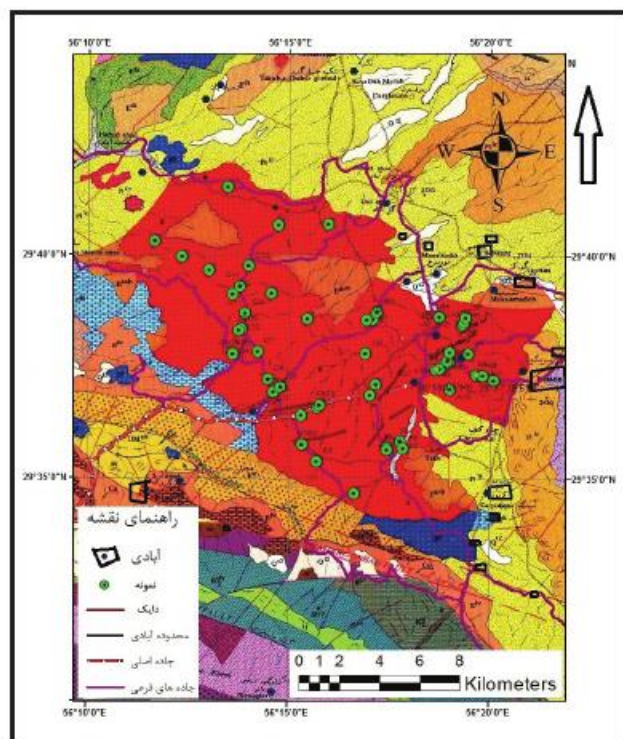
#### ۶- نتیجه‌گیری

باتولیت چهارگنبد در سیرجان و در جنوب خاور کمرند ماگمایی ارومیه دختر جای گرفته است. این مجموعه دارای گوناگونی سنگ‌شناختی از سنگ‌های به نسبت بازیگ تا اسیدی است (سینوگرایت، مونزوگرایت، گرانودیوریت، توئالیت، کوآرتز دیوریت). همه واحدهای یاد شده از نوع نفوذی‌های نوع I با ماهیت متآلمینوس و کالک‌آلکان هستند. مطالعات سنگ‌نگاری و نیز وجود شواهدی از آمیختگی ماگمایی نشان‌دهنده ماهیت I آنها است. وجود روندهای خطی و پیوسته عناصر در نمودارهای هارکر و نیز روند مشابه عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نشان از ارتباط توده‌های نفوذی با یکدیگر دارد. غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILE و LREE همچنین فقیرشدگی آنها از عناصر HFSE و HREE نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها از یک منبع گوشه غنی شده در پهنه‌های فرورانشی است. همچنین تهی‌شدگی از عناصری مانند Nb و Ta و غنی‌شدگی از K، Rb، Th در توده‌های نفوذی مورد مطالعه می‌تواند در نتیجه آلاش با مواد پوسته‌ای نیز رخ دهد. بنابراین در اثر فرورانش مایل اقیانوس نوتیس به زیر ایران مرکزی، در ابتدا ماگمای مادر بازیگ از یک گوشه غنی یا متاسوماتیسم شده پدید آمده است. این ماگما در طی بالآمدگی به افق‌های بالایی دچار هضم و تبلور تفریقی شده است و در نهایت ماگماهای حد واسط و اسیدی از آن مشتق شده‌اند.

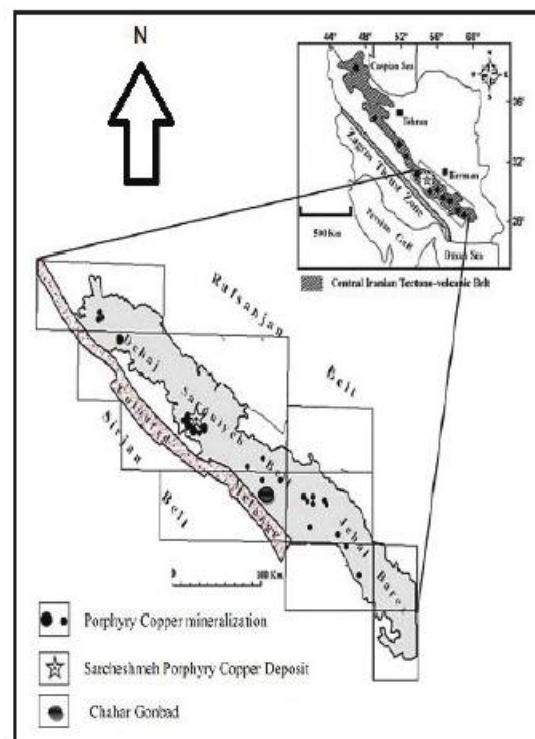
شود. تفریق آمفیبول می‌تواند ویژگی‌های عناصر اصلی را در مذاب‌های محیط‌های کمانی متأثر کند. آمفیبول دارای مقادیر SiO<sub>2</sub> بالاتر و TiO<sub>2</sub> پایین‌تری است؛ بنابراین چنین تفریقی به‌طور مؤثری مذاب‌های باقیمانده را به سوی SiO<sub>2</sub> بالاتر و TiO<sub>2</sub> پایین‌تر سوق خواهد داد (Davidson et al., 2007) که با روند دیده شده در سنگ‌های منطقه سازگار است؛ همچنین حضور فازهای فرعی همچون اسفن، زیرکن و آپاتیت تأثیر زیادی روی الگوی REE دارد و ضرایب جدایش آنها را بالا می‌برد؛ 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 ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین عناصر LREE می‌توانند وارد مذاب حاصل از ذوب شوند. در حالی که عناصر HREE تمایلی به وارد شدن به فاز مذاب ندارند و مذاب از این عناصر تهی می‌شود. همچنین سنگ‌های منطقه و آنکلاوهای درون آنها بی‌هنجاری منفی خفیفی در عنصر Eu نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه روند منفی Sr در نمودارهای تغییرات، به دلیل تفریق کانی پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود. نسبت Eu/Eu\* در این سنگ‌ها و آنکلاوهای همراه به ترتیب میان ۰/۶۳ تا ۱/۰۹ و ۰/۷۸ تا ۰/۸۰ است. در نمودار عناصر کمیاب و خاکی کمیاب به‌نحوا شده با گوشه اولیه، سنگ‌های میزبان منطقه در عناصر Ba، Nb، Ta، Ti و P بی‌هنجاری منفی و در عناصر LREE، Cs، Rb، Th، U، K، Zr بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۱۴ a). آنکلاوهای منطقه نیز از دید ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی رفتاری مشابه سنگ‌های میزبان نشان می‌دهند و همانند آنها در عناصر Ba، Nb، Ta، Ti و P تهی‌شدگی و در عناصر K، Rb، Th، U، Cs و LREE غنی‌شدگی دارند (شکل ۱۴ b). تنها تفاوت آنکلاوها و سنگ‌های میزبان در تهی‌شدگی آنکلاوها از عنصر 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 یاد شده در آنکلاوها و سنگ‌های میزبان، با محیط ژئودینامیکی شامل فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش سازگار است (Willson, 1989; Foley and Wheller, 1990; Kessel et al., 2005). از سوی دیگر بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb، Ta و Ti را نیز به دخالت مؤلفه‌های فرورانشی در پتروژن توده گرانیتیویدی منطقه یا آلاش پوسته‌ای منتسب می‌دانند. چرا که چنین 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-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> شناخته می‌شود، از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با کمان است (Kharbush, 2010). مقادیر بالای عناصر K و Rb و مقادیر 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 تبلور بخشی (AFM) نشان می‌دهد.

در شکل ۱۵ الگوی عناصر کمیاب 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 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 میان ۲۰ تا ۴۰ است. به طوری که نسبت (La/Yb)<sub>n</sub> در آنها میان ۲/۷۷ تا ۵/۲۱ در تغییر است (شکل ۱۵ a و b و جدول ۱). نسبت Eu/Eu\* در دایک‌های منطقه میان ۰/۷۷ تا ۱/۱۴ است. مقایسه الگوهای عناصر خاکی کمیاب دایک‌های منطقه با سنگ‌های میزبان و آنکلاوها 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 دایک‌هاست.





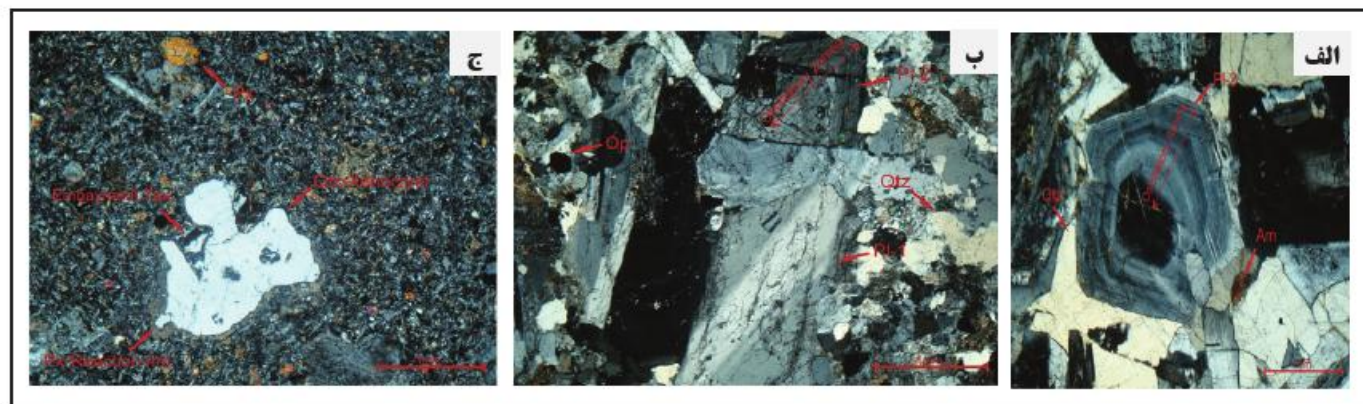
شکل ۲- موقعیت نمونه‌ها روی نقشه زمین‌شناسی چهارگنبد (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی).



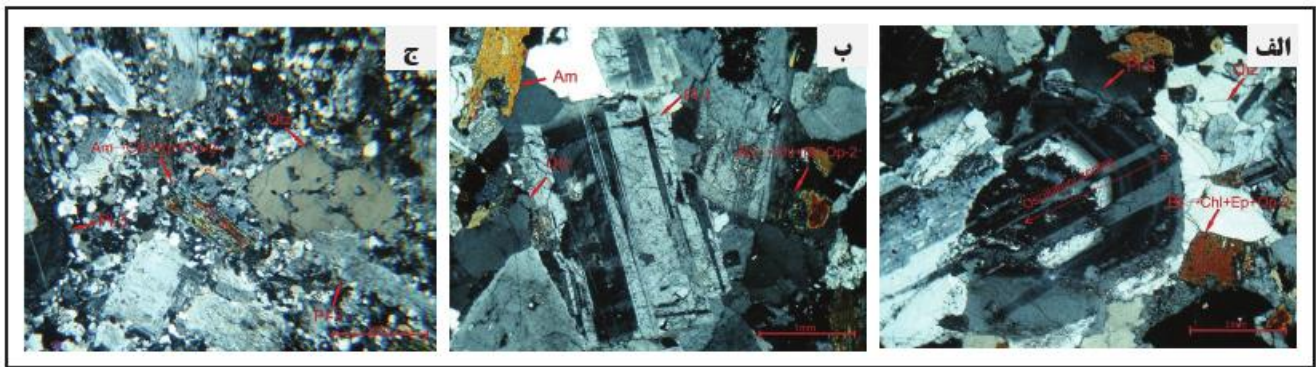
شکل ۱- موقعیت توده گرانیتوئیدی چهارگنبد در کمربند دهنج ساردویی (خان‌ناظر و امامی، ۱۳۷۵).



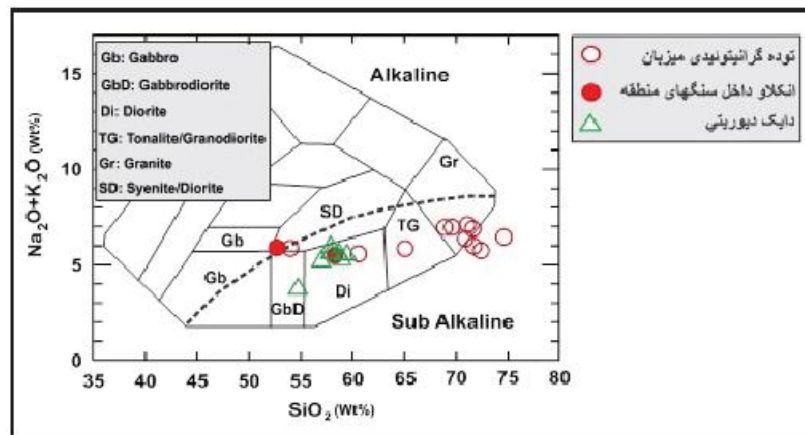
شکل ۳- تصویری از انکلاوهای میکروکلین و گرانولارمایتیک موجود در توده.



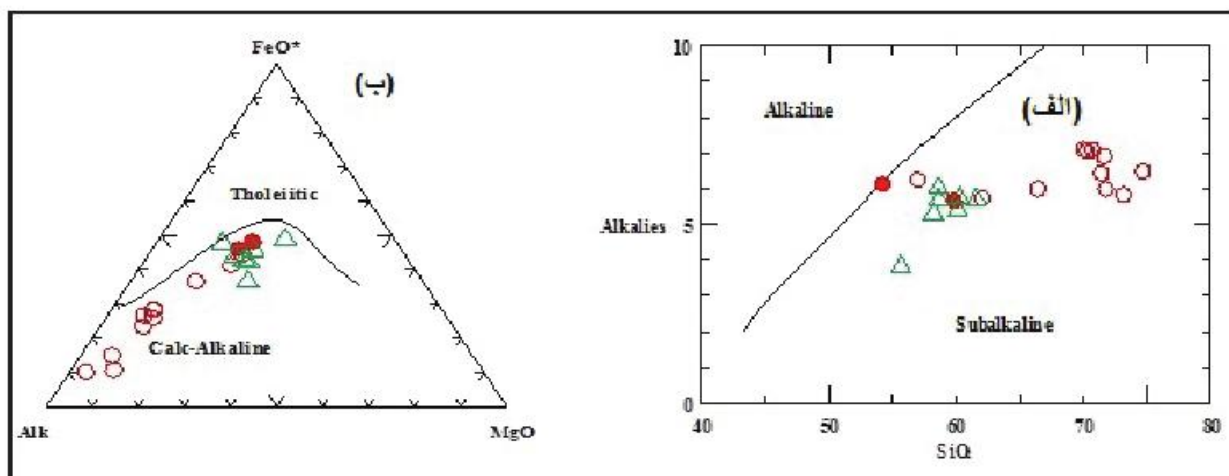
شکل ۴- الف) نمای از پلاژیوکلاز زایش دوم با منطقه‌بندی نوسانی (نقطه‌چین سرخ)، کوارتز بی‌شکل و آمفیبول نیمه‌شکل‌دار تشکیل شده در فضای میان پلاژیوکلازها (وضعیت نوری XPL)، ب) نمای از کوارتز بی‌شکل، زایش های اول و دوم پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر نیمه‌شکل‌دار (وضعیت نوری XPL)، ج) نمای از بیگانه بلورهای کوارتز با حاشیه‌های انحلال یافته که به صورت بافت خلیجی دیده می‌شوند (وضعیت نوری XPL).



شکل ۵- الف) نمای از آمفیبول‌های شکل‌دار با دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر (وضعیت نوری XPL، ب) نمای از کوارتز، پلاژیوکلاز زایش اول و تک‌بلورهای آمفیبول دگرسان شده (وضعیت نوری XPL، ج) بیوتیت دگرسان شده (وضعیت نوری XPL).

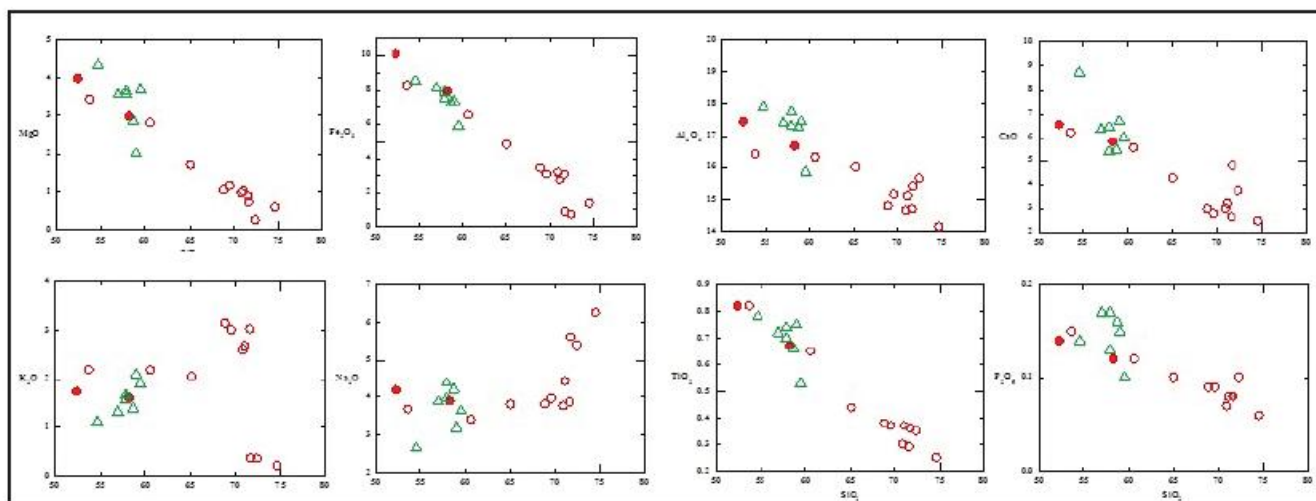


شکل ۶- ترکیب توده نفوذی، انکلاوها و دایک‌های قاطع توده در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (COX et al., 1979) توضیح اینکه همه نمونه‌ها از روند ساب آلکان پیروی می‌کنند و مرز میان آلکان و ساب آلکان از Irvine and Baragar (1971) است.

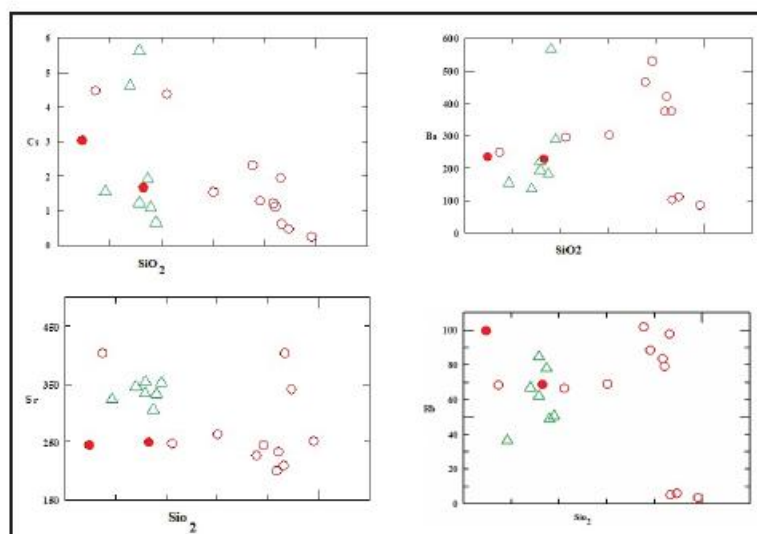


شکل ۷- الف) نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس، ب) نمودار AFM بمنظور تفکیک سری‌های تولدیتی و کالک‌آلکان. توضیح اینکه مرز میان دو سری منطق با Irvine and Baragar (1971) است (نشانه‌ها مطابق شکل ۱۶ است).

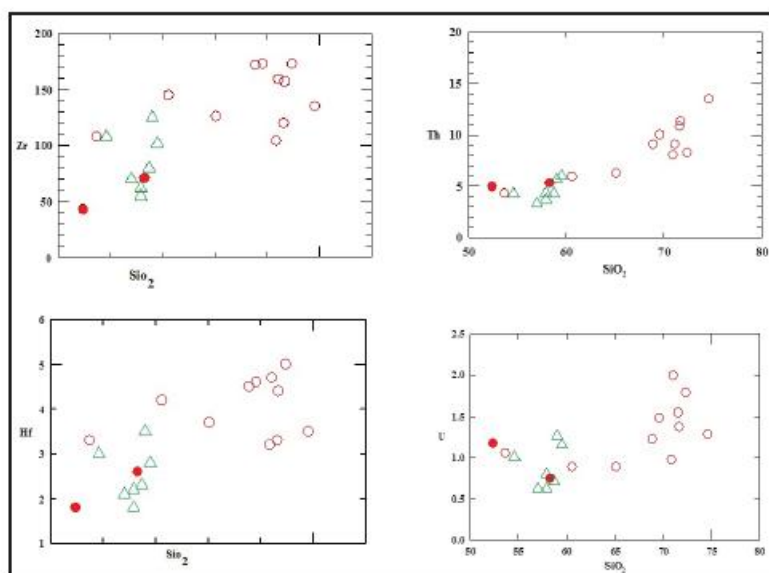




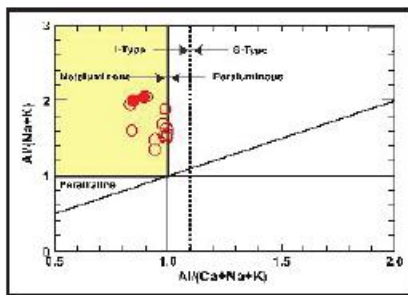
شکل ۸- نمودارهای پراکندگی مقادیر اکسید عناصر اصلی در برابر  $SiO_2$  برای سنگ‌های گرانیتویدی میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی است (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



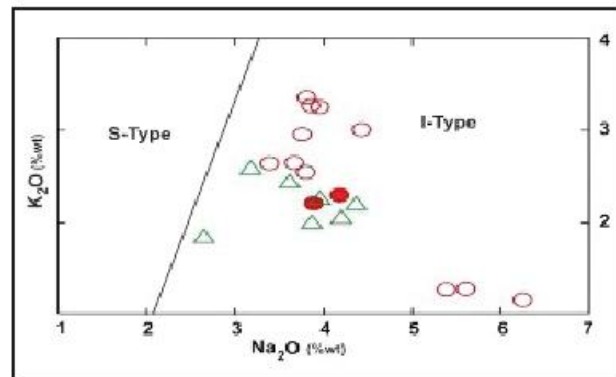
شکل ۹- نمودارهای تغییرات برخی از عناصر LILE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتویدی میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. عناصر بر حسب ppm هستند (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



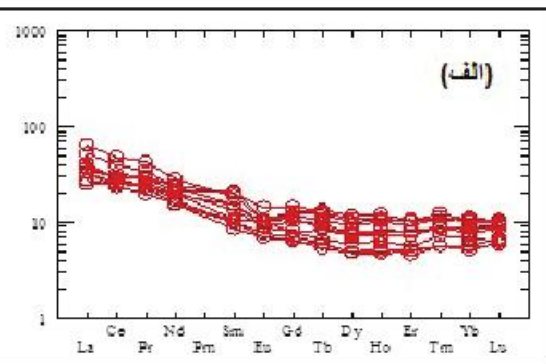
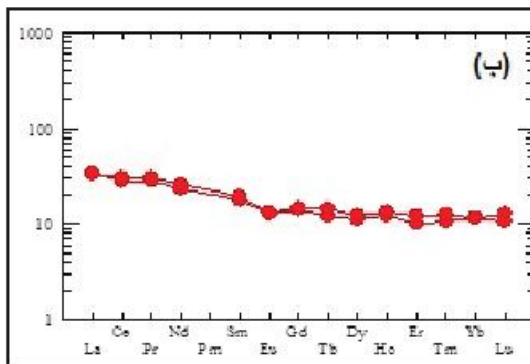
شکل ۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر HFSE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتویدی میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. عناصر بر حسب ppm هستند (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



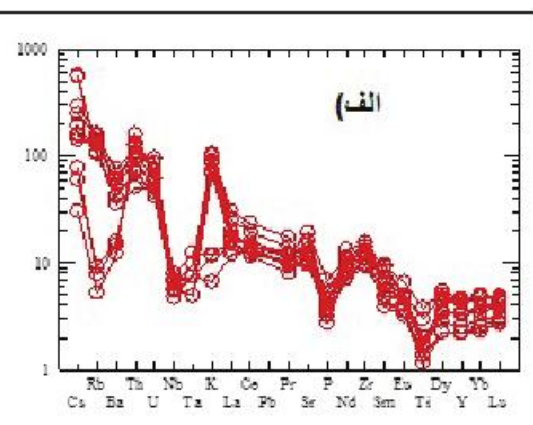
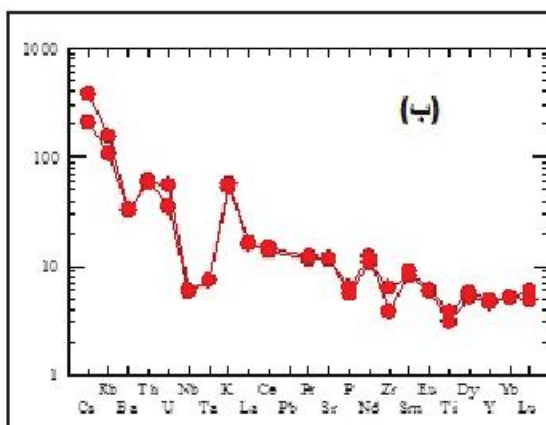
شکل ۱۲- نمودار تعیین میزان اشباع از آلومین در گرانیت های منطقه بر پایه اندیس شاند (Maniar and Piccoli, 1989) (مرز میان گرانیت های I و S از White and Chappell (1974) است (نشانه ها مطابق شکل ۶ است).



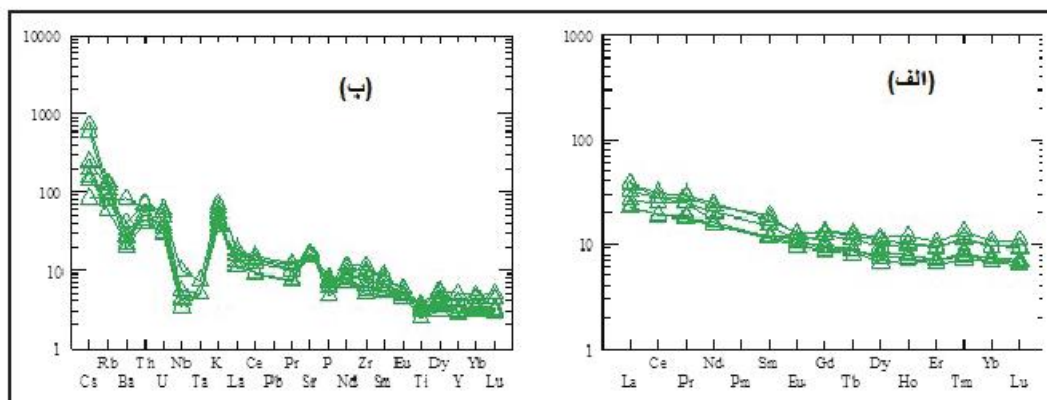
شکل ۱۱- مقادیر Na<sub>2</sub>O نسبت به K<sub>2</sub>O نشان دهنده ویژگی I-Type در گرانیت هاست. نمودار Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O از Chappell and White (2001) (نشانه ها مطابق شکل ۶ است).



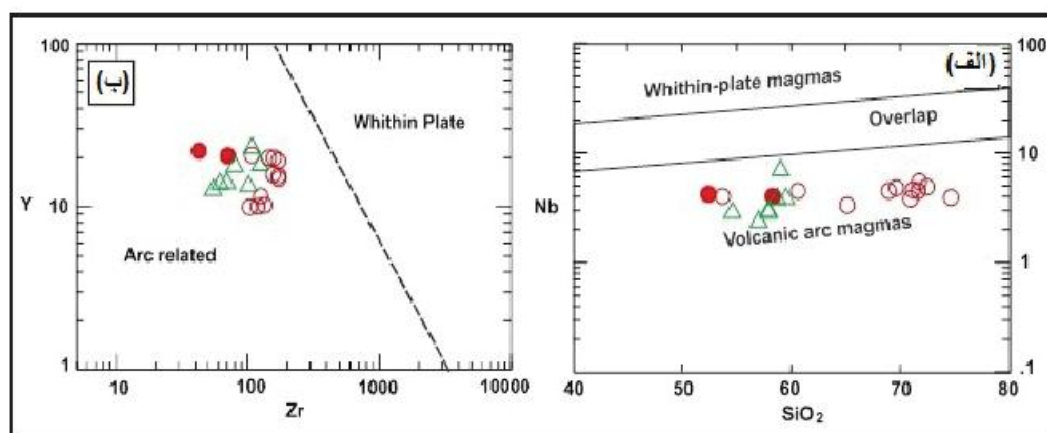
شکل ۱۳- الف) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب نمونه های توده گرانیتی میزبان؛ ب) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب انکلاوهای موجود درون توده گرانیتی میزبان که با کندریت بهنجار شده اند (داده های کندریت از Nakamura (1974) است).



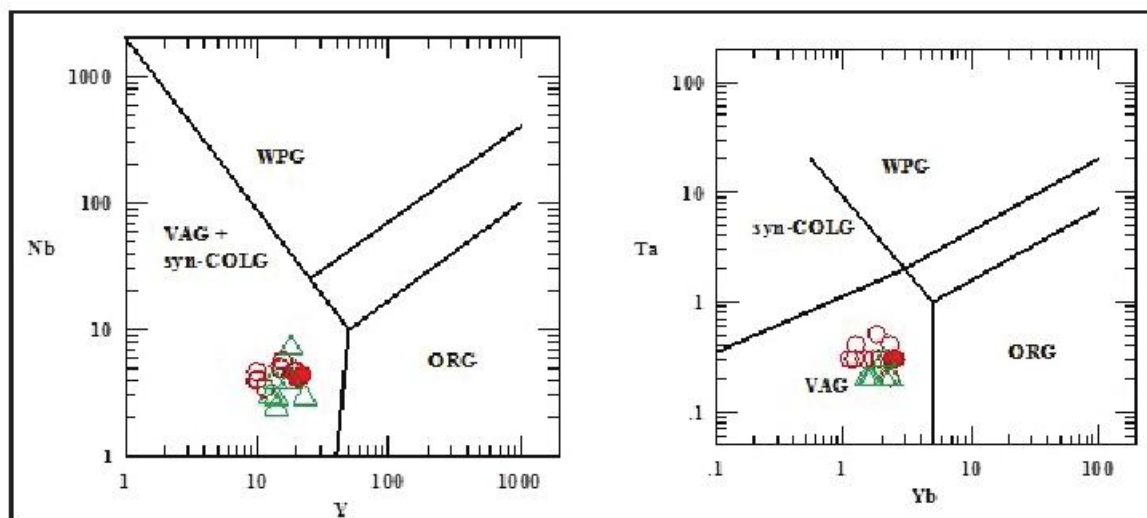
شکل ۱۴- الف) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه های توده گرانیتی میزبان؛ ب) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی انکلاوهای موجود درون توده گرانیتی میزبان که با گوشته اولیه بهنجار شده اند (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۱۵- الف) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های دایک‌های منطقه که با کندریت بهنجار شده‌اند (داده‌های کندریت از Nakamura (1974) است)؛ ب) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های دایک‌های که با گوشه اولیه بهنجار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه روی نمودارهای تکنونماگمایی برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه: الف) نمودار Nb در برابر  $SiO_2$  از Pearce and Gale (1977)؛ ب) نمودار Y در برابر Zr از L. e Maitre et al. (1989). همه نمونه‌ها ویژگی محیط‌های کمانی را نشان می‌دهند (نشانه‌ها مطابق شکل ۱۶ است).



شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه منطقه روی نمودارهای Pearce et al. (1984) نمونه‌های منطقه در محدوده کمان آتشفشانی جانمایی شده‌اند. دیگر محدوده‌ها شامل ORG=گرانیت پشته اقیانوسی و WPG=گرانیت‌های درون صفحه‌ای است (نشانه‌ها مطابق شکل ۱۶ است).



جدول 1- نتایج آنالیز نمونه های با تریب کربنیتید به روش آرمانیستگ، اعی ال اس کمکس کانادا

DESCRIPTION	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SrO	BaO	LOI	TOTAL
A.H-C5	71.7	13.4	0.87	4.79	0.72	5.41	0.31	0.02	0.31	0.02	0.08	0.04	0.01	1.55	101.53
A.H-C6	68.9	14.8	1.47	2.98	1.04	3.81	0.14	0.01	0.38	0.04	0.09	0.03	0.05	1.34	100.1
A.H-C12	74.4	14.13	1.35	2.48	0.59	4.25	0.2	0.02	0.35	0.01	0.04	0.03	0.01	0.28	100.28
A.H-A13	54.4	17.9	8.31	8.72	4.33	2.45	1.89	0.01	0.28	0.2	0.14	0.04	0.02	0.84	99.83
A.H-C8	57	17.4	8.09	6.33	3.57	3.87	1.3	0.01	0.22	0.2	0.17	0.04	0.02	2.04	100.28
A.H-L11	58.7	17.23	7.24	5.45	2.84	4.2	1.37	0.01	0.46	0.18	0.14	0.04	0.02	2.01	100.13
A.H-C4	59.5	15.84	5.84	5.98	3.7	3.42	1.89	0.02	0.35	0.12	0.1	0.04	0.03	2.77	100.01
A.H-C9	71.4	14.7	3.08	2.44	0.88	3.84	3.02	0.01	0.29	0.05	0.08	0.02	0.04	1.34	101.53
A.H-E7	69.4	13.13	3.11	2.78	1.15	3.94	3	0.01	0.37	0.04	0.09	0.03	0.04	1.55	100.92
A.H-E8	45.1	14	4.81	4.25	1.72	3.8	2.85	0.01	0.44	0.1	0.1	0.03	0.03	1.44	99.9
A.H-A2	53.7	14.4	8.24	6.19	3.44	3.47	2.19	0.01	0.82	0.14	0.13	0.05	0.03	3.49	98.21
A.H-C9	57.9	17.71	7.89	5.37	3.59	4.37	1.37	0.01	0.7	0.22	0.17	0.05	0.02	1.94	101.57
A.H-A14	59	17.45	7.32	6.69	2.01	3.18	2.89	0.01	0.25	0.14	0.13	0.04	0.04	0.94	99.82
A.H-L11	57.9	17.3	7.48	6.44	3.47	3.94	1.45	0.01	0.24	0.19	0.13	0.04	0.03	1.94	101.48
A.H-E4	70.9	14.45	3.21	3	0.94	3.74	2.4	0.02	0.3	0.07	0.07	0.02	0.04	1.1	100.7
A.H-C15	58.3	14.45	7.93	5.79	2.97	3.89	1.4	0.01	0.47	0.17	0.12	0.03	0.03	1.4	99.74
A.H-A11	71.1	15.1	2.72	3.21	1.01	4.43	2.47	0.01	0.37	0.04	0.08	0.03	0.05	0.94	101.74
A.H-C11	60.4	14.3	6.49	5.53	2.81	3.39	2.18	0.01	0.45	0.11	0.12	0.03	0.03	1.59	99.84
A.H-E7	72.4	15.45	0.23	3.23	0.24	3.39	0.35	0.02	0.35	0.01	0.1	0.04	0.01	1.13	100.17
A.H-C14	52.4	17.45	10.05	4.54	3.98	4.18	1.72	0.01	0.82	0.23	0.14	0.03	0.03	2.17	99.74

SAMPLE	V	Cr	NI	Ca	Ba	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd
A.H-E5	37	100	14	13.5	4.9	403	15.9	13.7	5.4	3	0.41	101.3	11	27.4	33.8	13.9
A.H-A9	49	90	15	13.7	101.3	214	19.3	17.2	4.4	2	2.3	444	21	41.9	4.28	17.9
A.H-C12	24	120	14	13.9	3.3	2.51	10.2	13.5	4	1	0.24	84.2	8.2	23.4	2.79	18.7
A.H-A13	22.9	60	24	18.9	31.3	334	23	10.8	2.9	1	1.55	135	10.7	24.1	31.9	14.4
A.H-C8	17.1	50	13	18.8	44.8	344	14	7.0	2.4	2	4.41	134	7.3	14.4	20.9	9.5
A.H-L11	130	40	7	18.4	77.8	304	17.8	8.0	3.9	2	1.99	181.5	8.7	21.2	2.77	12.7
A.H-C4	13.9	120	28	14.5	50.4	333	13.4	10.2	3.9	1	0.45	287	12.4	24.3	2.74	10.4
A.H-E9	41	80	5	11.3	97.5	209	10.1	12.0	4.4	1	1.94	374	13.7	24.7	2.44	9.7
A.H-E7	50	100	11	14.4	88.3	244	15.4	17.3	4.9	1	1.27	329	17.3	34.5	3.84	14.7

SAMPLE	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81				
DESCRIPTOR	V	Cr	Ki	Ga	Tb	Dy	Ho	Er	Th	Yb	Lu	Tm	Y	Zr	Nb	Sr	Sn	Cs	Ba	La	Co	Pr	Rd	
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F6	90	100	24	18.5	488	245	11.7	124	34	34	1	1.53	301	10.7	20.5	2.21	98							
A.H-A2	229	40	32	19.1	482	403	20.9	108	4.1	4.1	1	4.44	248	11.9	25.9	3.27	15.3							
A.H-C9	144	40	29	20.5	84.4	334	13.9	42	2.9	2.9	2	5.41	192.5	7.4	14.2	2.02	10.3							
A.H-A14	178	40	4	18.7	488	333	18.1	125	7.1	7.1	1	1.09	544	12.4	34.9	3.33	15.4							
A.H-D4	183	90	14	19.2	42	334	12.7	55	3	3	2	1.22	221	7.5	14.2	1.98	9.4							
A.H-F4	44	120	14	14.9	833	200	10	104	3.9	3.9	1	1.21	374	13.2	24.4	2.41	9.4							
A.H-C15	180	50	18	1.9	484	249	20.7	71	4.1	4.1	1	1.44	208	11.2	24.3	3.18	14.4							
A.H-A11	48	110	18	14.1	788	233	20.1	159	4.7	4.7	2	1.11	421	10.8	22.3	2.43	12.3							
A.H-C11	144	80	18	18.1	442	247	20.1	145	4.4	4.4	2	4.34	294	12.3	25.2	3.15	13.5							
A.H-F7	35	130	17	14.9	58	341	15	178	5	5	4	0.47	111	9	21.5	287	12.4							
A.H-C14	240	20	12	21.4	994	244	22.2	43	4.3	4.3	2	3.03	335	11	24.4	3.41	14.5							

SAMPLE	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	MP-MS81	
DESCRIPTOR	Sm	Eu	Zu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Th	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U								
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A.H-F5	275	0.48	0.48	221	0.39	248	0.52	1.43	0.27	1.85	0.31	4.4	0.5	1	11.3	1.37								
A.H-A9	377	0.8	0.8	324	0.49	32	0.71	2.04	0.34	2.34	0.34	4.5	0.4	1	9.04	1.22								
A.H-C12	203	0.54	0.54	183	0.25	145	0.33	1.13	0.17	1.23	0.2	3.5	0.3	1.4	13.45	1.28								
A.H-A13	381	0.94	0.94	349	0.4	394	0.84	2.34	0.39	2.35	0.37	3	0.2	1	4.24	1								
A.H-C8	244	0.84	0.84	239	0.42	234	0.55	1.43	0.23	1.47	0.24	2.1	0.2	3	3.3	0.41								
A.H-D1	31	0.82	0.82	334	0.52	323	0.49	2.04	0.34	2.1	0.31	2.3	0.2	1	4.3	0.7								
A.H-C4	23	0.73	0.73	238	0.41	227	0.5	1.45	0.21	1.59	0.22	2.8	0.2	2	4	1.15								
A.H-F8	173	0.54	0.54	177	0.28	145	0.35	1.14	0.17	1.24	0.23	3.3	0.4	1	10.8	1.54								
A.H-H7	309	0.7	0.7	282	0.45	243	0.59	1.8	0.27	1.93	0.22	4.4	0.3	1	10	1.48								
A.H-F6	214	0.78	0.78	22	0.31	208	0.45	1.24	0.22	1.48	0.22	3.7	0.3	1	4.27	0.88								
A.H-A2	404	1.1	1.1	399	0.43	399	0.85	2.35	0.37	2.35	0.33	3.3	0.2	1	4.32	1.05								
A.H-C9	235	0.94	0.94	284	0.37	284	0.54	1.59	0.25	1.4	0.23	2.2	0.2	2	3.47	0.41								
A.H-A14	345	0.99	0.99	341	0.57	371	0.71	2.12	0.33	2.08	0.32	3.5	0.3	1	5.44	1.24								
A.H-D4	23	0.8	0.8	245	0.42	249	0.51	1.54	0.24	1.5	0.21	1.8	0.2	1	4.3	0.79								
A.H-F4	204	0.59	0.59	197	0.28	148	0.38	1.03	0.17	1.13	0.21	3.2	0.3	1	8.01	0.97								
A.H-C15	342	0.98	0.98	389	0.57	382	0.84	2.24	0.32	2.54	0.34	2.4	0.3	1	5.29	0.74								
A.H-A11	308	0.77	0.77	348	0.57	343	0.75	2.4	0.34	2.24	0.34	4.7	0.3	1	9.04	1.99								
A.H-C11	422	0.82	0.82	337	0.4	3.7	0.77	2.3	0.31	2.44	0.35	4.2	0.3	1	5.92	0.88								
A.H-F7	219	0.81	0.81	3	0.41	248	0.54	1.77	0.24	1.79	0.29	5	0.3	1	8.33	1.78								
A.H-C14	350	1.02	1.02	403	0.47	422	0.94	2.73	0.38	2.52	0.44	1.8	0.3	1	4.94	1.17								



## References

- 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. and Corretge, L. G., 1992- The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos* 29, p. 43-56.
- Berberian, F. and 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. and 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. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, p. 173-174.
- Chappell, B. W. and 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. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth science* 48-499.
- Chappell, B. W., 1999- Aluminium saturation in I- and S-type granites and characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46 (3), p. 535-551.
- Cox, k. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R., 1979- The interpretation of igneous rocks, London, George Allen and Unwin, p. 450.
- Dargahi, S., 2007- post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrehabak region NW of Kerman: Istopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusive and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Bahonar of University Kerman, 310p.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Mcpherson, C. and Dosseto, A., 2007- Amphilobe "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.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. 1975- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science letters*, 27(2), p. 211-218, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science letters*.
- Foley, S. F. and 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.
- Frost, B., Ronald, Calvin, G., Barnes, C. J., William, J. C., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001- A Geochemical Classification for Granitic Rocks, *J. of Petrology* 42: 2033-2048.
- Harris, N. B., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications* V. 19, p. 67-81.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P. and 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, (<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16193050>).
- Kharbush, 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.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. J., and Keller, J. Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanetti, A., 1989- *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. Am. Bull.*, V. 101, pp. 635-643.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. Am. Bull.*, V. 101, pp. 635-643.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and 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. and 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 carbonaceous in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, p. 757-775.
- Pearce, J. A. and 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. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-983, (<http://petrology.oxfordjournals.org/content/25/4/956.abstract>).
- Rogers, G., and 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. and 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.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt: *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 30: 652-665 p.
- Stöcklin, 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.
- Van Wagoner, N. A., Leybourne, M. I., Dadd, K. A., Baldwin, D. K., and 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: 21-34.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach*, Unwin Hyman, 466pp.
- Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R. and Vannucci, R., 2004- Trace-element partitioning in olivine: modeling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt, *Lithos*.



## Mineralogy and petrology of Chahargonbad granitoid batholith, southwest of Kerman

A. Ansari<sup>1</sup>, S. J. Sheikh Zakariaee<sup>2\*</sup>, S. Dargah<sup>3</sup> and M. Arvin<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

<sup>4</sup>Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2016 July 19

Accepted: 2016 October 09

### Abstract

The Chahargonbad batholith is located close to Sirjan and southeast of Urumieh-Dokhtar magmatic zone. This batholith is acidic to intermediate in composition and intruded into the Eocene volcanic rocks. The main volume of these rocks consisted of granodiorite and monzogranite, but it also consists of quartzdiorite, tonalite and syenogranite. Their contacts are gradational. They have allotrimorphic granular texture with subordinate porphyritic texture. Their enclaves consist of xenoliths enclaves, microgranular mafic enclaves (diorite to quartzdiorite in composition) and autolith enclaves (tonalite, granodiorite and monzogranite in composition). The Chahargonbad batholith rocks are also cut by different types of dykes which are mainly consisted of dykes and veins of pegmatitic stage, microgranular dykes (andesite and andesite basaltic in composition) and microgranular dykes that are similar to mafic enclaves. Evidence show that the samples represent properties of I-type granitoids. Chahargonbad granitoid has magnesium nature and shows cordellarian granites features. Based on the tectonomagmatic environment diagrams, all samples from the Chahargonbad plot in the island arc setting of a subduction zone and show active continental margin setting characteristics.

**Keywords:** Petrology, Chahargonbad, Tectonomagmatic, Enclaves, Dyke, Granodiorite, Monzogranite.

For Persian Version see pages 107 to 118

\*Corresponding author: S. J. Sheikh Zakariaee; E-mail: j.sheikhzakria@gmail.com