

# ژئوشیمی و پتروژنز پلوتونیسیم دیوریتی - کوارتز دیوریتی قلعه گنج، جنوب خاور کرمان

علیرضا شاکر اردکانی<sup>۱</sup>، سارا درگاهی<sup>۲</sup> و حامد امیرپور<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، گروه مهندسی معدن، مجتمع آموزش عالی زرنند، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

<sup>۳</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند، زرنند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۳/۲۵

## چکیده

توده‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی با سن پس از ائوسن زیرین، در باختر منشور افزایشی مکران و گودال جازموریان و خاور گسل جیرفت، بخشی از نفوذی‌های موجود در مجموعه گنج است که خود یکی از مجموعه‌های کمر بند افیولیتی جازموریان یا مکران داخلی است. توده‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی درون واحد رسوبی ائوسن زیرین - میانی بیدک نفوذ کرده‌اند. این توده‌ها دارای هوازدگی کروی و فرسایش پوست پیازی هستند. حضور فلدسپار، بیوتیت و کانی‌های ثانویه (مانند کانی‌های رسی، بیوتیت ثانویه و اکسیدهای آهن) در ایجاد این اشکال در توده‌های مورد مطالعه نقش به‌سزایی دارند. از دید کانیایی، نفوذی‌ها از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. بر پایه مطالعات شیمی کانی، پلاژیوکلازها ترکیب الیگوکلاز تا لابرادوریت و شواهدی از بافت‌های غیرتعدادی (همچون غربالی و منطقه‌بندی نوسانی) دارند. کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب اوژیت با طبیعت ماگمایی متعلق به سری تولیتی هستند که با توجه به رابطه خطی Ti نسبت به  $Al^{IV}$  آنها، به نظر می‌رسد در فشار کمتر از ۵ کیلو بار و ژرفای کمتر از ۱۵ کیلومتر تشکیل شده باشند. آمفیبول‌ها دارای ترکیب مگنزیوهورنبلند متمایل به اکتینولیت هستند. بر اساس نمودارهای Zr/TiO<sub>2</sub> در برابر Nb/Y و SiO<sub>2</sub> در برابر Nb/Y، توده‌های نفوذی به ترتیب در محدوده‌های دیوریت - کوارتز دیوریت و ساب‌آلکانل جای دارند. همچنین پایین بودن نسبت Nb/Y (۰/۱۶ - ۰/۱۴) نشان‌دهنده طبیعت ساب‌آلکانل (تولیتی) نمونه‌های یادشده است. توده‌های نفوذی متآلومینوس و از نوع I هستند که با توجه به میزان عناصر HFS و REE به یک گروه تعلق دارند. نبود بی‌هنجاری مشخص E<sub>u</sub> نشان از تفریق کم‌اهمیت پلاژیوکلاز و یا شرایط اکسیدان ماگمای سازنده آنها دارد. نمودارهای توصیفی عناصر کمیاب به همراه الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می‌دهد که دیوریت - کوارتز دیوریت‌های قلعه گنج در مرحله بلوغ یک محیط پهنه بالای فرورانش تشکیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** قلعه گنج، مکران، کمر بند افیولیتی جازموریان، دیوریت - کوارتز دیوریت، پهنه بالای فرورانش.

\*نویسنده مسئول: علیرضا شاکر اردکانی

E-mail: shaker@uk.ac.ir

## ۱- پیش‌گفتار

آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده‌اند. دگرسانی در توده‌های دیوریتی از کم تا شدید، و رنگ بخش‌های دگرسان شده نسبت به دیگر بخش‌ها روشن‌تر است. در برخی رخنمون‌ها به علت تأثیر فاکتورهای متعددی مانند ویژگی‌های مکانیکی کانی‌های سازنده سنگ‌ها، تنش‌های زمین‌ساختی و نوسان‌های دمایی سطح زمین، فرسایش کروی توسعه یافته است. همچنین فرسایش حفره‌های ناشی از هوازدگی شیمیایی سنگ‌ها در توده‌های نفوذی مورد مطالعه دیده می‌شود.

## ۳- روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، از ۶۰ مورد از نمونه‌ها مقطع نازک تهیه و مطالعات سنگ‌نگاری انجام شد. در ادامه برای بررسی ترکیب شیمیایی و تعیین ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول، روی تعدادی از آنها تجزیه الکترون میکروپروب با استفاده از دستگاه میکروسوند Cameca SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده KV15، شدت جریان nAV و زمان شمارش ۸۰ ثانیه در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه پستدما آلمان انجام شد. همچنین برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب ۱۱ نمونه از انواع گونه‌های سنگی که کمترین دگرسانی را داشتند انتخاب و در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه پستدما آلمان (نمونه ۲) و آزمایشگاه ای ال اس کمکس کانادا (نمونه ۹) به روش‌های XRF و ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول ۱).

## ۴- سنگ‌نگاری

توده‌های نفوذی مورد مطالعه از دید سنگ‌شناختی دارای ترکیب دیوریتی تا کوارتز دیوریتی هستند و بافت کلی آنها گرانولار غیرهمسان دانه‌ریز تا متوسط‌دانه

منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های آذرین نفوذی دیوریتی است که در باختر شهرستان قلعه گنج قرار دارند. این توده‌ها بخشی از سنگ‌های آذرین نفوذی موجود در مجموعه گنج هستند که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهنوج جای گرفته است و از دید تقسیمات ساختاری ایران مربوط به پهنه مکران هستند (McCall, 1985). (McCall, 1985 & 2002). مجموعه گنج را به عنوان یکی از پهنه‌های افیولیتی محدوده مکران داخلی معرفی کرده است؛ ولی با توجه به نبود سنگ‌های پلوتونیک مافیک و اولترامافیک پوسته‌ای و گوشته‌ای می‌توان گفت که این مجموعه شباهتی به یک توالی شاخص افیولیتی ندارد و باید در یک حوضه پشت کمانی به وجود آمده باشد (Shaker Ardakani et al., 2009). مجموعه گنج با سن کرتاسه پسین شامل گدازه‌های جریان، گدازه‌های بالشی، سنگ‌های نفوذی حدواسط تا اسیدی و سنگ‌های آذرآواری - رسوبی است که توسط دایک‌هایی از نوع بازی تا اسیدی با روند شمال باختر - جنوب خاور قطع شده‌اند (شاکر اردکانی، ۱۳۸۸). بخشی از توده‌های نفوذی موجود در محدوده مجموعه گنج، نفوذی‌های حدواسط دیوریتی قلعه گنج هستند که با توجه به آنکه در بخش باختری منطقه، در واحد بیدک با سن ائوسن زیرین تا میانی (McCall, 1985) تزریق شده‌اند، باید از دید سنی مربوط به پس از ائوسن زیرین باشند (شکل ۱).

## ۲- زمین‌شناسی منطقه

توده‌های نفوذی دیوریتی قلعه گنج از دید سیمای ظاهری بیشتر به صورت توده‌ای هستند و در بخش باختری به صورت دایک‌هایی با روند شمالی - جنوبی و با ستبرای ۱ تا ۴ متر و میانگین شیب حدود ۸۰ درجه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای بافت گرانولار تا میکروگرانولار هستند و بیشتر از پلاژیوکلاز، پیروکسن،

دیوریتی- کوارتز دیوریتی قلعه‌گنج دیده می‌شود. (Damasceno et al. 2002) بر این باور هستند که کلیئوپروکسن به عنوان یک فاز تفریقی در ژرفا، نقش عمده‌ای در ماهیت ژئوشیمیایی دارند. از دید گوناگونی، کلیئوپروکسن‌ها در نمودار کلیئوانستاتیت- کلیئوفروسلیت- ولاستونیت (Poldervaart & Hess, 1951) در محدوده اوژیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف) و ترکیب شیمیایی آنها  $En_{42.37-44.62}-Wo_{39.97-42.41}-Fs_{13.50-17.66}$  است. مرکز و حاشیه کلیئوپروکسن‌ها از دید ترکیبی تفاوت زیادی ندارند. بر پایه نمودار (Nisbet & Pearce 1977) (شکل ۳-ب)، کلیئوپروکسن‌ها از دید سری ماگمایی از نوع ساب‌آلکالن هستند و بر پایه نمودار Ti در برابر Na+Ca (Leterrier et al., 1982) نیز در محدوده تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۳-پ). در کلیئوپروکسن‌ها یک رابطه مثبت بین  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  وجود دارد (شکل ۳-ت). (Le Bas 1962) بیان داشت که محتوای Al و Ti در کلیئوپروکسن‌های تولیتی کمتر از کلیئوپروکسن‌های آلکالن است؛ بنابراین با توجه به برقرار بودن این مسئله در کلیئوپروکسن‌های موجود در نمونه‌های دیوریتی قلعه‌گنج به نظر می‌رسد که طبیعت ماگمای سازنده این سنگ‌ها تولیتی باشد. همچنین نسبت  $Al^{VI}/Al^{IV}$  در کلیئوپروکسن‌ها از صفر تا ۰/۰۴ متغیر است و کمتر از واحد است. این نسبت‌ها نشانگر این است که تشکیل آنها در فشار کمتر از ۱۰ کیلو بار بوده است (Simonetti et al., 1996; Sindern et al., 2004). با توجه به نتایج تجزیه الکترون میکروپروب آمفیبول‌ها، تقریباً مقدار  $(Ca)_B \geq 1.50$  و مقدار  $(Na+K)_A < 0.50$  است؛ بنابراین برای تعیین نام آمفیبول‌ها می‌توان از نمودار  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  در برابر Si استفاده کرد (Leake et al., 1997؛ شکل ۳-ث)؛ همان‌گونه که دیده می‌شود آمفیبول‌ها در محدوده مگنزیه‌هورنبلند متمایل به محدوده اکتینولیت قرار گرفته‌اند. در مگنزیه‌هورنبلند‌های یادشده مقدار اکسیدهای  $TiO_2$  و  $Al_2O_3$  پایین است که به باور سلطانی (۱۳۸۵) این امر می‌تواند نشان‌دهنده تبلور آمفیبول در شرایط دمای پایین و فوگاسیته بالای اکسیژن باشد. همچنین مقدار Mg آنها نیز بالا و مقادیر آلومینیم اکتاهداری پایین است. (Raase 1974) و Hawthorne (1981) بیان داشتند که در آمفیبول‌های کلسیم‌دار، Al تمایل به جانشینی به جای Si در تراهدر را دارد و هنگامی Al جانشین Mg و Fe در اکتاهداری می‌شود که میزان فشار بالا باشد. همچنین (Gilbert et al. 1982) و Anderson & Smith (1995) بر این باورند که مقدار  $Al_2O_3$  در آمفیبول‌های کلسیم‌دار به فشار و دما بستگی دارد و با افزایش آنها میزان  $Al_2O_3$  نیز افزایش می‌یابد. همچنین با افزایش دما مقدار Ti نیز در آمفیبول افزایش می‌یابد؛ در صورتی که این یون کمتر تحت تأثیر افزایش فشار قرار می‌گیرد؛ زیرا شعاع یونی آن بزرگ و قابل مقایسه با شعاع Al نیست (Moody et al., 1983)؛ بنابراین با توجه به مقدار پایین آلومینیم و تیتان مگنزیه‌هورنبلند‌های موجود در نمونه‌های دیوریتی- کوارتز دیوریتی قلعه‌گنج، باید تشکیل آنها را در شرایط فشار و دمای پایین در نظر گرفت.

## ۶- ژئوشیمی

بر پایه نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) نمونه‌های توده نفوذی و دایک‌های منطقه مورد مطالعه دارای ترکیب شیمیایی معادل آندزیت با تمایلی به سوی ریوداسیت- ریولیت هستند (شکل ۴-الف). این در حالی است که نمونه‌های یادشده در نمودار El-Sokkary & El-Bouseily (1975) در محدوده دیوریتی با تمایل به سوی گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). از دید سری ماگمایی نمونه‌های سنگ‌های مورد مطالعه با توجه به نمودارهای  $SiO_2$  در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977)؛ شکل ۴-پ، در محدوده ساب‌آلکالن جای می‌گیرند. به باور (Winchester & Floyd 1977)، Hassaniipak & Ghazi (2000) و Arvin et al. (2001) پایین بودن نسبت Nb/Y نیز نشان از ساب‌آلکالن با طبیعت تولیتی دارد. بنابراین نسبت پایین Nb/Y

است. پلاژیوکلاز و گاه کوارتز به عنوان کانی روشن و کلیئوپروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های تیره و کلسیت، سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت، کلریت، اکسیدهای آهن، ترمولیت- اکتینولیت و بیوتیت ثانویه به عنوان کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها شناخته می‌شوند. پلاژیوکلازها که بیشینه تا ۶۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند، به فرم تخته‌ای و شکل نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و اندازه آنها عموماً ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر است. این کانی‌ها بیشتر دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند و انواع ماکل‌های پلی‌سینتیک و کارلسباد- آلیت در آنها تظاهر یافته است؛ ولی به علت دگرسانی، گاه پلاژیوکلازها توسط کانی‌های ثانویه، سریسیت، کلسیت، کلریت و رس جانشین شده‌اند و حتی ماکل و منطقه‌بندی موجود در آنها نیز از بین رفته است. گاهی به علت فشارهای حاصل از جایگیری ماگما و یا در مناطق برشی به علت عملکرد گسل‌ها، حالت گوه‌ای در ماکل پلاژیوکلازها ایجاد شده است. کوارتز از دید حجمی بیشینه ۶ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. این کانی دارای شکل بی‌شکل و اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر است. میزان کانی‌های تیره بیشینه تا ۴۵ درصد حجمی می‌رسد که در این بین، کلیئوپروکسن بیشینه تا ۳۰ درصد حجمی، آمفیبول تا بیشینه ۱۵ درصد حجمی، کانی‌های کدر تا بیشینه ۱۰ درصد حجمی و بیوتیت بیشینه تا ۵ درصد حجمی است. کانی‌های مافیک دارای ارتباطات نزدیکی با یکدیگر هستند؛ به طوری که گاه به صورت تجمعات لخته‌ای نمود می‌یابند و روابطی از تبدیل شدن به یکدیگر را در قالب رشد رویی نشان می‌دهند. کلیئوپروکسن‌ها به شکل نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و اندازه عموماً ۰/۷ تا ۱/۵ میلی‌متر هستند که کمتر دارای ماکل ساده هستند و بیشتر در حواشی به وسیله رشد رویی هورنبلند دربر گرفته شده و گاه به اپیدوت، کلسیت و ترمولیت- اکتینولیت دگرسان شده‌اند. کانی‌های کدر در اندازه‌های به نسبت کوچک درون کلیئوپروکسن‌ها و یا در نزدیکی آنها تجمع یافته‌اند. بلورهای آمفیبول به شکل نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و اندازه عموماً ۱ تا ۲ میلی‌متر هستند که کمتر ماکل ساده دارند و گاه به بیوتیت ثانویه تبدیل شده‌اند. بیوتیت در این سنگ‌ها دارای فراوانی کم و به فرم تخته‌ای، شکل نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و اندازه عموماً ۱ تا ۲ میلی‌متر است و به طور عمده به کلریت و اپیدوت دگرش یافته است.

## ۵- شیمی کانی‌ها

با توجه به اینکه پلاژیوکلاز، کلیئوپروکسن و آمفیبول از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در توده‌های نفوذی دیوریتی- کوارتز دیوریتی هستند، بنابراین برای بررسی ترکیب شیمیایی و تعیین نوع ترکیب این کانی‌ها ۴۳ نقطه تجزیه الکترون میکروپروب روی آنها انجام شد (امیرپور، ۱۳۸۹). با توجه به اینکه پلاژیوکلازها به دو صورت دارای منطقه‌بندی و بدون منطقه‌بندی هستند؛ بنابراین تجزیه نقطه‌ای متفاوتی روی آنها انجام شد؛ به طوری که ۹ کانی تنها از یک نقطه، ۴ کانی هم از حاشیه و هم از مرکز و ۲ کانی که دارای منطقه‌بندی واضحی بودند از مرکز تا حاشیه چندین نقطه مورد تجزیه قرار گرفتند. از دید گوناگونی، پلاژیوکلازهای بدون منطقه‌بندی در محدوده الیگوکلاز تا لابرادوریت بوده و بیشترین تمرکز آنها در محدوده آندزین (شکل ۲-ا) و ترکیب شیمیایی آنها نیز  $Ab_{29.10-74.31}-Or_{0.82-3.85}-An_{21.93-70.08}$  است. پلاژیوکلازهایی که از مرکز و حاشیه آنها تجزیه صورت گرفته است از دید ترکیبی در محدوده الیگوکلاز تا بیوتیت جای می‌گیرند و بیشترین تمرکز آنها در محدوده آندزین (شکل ۲-ب) و ترکیب شیمیایی آنها نیز  $Ab_{10.20-84.84}-Or_{0.15-6.06}-An_{9.10-89.65}$  است. همچنین همان‌گونه که در شکل ۲-ب دیده می‌شود منطقه‌بندی عادی و وارون هر دو در بلورهای مختلف دیده می‌شود. از دید ترکیبی پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده الیگوکلاز تا لابرادوریت قرار دارند (شکل ۲-ج) و ترکیب شیمیایی آنها نیز  $Ab_{42.21-79.86}-Or_{0.90-6.14}-An_{13.99-62.16}$  است. کلیئوپروکسن یکی دیگر از کانی‌های اولیه‌ای است که در نفوذی‌های

منفی از Nb و Ti دیده می‌شود (شکل ۵-ث). این چگونگی توزیع عناصر نشانگر محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان است (Pfander et al., 2002). همچنین Wang et al. (2006) بر این باورند که بی‌هنجاری منفی Ti و Nb می‌تواند گواه بر محیط کماتی بودن منشأ این نمونه‌ها داشته باشد.

یکی از فرایندهای تشکیل سنگ‌های دیوریتی ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (در اثر بالا رفتن شیب زمین گرمایی) است. (Pichler & Zeil (1972) برای نخستین بار ذوب بخشی آمفیبولیت موجود در پوسته قاره‌ای را برای ایجاد ماگمای کوآرتز دیوریتی پیشنهاد کردند. همان‌گونه که در شکل ۶ مشخص می‌شود ترکیب سنگ‌های دیوریتی - کوآرتز دیوریتی قلعه گنج از دید نسبت La/Th در برابر Th/Co به محدوده ترکیب پوسته قاره‌ای نزدیکی بیشتری نشان می‌دهند. برای اطمینان بیشتر از دخالت پوسته در تشکیل ماگمای مادر توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه از نمودارهای Langmuir et al. (1978) بر پایه نسبت‌های Nb/La-La, Rb/Nb-La, Nb/La-La و Ce/Y-La/Yb (شکل ۷). در این نمودارها مقادیر بالای نسبت‌های Nb/La و Rb/Nb و مقدار کم La می‌تواند نشانه منشأ گرفتن سنگ‌ها از یک گوشه تپه شده یا مذابی که از گوشه منشأ گرفته است باشد؛ در حالی که محتوای بالای La و در نتیجه نسبت‌های پایین Nb/La و Rb/Nb می‌تواند نشانه منشأ گرفتن این نمونه‌ها از پوسته یا مذاب‌هایی که از پوسته مشتق شده‌اند، باشد (Wang et al., 2003)؛ بنابراین می‌توان بیان داشت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه دارای منشأ پوسته‌ای و یا متأثر از سازنده‌های منشأ پوسته‌ای هستند. همچنین برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیال‌ها در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای می‌توان از نمودار Temel et al. (1998) استفاده کرد. همان‌گونه که در شکل ۸ دیده می‌شود نمونه‌های منطقه مورد مطالعه دارای روند عمودی هستند که به باور Temel et al. (1998) این مسئله می‌تواند بیانگر دخیل بودن آلودگی پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه باشد. افزون بر این آنها بر این باورند که نسبت Ba/Nb در فعالیت ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای بالاتر از ۲۸ است؛ بنابراین با توجه به نسبت Ba/Nb نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (تقریباً ۲۷ تا ۵۹) می‌توان تأثیر پهنه فرورانش را برای آنها در نظر گرفت.

## ۸- نتیجه‌گیری

همان‌گونه که پیش از این نیز بیان شد، سنگ‌های نفوذی دیوریتی - کوآرتز دیوریتی باختر شهرستان قلعه گنج بخشی از نفوذی‌های مجموعه گنج هستند. شاکر اردکانی (۱۳۸۸) سنگ‌های آتشفشانی موجود در مجموعه گنج را دارای مشخصه محیط‌های حوضه پشت کماتی می‌داند. همچنین Arvin et al. (2001) شکل‌گیری مجموعه افیولیتی کهنوج (بندزیارت/دره انار، شکل ۱) را که در جوار مجموعه گنج قرار می‌گیرد به یک محیط پشت کماتی مربوط می‌داند. شاکر اردکانی و همکاران (۱۳۹۳) بیان داشته‌اند که باید محیط زمین‌ساختی مجموعه گنج و مجموعه افیولیتی کهنوج را مشابه با دیگر افیولیت‌های نوتیس اواخر کرتاسه در ناحیه خاور مدیترانه در نظر گرفت و توده‌های نفوذی ترونجمیتی پالتوسن موجود در مجموعه گنج (شکل ۱) را مربوط به پهنه بالای فرورانش دانست. (Shervais (2001) بیان می‌دارد که افیولیت‌های زون بالای فرورانش یک توالی از رخدادها را در طی تشکیل و سپس تکامل‌شان به نمایش می‌گذارند که نشان می‌دهد آنها در پاسخ به فرایندهایی که در همه این نوع افیولیت‌ها مشترک است به وجود آمده‌اند. این توالی مشتمل بر ۵ مرحله، زایش، جوانی، بلوغ، مرگ و زایش دوباره است که در مرحله سوم (بلوغ) نفوذی‌های کوآرتز دیوریتی به همراه فوران گدازه‌های اسیدی رخ می‌دهد. بنابراین با توجه به آنچه در مطالعات پتروژنز در مورد توده نفوذی دیوریتی - کوآرتز دیوریتی قلعه گنج به دست آمد، به نظر می‌رسد باید این توده‌ها را نیز به مانند دیگر نفوذی‌های ترونجمیتی موجود در مجموعه گنج مربوط به مرحله بلوغ یک پهنه بالای فرورانش در نظر گرفت.

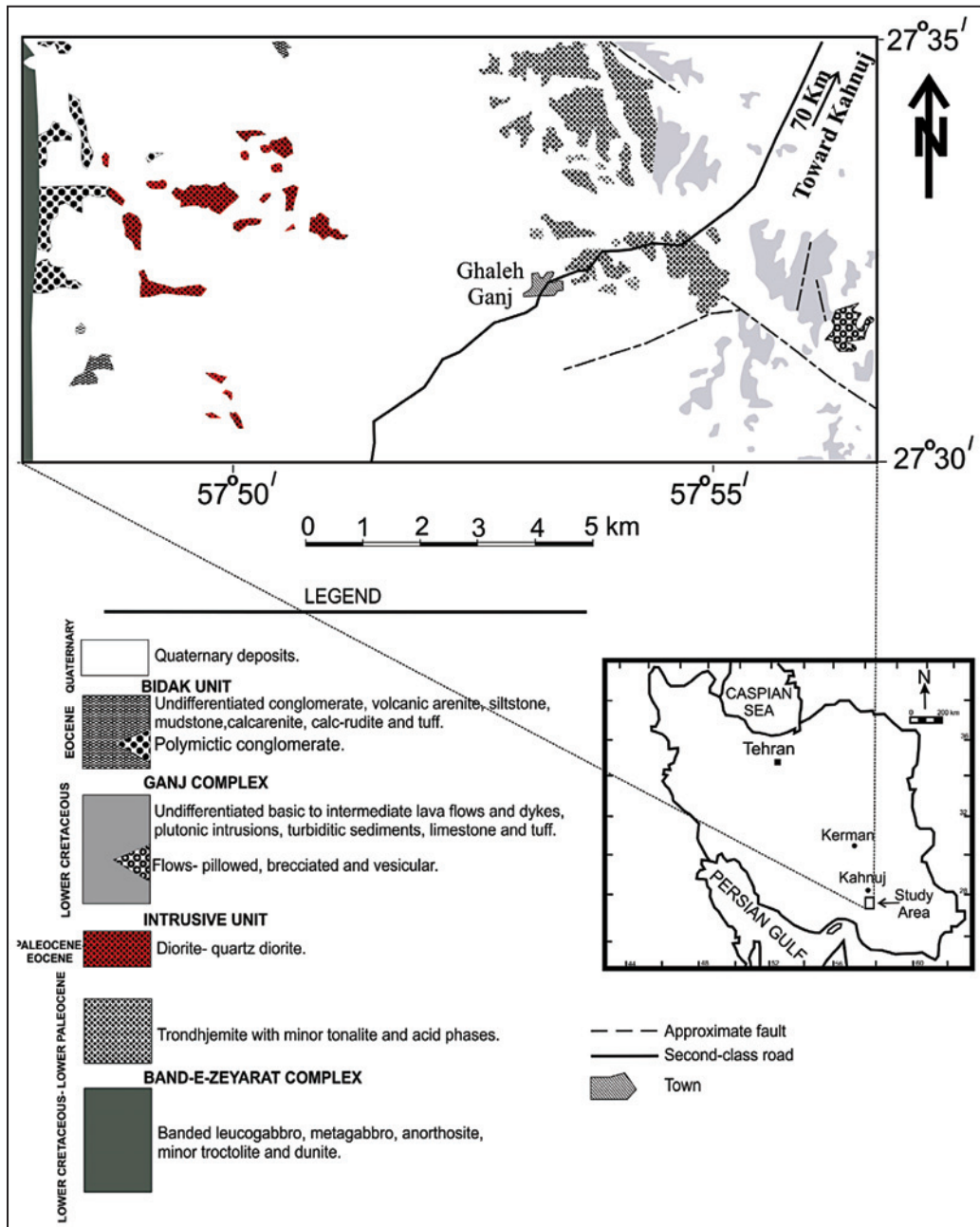
نمونه‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (۰/۱۴-۰/۱۶) نیز می‌تواند بیانگر این مسئله باشد. (Whalen et al. (1987) بر پایه نمودار Zr در برابر Ga/Al\*10000 سنگ‌های گرانیتویدی را از یکدیگر تفکیک کرده‌اند که با توجه به این نمودار همه نمونه‌های توده نفوذی قلعه گنج در محدوده نوع I و S جای می‌گیرند (شکل ۴-ت)؛ ولی Chappell & White (1974) بر این باورند که فراوانی Cr و Ni، حضور آنکلاوهای میکروگرانیتویدی و حضور کانی‌هایی مانند هورنبلند، بیوتیت و کلینوپروکسن مشخصه گرانیتویدی نوع I هستند (Arvin et al., 2007) و این همان مواردی است که در توده‌های نفوذی دیوریتی و کوآرتز دیوریتی قلعه گنج نیز دیده می‌شود. همچنین از دید درجه اشباع‌شدگی آلومین (ASI; Zen, 1986)، توده‌های نفوذی قلعه گنج در نمودار Maniar & Piccoli (1989) بیشتر در محدوده متآلومینوس و ۲ نمونه در محدوده پرآلومینوس جای می‌گیرند (شکل ۴-ث)؛ به گونه‌ای که Hyndman (1985) بر این باور است که این مسئله از نشانه‌های سنگ‌های نفوذی با منشأ آذرین مافیک است و بیشتر ماهیت گرانودیوریتی و دیوریتی از خود نشان می‌دهند.

برای مطالعه عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، میزان تمرکز عناصر خاکی کمیاب (ΣREE)، همچنین میزان شیب منحنی‌ها بر پایه نسبت (La/Yb)<sub>cn</sub> و وضعیت بی‌هنجاری Eu با استفاده از Eu/Eu\* (Taylor & Mc Lennan, 1985) محاسبه شده‌است (جدول ۱). لازم به یادآوری است که میزان تمرکز LREE بر پایه (La/Sm)<sub>cn</sub> و میزان HREE بر پایه میزان (Gd/Yb)<sub>cn</sub> بوده و در همه محاسبات کندریت (Sun & Mc Donough (1989) به عنوان عامل بهنجار کننده انتخاب شده است.

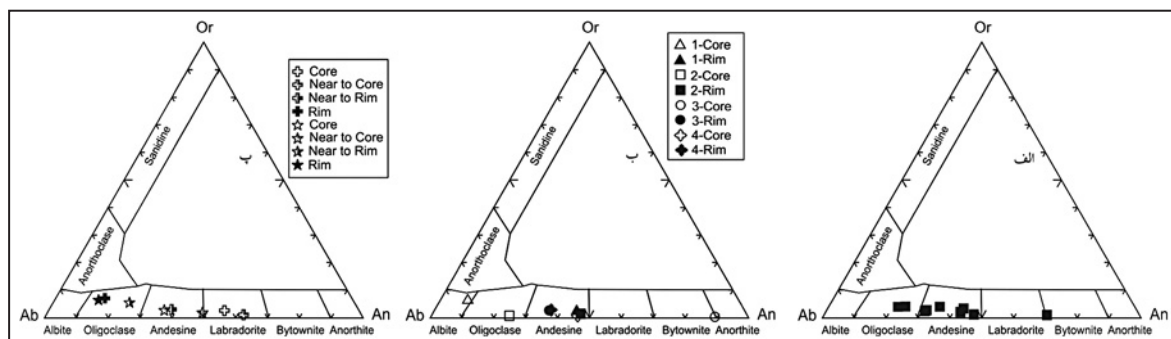
همان‌گونه که در شکل ۴-ج دیده می‌شود الگوی عناصر خاکی کمیاب این نمونه‌ها دارای شیب نزولی ضعیفی است؛ به گونه‌ای که بیشترین نسبت LREE/HREE آنها حدود ۳/۵ برابر واحد (۲/۵۰-۳/۴۷) ((La/Yb)<sub>cn</sub>) است. همچنین نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی کم در LREE ((La/Sm)<sub>cn</sub>=۱/۰۸-۱/۸۴) و تهی‌شدگی در HREE ((Gd/Yb)<sub>cn</sub>=۱/۳۳-۱/۴۸) هستند و Eu در برخی نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی و در برخی بی‌هنجاری ضعیف نشان داده است ((Eu/Eu\* = ۰/۶۸-۰/۹۲). میانگین تمرکز مجموع عناصر خاکی کمیاب در این نمونه‌ها ۹۵/۵ بخش در میلیون است (ΣREE=۱۳-۹۷/۸۷). نبود بی‌هنجاری Eu نشان‌دهنده تفریق کم اهمیت پلاژیوکلاز و یا شرایط اکسیدان ماگمای سازنده آنها است؛ زیرا که در شرایط اکسیدان از شکل‌گیری Eu<sup>+۲</sup> جلوگیری می‌شود (Magganas, 2002) و در واقع Eu به صورت Eu<sup>+۳</sup> در می‌آید و به مانند دیگر REE‌ها رفتار می‌کند (Cullers & Graf, 1984).

## ۷- پتروژنز

در میان محیط‌هایی زمین‌ساختی، می‌توان دیوریت‌ها را در حاشیه فعال قاره‌ای، درون صفحات قاره‌ای و اقیانوسی و کمان آتشفشانی دید. جانمایی نمونه‌ها در نمودار دوتایی Muller & Groves (1997) که برای جدایش محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین است، نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی جزو سنگ‌های مرتبط با کمان هستند و به‌طور مشخص از محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای مجزا می‌شوند (شکل ۵-الف). در نمودارهای Pearce et al. (1984) نیز سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-ب). بر پایه نمودار Shervais (1982) عمده نمونه‌های دیوریتی - کوآرتز دیوریتی قلعه گنج در محدوده MORB و حوضه‌های پشت کماتی (شکل ۵-پ) و بر پایه Jenner et al. (1991) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان (شکل ۵-ت) قرار می‌گیرند. همان‌گونه که در نمودارهای چند عنصره نیز دیده می‌شود همه نمونه‌ها دارای الگوی شبیه به یکدیگر هستند و در الگوی آنها تمرکز تقریباً بالایی از Th در نمونه‌ها و بی‌هنجاری

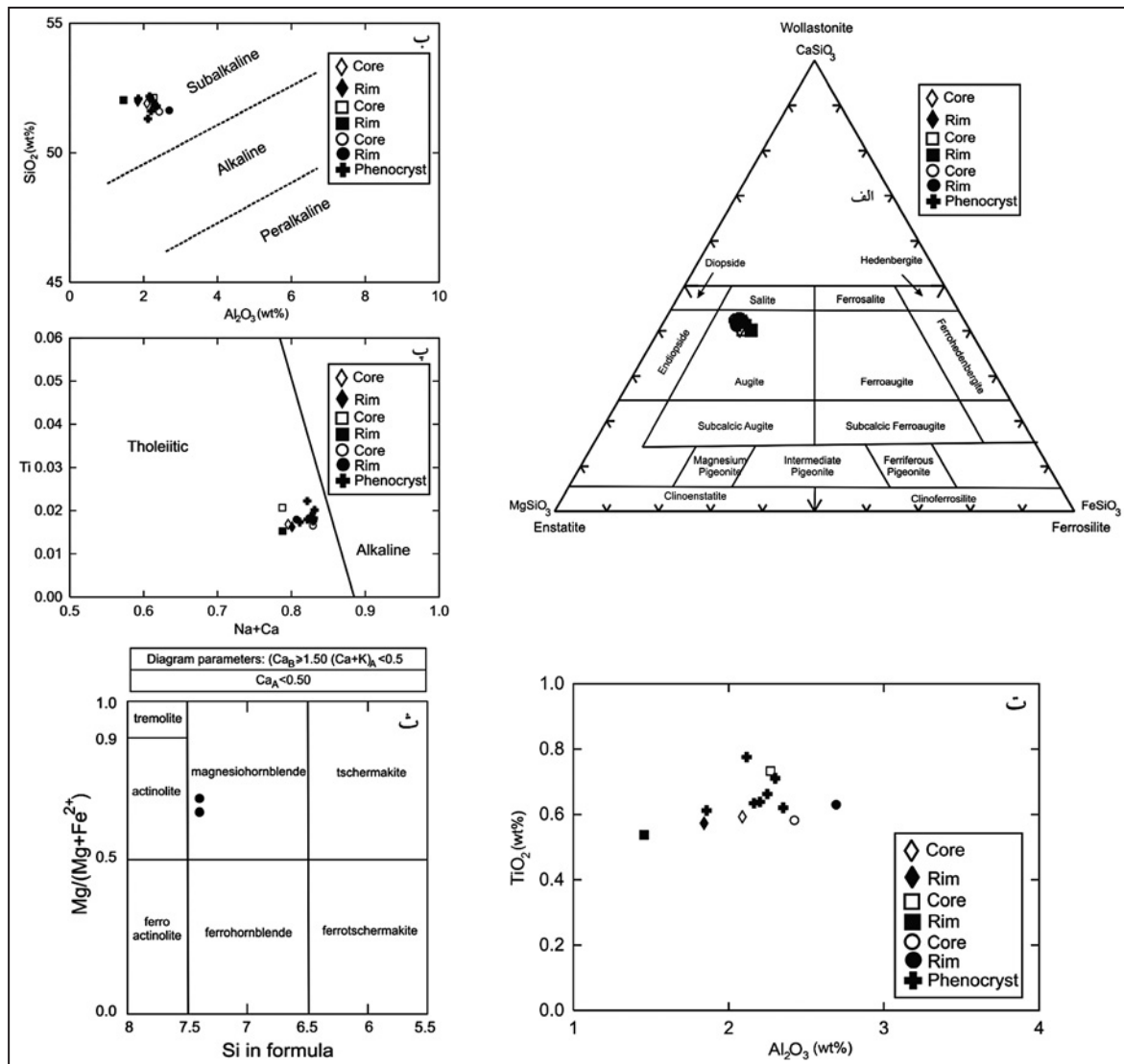


شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (بر گرفته از McCall (1985) با کمی تغییرات).

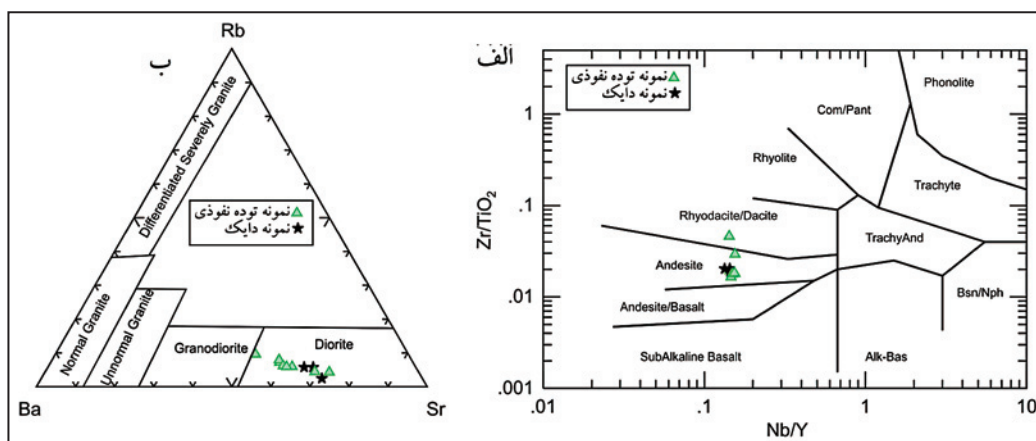


شکل ۲- محدوده ترکیبی پلاژیوکلازهای موجود در نمونه های دیوریتی- کوارتز دیوریتی قلعه گنج: الف) ترکیب شیمیایی درشت بلورها؛ ب) ترکیب شیمیایی مرکز و حاشیه درشت بلورها؛ پ) ترکیب شیمیایی درشت بلورهای دارای منطقه بندی.

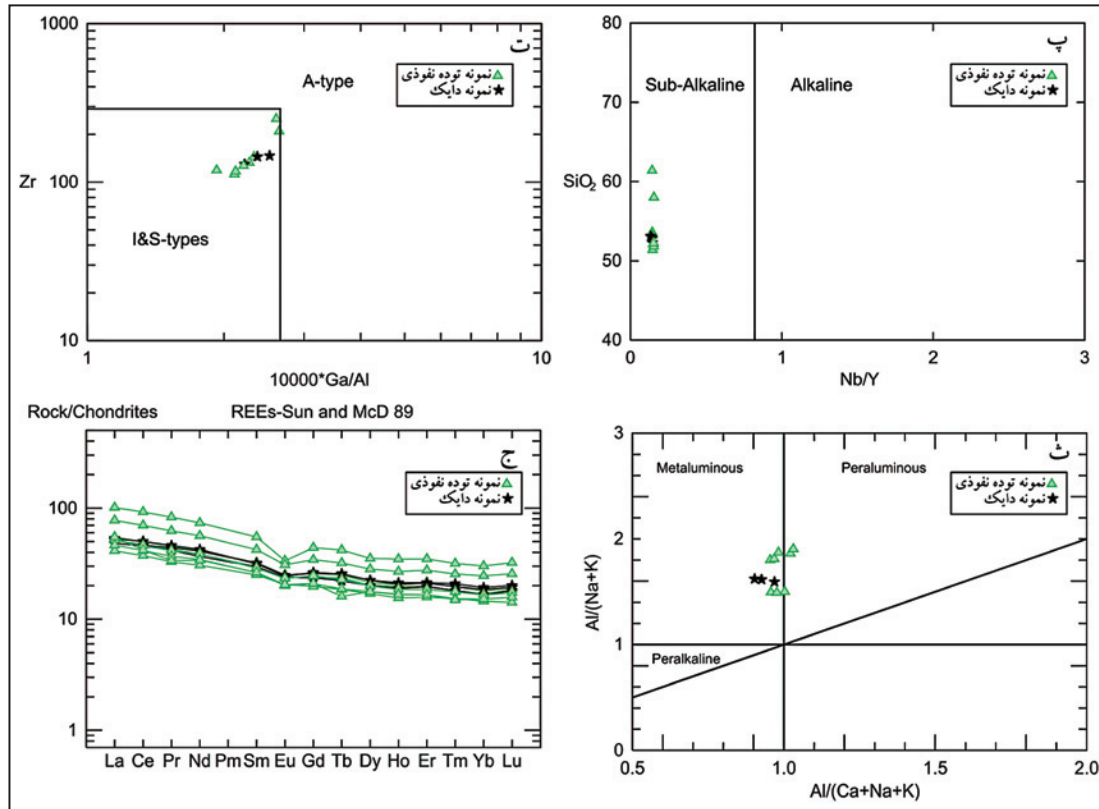




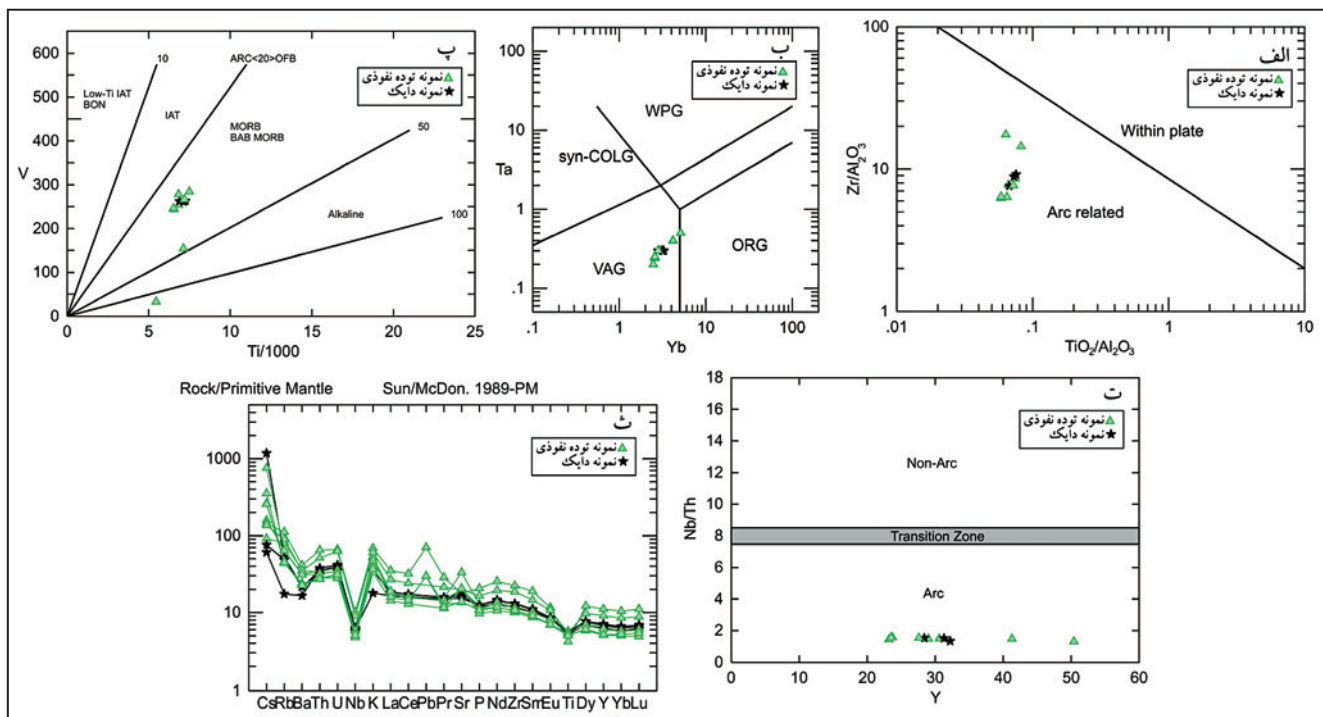
شکل ۳- نمودارهای ژئوشیمیایی مربوط به کانی‌های مافیک موجود در نمونه‌های دیوریتی قلعه گنج شامل الف) نمودار ترکیب شیمیایی (Poldervaart & Hess (1951)؛ ب، پ) نمودارهای تعیین سری ماگمایی (Nisbet & Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982)؛ ت) نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  مربوط به بلورهای کلینوپیروکسن؛ ث) نمودار ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول (Leake, 1978).



شکل ۴- نام گذاری ژئوشیمیایی نمونه‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی بر پایه: الف) نمودار (Winchester & Floyd (1977) و ب) نمودار (El-Sokkary & El-Bouseily (1975)

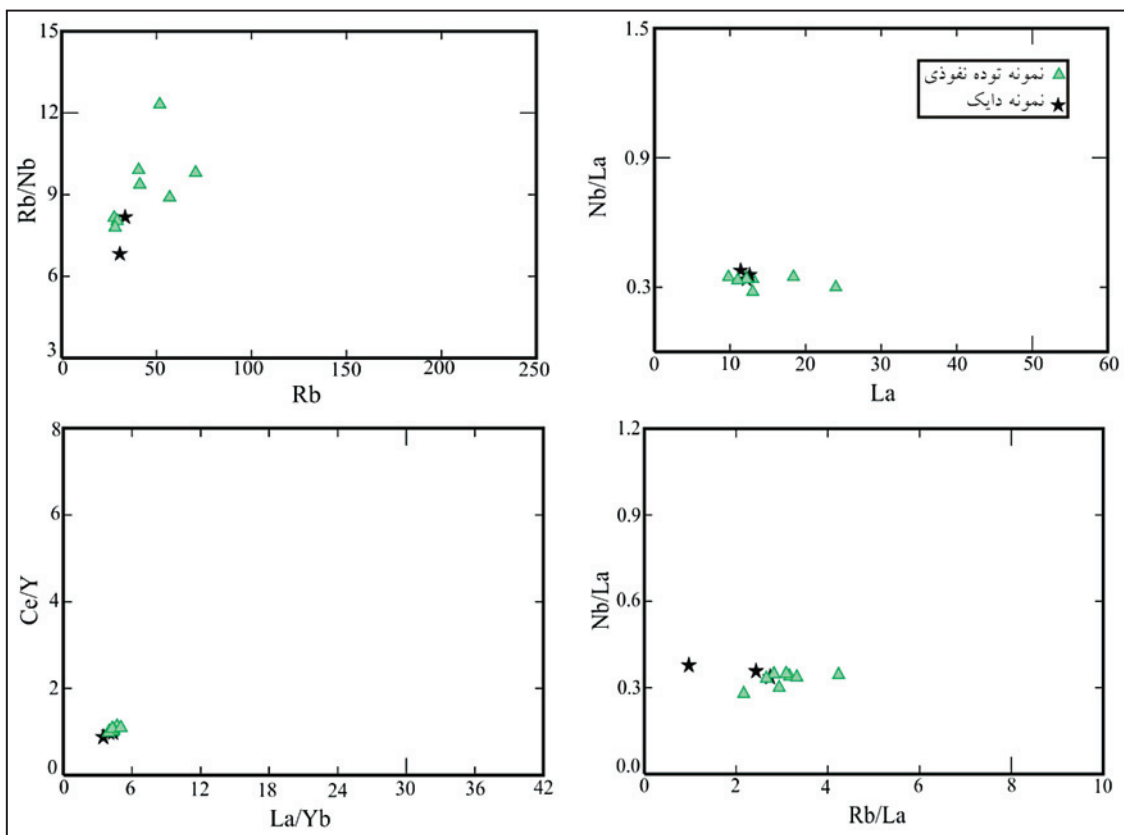
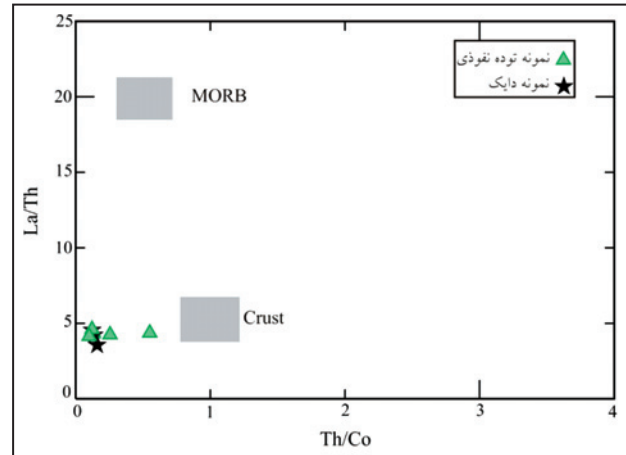


شکل ۴- (پ) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های منطقه بر پایه نمودار (Winchester & Floyd (1977)؛ ت) تعیین نوع سنگ‌های نفوذی منطقه با استفاده از نمودار (Whalen et al. (1987)؛ ث) تعیین درجه اشباع‌شدگی آلومین بر پایه نمودار  $Al/(Na+K)$  در برابر  $Al/(Ca+Na+K)$  (Maniar & Piccoli, 1989)؛ ج) الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده بر پایه کندریت (Sun & Mc Donough, 1989) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

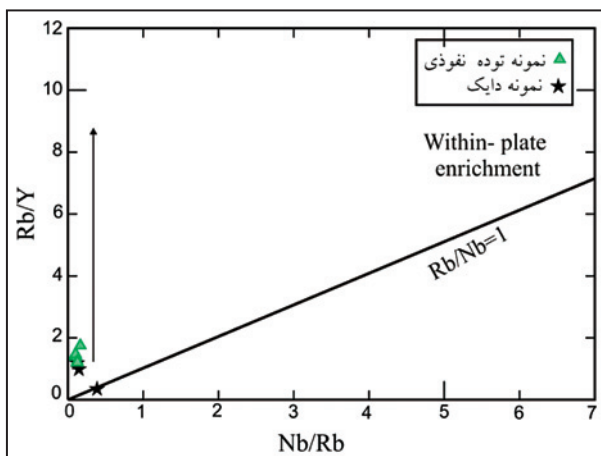


شکل ۵- نمودارهای (Muller & Groves (1997)؛ الف) Pearce et al. (1984)؛ ب) Shervais (1982)؛ پ) Jenner et al. (1991)؛ ت) و چند عنصر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989)؛ ث) برای جدایش محیط زمین‌ساختی و موقعیت دیوریت- کوارتز دیوریت‌های قلعه گنج.

شکل ۶- نمودار La/Th-Th/Co برای نمونه‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی (Stevenson et al., 1999).



شکل ۷- نمودارهای Langmuir et al. (1978) برای توده‌های نفوذی دیوریتی - کوارتز دیوریتی قلعه گنج.



شکل ۸- نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb برای نمونه‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی (Temel et al., 1998).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی توده‌های نفوذی دیوریتی - کوارتز دیوریتی (نمونه‌هایی که با حرف A مشخص شده‌اند در آزمایشگاه ای ال اس کمکس کانادا و نمونه‌هایی که با حرف S مشخص شده‌اند در دانشگاه پتسدام آلمان تجزیه شده‌اند).

SAMPLE	A-1	A-8	A-12	A-15	A-30	A-35	SG-1	SG-2	A-20-D1	A-22-D2	A-23-D2
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	53.60	1.40	53.20	58.00	52.35	51.40	51.80	52.20	52.30	52.90	53.10
TiO <sub>2</sub>	1.25	0.91	1.14	1.19	1.20	1.14	1.09	1.09	1.15	1.19	1.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.80	14.35	17.20	14.50	16.64	17.65	18.70	18.63	17.10	16.35	16.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.89	7.43	9.27	9.04	9.55	9.06	8.57	8.45	9.26	9.55	9.14
CaO	6.12	3.51	6.12	4.04	4.48	6.32	6.12	6.13	5.12	5.57	5.82
MgO	2.82	1.35	2.80	2.19	2.86	3.02	2.85	2.88	2.76	2.69	2.74
Na <sub>2</sub> O	4.93	4.51	4.96	4.88	6.36	5.61	5.82	5.75	6.46	6.05	6.46
K <sub>2</sub> O	1.54	2.07	1.62	1.82	1.45	1.00	1.20	.10	1.07	1.05	0.54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	Nd	nd	0.01	<0.01	0.01
MnO	0.16	0.15	0.15	0.17	0.15	0.15	0.13	0.14	0.14	0.12	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.45	0.26	0.36	0.26	0.21	0.24	0.23	0.26	0.27	0.27
SrO	0.08	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	Nd	nd	0.04	0.04	0.04
BaO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	Nd	nd	0.02	0.02	0.01
LOI	2.99	2.89	3.70	3.49	3.25	4.37	3.28	3.27	4.04	4.47	4.15
Total	100.50	99.10	100.50	99.80	98.63	100.00	99.81	99.87	99.70	100.50	99.70
	Ppm	ppm	Ppm	ppm	ppm	ppm	Ppm	ppm	Ppm	ppm	ppm
V	284.00	33.00	253.00	154.00	266.00	278.00	244.00	246.00	262.00	261.00	263.00
Cr	30.00	30.00	60.00	270.00	60.00	120.00	30.00	33.00	40.00	20.00	70.00
Co	22.80	10.00	22.10	17.00	21.80	23.60	Nd	nd	21.80	21.60	20.10
Ni	7.00	5.00	10.00	5.00	7.00	11.00	<10	<10	10.00	11.00	6.00
Cu	123.00	10.00	174.00	73.00	244.00	212.00	Nd	nd	236.00	17.00	35.00
Zn	76.00	85.00	71.00	87.00	83.00	87.00	72.00	74.00	77.00	40.00	56.00
Ga	20.70	19.80	20.70	20.30	19.40	19.70	21.00	19.00	20.10	20.50	21.40
Rb	41.20	70.60	51.70	56.90	40.60	27.70	29.30	28.20	33.50	30.70	11.10
Sr	697.00	376.00	423.00	417.00	427.00	435.00	285.00	292.00	393.00	346.00	324.00
Y	30.60	50.40	29.00	41.30	27.60	23.20	23.70	23.50	28.40	31.30	32.20
Zr	144.00	251.00	133.00	209.00	127.00	112.00	117.00	119.00	130.00	145.00	147.00
Nb	4.40	7.20	4.20	6.40	4.10	3.40	3.65	3.62	4.10	4.50	4.30
Pb	<5	5.00	<5	<5	<5	<5	2.11	2.10	<5	<5	<5
Cs	1.24	1.13	0.72	1.07	5.96	2.79	2.07	2.03	9.33	0.60	0.48
Ba	219.00	287.00	246.00	243.00	216.00	167.00	160.00	158.00	152.00	150.50	116.00
Hf	4.10	7.00	3.80	5.70	3.60	3.20	3.26	3.28	3.60	3.90	4.00
Ta	0.30	0.50	0.30	0.40	0.30	0.20	0.24	0.25	0.30	0.30	0.30
Th	2.96	5.51	2.84	4.34	2.66	2.37	2.32	2.32	2.68	2.98	3.20
U	0.83	1.39	0.81	1.32	0.73	0.59	0.67	0.65	0.73	0.83	0.87
La	13	24	12.2	18.4	12.2	9.8	11	13	12.2	12.6	11.4
Ce	30.4	56.6	28.7	42.8	28.2	22.9	25.4	25.7	27.9	30.7	28.2
Pr	4.3	7.88	4.07	5.92	3.92	3.13	3.5	3.2	3.96	4.38	4.19
Nd	19.3	34.4	18	26.3	18.1	14.3	16.1	15.9	17.2	19.8	19.2
Sm	4.94	8.4	4.53	6.47	4.42	3.83	4.01	4.03	4.52	4.82	4.9
Eu	1.45	1.95	1.38	1.79	1.35	1.19	1.16	1.18	1.38	1.41	1.44
Gd	5.34	9.04	4.88	7.06	5.04	4.05	4.28	4.31	4.85	5.41	5.32
Tb	0.93	1.57	0.88	1.2	0.85	0.69	0.7	0.6	0.83	0.95	0.96
Dy	5.43	8.96	5.11	7.18	5.05	4.31	4.51	4.49	5.07	5.67	5.67
Ho	1.15	1.97	1.11	1.52	1.05	0.88	0.95	0.94	1.07	1.17	1.2
Er	3.53	5.78	3.27	4.57	3.05	2.61	2.75	2.75	3.25	3.49	3.52
Tm	0.5	0.81	0.46	0.65	0.45	0.39	0.39	0.38	0.46	0.5	0.53
Yb	3.05	5.12	2.88	4.18	2.81	2.47	2.57	2.58	2.81	3.14	3.27
Lu	0.49	0.82	0.47	0.65	0.44	0.36	0.4	0.4	0.46	0.49	0.51
(La/Sm)cn	1.7	1.84	1.74	1.84	1.78	1.65	1.77	2.08	1.74	1.69	1.5
(La/Yb)cn	3.06	3.36	3.04	3.16	3.11	2.85	3.07	3.47	3.11	2.88	2.5
(Gd/Yb)cn	1.45	1.46	1.4	1.4	1.48	1.36	1.38	1.33	1.43	1.43	1.35
Eu/Eu*	0.86	0.68	0.9	0.81	0.87	0.92	0.86	0.87	0.9	0.84	0.86
La/Nb	2.95	3.33	2.9	2.88	2.98	2.88	3.01	3.59	2.98	2.8	2.65
(Nb/La)pm	0.34	0.3	0.34	0.35	0.34	0.35	0.33	0.28	0.34	0.36	0.66
(Th/La)pm	0.67	0.77	0.68	0.68	0.65	0.7	0.64	0.64	0.65	0.66	0.74
LOI= Loss on ignition											



## کتابخانه

- امیریور، ح.، ۱۳۸۹- پتروگرافی، شیمی کانی و پتروژنز نفوذی‌های دیوریتی- کوارتز دیوریتی قلعه گنج، جنوب خاور کرمان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زردند، ۱۳۰ صفحه.
- سلطانی، ا.، ۱۳۸۵- بررسی شیمیایی آمفیبول در گرانیت‌های نوع I با حرارت پایین در منطقه کاشمر، شمال خاوری ایران مرکزی. پانزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ص. ۲۳۰-۲۳۶.
- شاکر اردکانی، ع.، آروین، م. و ابرهنسلی، ر.، ۱۳۹۳- پتروگرافی، شیمی کانی و پتروژنز توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج، جنوب خاور ایران: با نگرشی بر محیط تکنونیک آن. فصلنامه علوم زمین، ۲۳: ۱۴۳-۱۵۴.
- شاکر اردکانی، ع.، ۱۳۸۸- پتروگرافی، شیمی کانی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی مجموعه گنج واقع در کمر بند افیولیتی جازموریان، جنوب خاور کرمان. پایان‌نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران، ۲۹۵.

## References

- Anderson, J. L. & Smith, D. R., 1995- The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Arvin, M., Houseinipour, A., Babaei, A. & Babaie, H. A., 2001- Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Dare-Anar complex: evidence from the Kahnuj ophiolitic complex, southeastern, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 12(2): 157-170.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. & 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.
- Chappel, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types: expanded abstract. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Cullers, R. L. & Graf, J. L., 1984- Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In Henderson, P. Rare earth element geochemistry. Elsevier Amsterdam 275-316.
- Damasceno, D., Scoates, J. S., Weis, D., Frey, F. A. & Giret, A., 2002- Mineral chemistry of midly alkali basalts from the 25 Ma Mont Crozier Section, Kerguelen Archipelago: constraints on phenocryst crystallization environments. *Journal of Petrology* 43(7): 1389-1413.
- El-Sokkary, A. A. & El-Bouseily, A. M., 1975- The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks, *Chemical Geology* 16: 207-219.
- Gilbert, M. C., Helz, R. T., Popp, R. K. & Spear, F. S., 1982- Experimental studies of amphibole stability. In *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* 9B: 229-353.
- Hassanipak, A. A. & Ghazi, A. M., 2000- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, Northwest Iran: implication for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Science* 18: 109-121.
- Hawthorne, F. C., 1981- Crystal chemistry of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 9A: 1-102.
- Hyndman, D. W., 1985- Petrology of igneous and metamorphic rocks: McGraw-Hill Book Company, New York 786 pp.
- Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M. & Brace, T., 1991- Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction- zone origin. *Canad. Journal of Earth Sciences* 28: 1635- 1652.
- Langmuir, C. H., Vocke, R. D., Hanson, G. N. & Hart, S. R., 1978- A general mixing equation with application to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 37: 380-392.
- Le Bas, M. J., 1962- The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288.
- Leake, B. E., 1978- Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63: 1023e, B.E
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997- Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Letierrier, J., Maury, R., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 139-154.
- Magganas, A. C., 2002- Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos* 65: 165-182.
- Maniar, P. D. & Piccoli, M., 1989- Teconic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 110: 635-642.
- McCall, G. J. H., 1985- Area report, East Iran project- Area No: 1, north Makran and South Baluchestan, G.S.I., Report No. 57: 635 pp.
- McCall, G. J. H., 2002- A summary of the geology of the Iranian Makran. Geological Society, London, Special Publications 195: 147-204.
- Moody, J. B., Meyer, D. & Jenkins, J. E., 1983- Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *American Journal of Science* 283: 48-92.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Lecture Notes in Earth Sciences* No.56.
- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A., 1977- Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 149-160.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.

- Pfander, J. A., Jochum, K. P., Kroner, I. K. A. & Todt, W., 2002- Coupled evolution of back-arc and island arc like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr- Nd- Pb isotope data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 154-174.
- Pichler, H. & Zeil, W., 1972- The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology* 35: 424-452.
- Poldervaart, A. & Hess, H. H., 1951- Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journal of Geology* 59: 472.
- Raase, P., 1974- Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45: 231-236.
- Shaker Ardakani, A. R., Arvin, M., Oberhänsli, R., Mocek, B. & Moeinzadeh, S. H., 2009- Morphology and petrogenesis of pillow lavas from the Ganj ophiolitic complex, Southeastern Kerman, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 20(2): 139-151.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (2), ISSN: 1525-2027.
- Simonetti, A., Shore, M. & Bell, K., 1996- Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak volcano, eastern Uganda: evidence for magma mixing. *Canadian Mineralogist* 34: 411-421.
- Sindern, S., Zaitsev, A. N., Demeny, A., Bell, K., Chakmouradian, A. R., Kramm, U., Moutte, J. & Rukhlov, A. S., 2004- Mineralogy and geochemistry of silicate dyke rocks associated with carbonatites from the Khibina complex (Kola, Russia)- isotope constraints on genesis and small-scale mantle sources. *Mineralogy and Petrology* 80: 215-239.
- Stevenson, R., Henry, P. & Garie, C., 1999- Assimilation-fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid suites: Western Superior Province (Canada), *Precambrian Research* 96: 83- 99.
- Sun, S. S. & Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publications 42: 313-345.
- Taylor, S. R. & Mc Lennan, S. M., 1985- The continental crust, Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 pp.
- Temel, A., Gondogdu, M. N. & Gourgaud, A., 1998- Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 327-357.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., Li, C. F. & Bai, Z. H., 2006- Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization. *Lithos* 1-26.
- Wang, Y. J., Fan, W. M. & Guo, F., 2003- Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Geological Journal* 37: 427-448.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geological characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-418.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Zen, E., 1986- Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrographic constraints. *Journal of Petrology* 27: 1095-1118.

# Geochemistry and Petrogenesis of Ghaleh-Ganj Dioritic- Quartzdioritic Plutonism, Southeast of Kerman

A. R. Shaker Ardakani<sup>1\*</sup>, S. Dargahi<sup>2</sup> & H. Amirpour<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Higher Education Complex of Zarand, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

<sup>3</sup> M. Sc. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Zarand Branch, Zarand, Iran

Received: 2012 November 07

Accepted: 2013 June 15

## Abstract

The Ghaleh-Ganj dioritic- quartzdioritic massifs, Post early Eocene in age, located on the west side of the Makran Accretionary Prism and the Jazmurian Depression and the east side of the Jiroft fault, are part of the intrusives in the Ganj Complex, which itself is a part of the Jazmurian Ophiolitic Belt or the Inner Makran. The diorite- quartzdiorites are intruded into the Lower- Middle Eocene Bidak sedimentary units, which show spheroidal weathering and onion- skin erosion. The presence of feldspar, biotite and secondary minerals (such as clay minerals, secondary biotite and Fe oxides) in the study massifs played an important role in the occurrence of these features. Mineralogically the intrusives consist of plagioclase, clinopyroxene, amphibole, Biotite and opaques. Based on mineral chemistry studies, the plagioclases, oligoclase to labradorite in composition, show evidences of disequilibrium textures (e.g. sieve texture and oscillatory zoning). The clinopyroxenes are augite in composition and belonging to a tholeiitic magmatic series. Referring to linear relation between Ti and Al<sup>IV</sup> in clinopyroxenes, they seem to be formed in a pressure less than 5 kbs at a depth of less than 15 kilometers. Amphiboles are magnesiohornblende with tendency to actinolite in composition. Based on Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y and SiO<sub>2</sub> versus Nb/Y diagrams, the intrusives plot in the fields of diorite- quartzdiorite and sub-alkaline, respectively. Their low Nb/Y ratio (0.14-0.16) also point out to their sub-alkaline (tholeiitic) nature. The intrusives are metaluminous and I-type, which referring to HFS and REE element contents, they belong to one group. The absence of a distinct Eu anomaly suggests the insignificance of plagioclase fractionation or oxidation state of the magma. The trace element discrimination diagrams together with chondrite-normalized rare earth element patterns show that the Ghaleh Ganj diorite- quartzdiorites formed in the Maturity Stage of a supra-subduction zone.

**Keywords:** Ghaleh-Ganj, Makran, Jazmurian ophiolitic belt, Diorite- quartzdiorite, Supra-subductio zone.

For Persian Version see pages 147 to 156

\*Corresponding author: A. R. Shaker Ardakani; E-mail: shaker@uk.ac.ir