

# سنگ‌نگاری، شیمی کانی و سنگ‌زایی توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج، جنوب خاور ایران: با نگرشی بر محیط زمین‌ساختی آن

علیرضا شاکر اردکانی<sup>۱\*</sup>، محسن آروین<sup>۲</sup> و رولند اوبرهنسلی<sup>۳</sup>

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

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

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پتسدام، پتسدام، آلمان.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۳/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۰۹

## چکیده

توده‌های نفوذی فلسیک پالتوسن زیرین مجموعه گنج، بخشی از کمربند افیولیتی جازموریان یا مکران داخلی، در شمال-شمال خاور قله گنج در باختر منشور افزایشی مکران و گودال جازموریان و خاور گسل جیرفت رخنمون یافته‌اند. ترکیب سنگ‌شناختی توده‌های نفوذی فلسیک، کوارتز دیوریت، پلاژیوگرانیت، تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و آلپیت گرانیت است. بافت اصلی آنها گرانولار همسان تا ناهمسان‌دانه است که همراه با بافت‌های دیگر مانند میکروگرافیک، گرانوفیری، پوی کیلیتیک و منطقه‌بندی است. تجمع کانیایی آنها پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر است. پلاژیوکلازهای دارای بافت منطقه‌بندی، از انواع عادی، معکوس و نوسانی بوده و بر پایه مطالعات شیمی کانی دارای ترکیب آلپیت تا آندزین هستند. آمفیبول‌ها از نوع کلسیمی با ترکیب مگنزیوهورنبلند با تمایل به سوی اکتینولیت هستند. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج ترکیب ترونجمیت تا تونالیت دارند و متعلق به سری ماگمایی ساب-آلکانل با طبیعت کالک-آلکانل هستند و ویژگی‌های گرانیت‌های پرآلمینوس را نشان می‌دهند. در نمودار توصیفی عناصر کمیاب به همراه دیاگرام چند عنصره بهنجار شده بر پایه گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی توده‌های نفوذی فلسیک در محدوده گرانیت‌های مرتبط با کمان با تمایلی به سمت محدوده گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی قرار می‌گیرند. این ویژگی‌ها همراه با بی‌هنجاری منفی عناصر Nb و Ta به عنوان شاهدی از شکل‌گیری توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج در یک محیط پهنه فرافروانش است.

**کلیدواژه‌ها:** مجموعه گنج، مکران، کمربند افیولیتی جازموریان، توده‌های نفوذی فلسیک، پهنه فرافروانش، ایران.

E-mail: shaker@uk.ac.ir

\*نویسنده مسئول: علیرضا شاکر اردکانی

## ۱- پیش‌گفتار

خرده‌قاره دگرگونی بچگان- دورکان، ادامه پهنه سنندج- سیرجان، به عنوان کهن‌ترین سنگ‌ها در منطقه مکران در جنوب خاور ایران شناخته شده است (شکل ۱) (Mc Call, 1985 & 2002; Mc Call & Eftekhari-Nezad, 1994). در شمال و جنوب خرده‌قاره دگرگونی بچگان- دورکان دو گروه افیولیت دیده می‌شود که بخش شمالی شامل افیولیت‌های بندزیارت- دره‌انار، گنج و رمشک- مختارآباد است که به جز افیولیت گنج بقیه توالی نسبتاً کاملی از سکانس افیولیتی دارند و افیولیت‌های بخش جنوبی به صورت ملائز با منشأ زمین‌ساختی هستند (Mc Call, 1985, 1997, 2002; Ghazi et al., 2004). این افیولیت‌ها از بقایای اقیانوس نوتیس بوده که بر روی حاشیه قاره‌ای جایگزین شده‌اند. در منطقه مکران منشور افزایشی نیز دیده می‌شود که دارای توالی توریدایت‌های فلیشی الیگوس-میوسن است. مجموعه گنج سنگ‌های نفوذی مافیک و اولترامافیک پوسته‌ای و گوشته‌ای ندارد؛ بنابراین می‌توان گفت که این مجموعه شباهتی به یک توالی شاخص افیولیتی ندارد (Shaker Ardakani et al., 2009). مجموعه گنج با سن کرتاسه پسین شامل گدازه‌های جریانی، گدازه‌های بالشی، سنگ‌های نفوذی (فلسیک و مافیک) و سنگ‌های آذرآواری- رسوبی است که توسط دایک‌هایی با روند شمال باختر- جنوب خاور قطع شده‌اند (شاکر اردکانی، ۱۳۸۸). توده‌های نفوذی فلسیک مربوط به مجموعه گنج در جنوب خاور، خاور و شمال شهرستان قله گنج دیده می‌شوند (شکل ۲) که در این پژوهش سعی شده است تا سنگ‌نگاری، شیمی کانی، ژئوشیمی و سنگ‌زایی نفوذی‌های فلسیک یادشده بررسی شود.

## ۲- روش پژوهش

در این پژوهش ابتدا مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج صورت گرفت و پس از همانندسازی و تهیه مقاطع نازک صیقلی،

نمونه‌های یادشده با میکروسکوپ پلاریزان المپوس مدل BH2 مطالعه سنگ‌نگاری شدند. در ادامه برای تعیین شیمی کانی نمونه‌ها، ۸ نمونه مورد تجزیه الکترون میکروپروپ قرار گرفت. همچنین برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب، ۱۷ نمونه از انواع گونه‌های سنگی که کمترین دگرسانی را داشتند انتخاب و در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه پتسدام آلمان به روش‌های XRF و ICP-MS تجزیه شدند.

## ۳- زمین‌شناسی صحرایی

توده‌های نفوذی فلسیک به مساحت تقریبی ۲۴ کیلومتر مربع با روند شمال باختر- جنوب خاور با مرز گسلی درون مجموعه آتشفشانی- رسوبی گنج نفوذ کرده‌اند (شکل ۲)، ولی در بخش‌هایی مرز نفوذی توده‌های تزریق شده در درون سنگ‌های آتشفشانی مجموعه گنج به صورت کاملاً آشکار دیده می‌شود (شکل ۳- الف). بر پایه روابط و نشانه‌های صحرایی سنگ‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج جوان‌تر از سنگ‌های آتشفشانی میزبان و مربوط به زمان پالتوسن پیشین هستند، ولی بر پایه مطالعات ایزوتوپی صورت گرفته به روش پتاسیم- آرگون بر روی ۲ نمونه از ترونجمیت‌های توده‌های نفوذی یادشده سن به دست آمده ۱۰۳ و ۹۹/۵ (±۲/۵) میلیون سال بوده که معادل زمانی آلپین است (Mc Call, 1985).

توده‌های نفوذی فلسیک تن رنگی به نسبت روشن دارند ولی در مواردی به علت حضور بالای کانی‌های فلدسپار قلیایی رنگ سطح تازه شکسته به رنگ صورتی متمایل می‌شوند. این توده‌ها از دید تجمع کانیایی در نمونه دستی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، آمفیبول و کمتر بیوتیت هستند. از دید گوناگونی سنگ‌شناختی به طور چیره دارای پلاژیوگرانیت و به مقدار کمتر تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و گرانیت با بافت کلی گرانولار هستند. ضریب رنگی

پلاژیوکلازها متعلق به دو نسل متفاوت باشند؛ نسل اول به صورت بلورهای درشت (در اندازه ۲ تا ۴ میلی‌متر) و هسته کاملاً سریستی دیده می‌شوند که در برخی موارد پوششی از پلاژیوکلازهای نسل بعدی آنها را فرا گرفته است (شکل ۴-ب) و نسل دوم نسبتاً کوچک‌تر بوده (با اندازه ۱ میلی‌متر) و دارای دگرسانی کمتری هستند. با توجه به انجماد زود هنگام و در نتیجه ترکیب کلسیم‌دارتر نسل اول در قیاس با نسل دوم، شدت بالای دگرسانی نسل اول به خوبی قابل انتظار است.

بلورهای کوارتز با اندازه متوسط تا ریز (۰/۲ تا ۱ میلی‌متر) و انهدرال، به صورت منفرد و یا در قالب هم‌رشدی با عمدتاً آلپیت، فضای بین دیگر بلورها را در قالب بافت میکروگرافیک و گرانوفیری پر کرده‌اند (شکل‌های ۴-ج و ۴-د). این بافت‌ها به‌ویژه در سنگ‌های آلپیت‌گرانیته بیشتر دیده می‌شود. در برخی موارد نیز کوارتزها دارای خاموشی موحی هستند.

بلورهای ارتوکلاز با اندازه ریز تا درشت (۰/۵ تا ۳ میلی‌متر)، انهدرال تا ساب‌هدرال و فرم تخته‌ای در فضای بین بلورهای دیگر رشد کرده‌اند و بدون ماکل بوده و یا گاه دارای ماکل کارلسباد هستند.

میزان کانی‌های تیره از کمتر از ۳ درصد حجمی تا در نهایت ۲۰ درصد حجمی تغییر می‌کند. بنابراین از نظر ضریب رنگی از هولولو کوکرات در نمونه‌های آلپیت‌گرانیته تا لوکوکرات در نمونه‌های پلاژیوگرانیته و کوارتز دیوریتی متغیر است. هورنبلند و سیس کانی‌های کدر به عنوان مهم‌ترین کانی‌های تیره موجود در بیشتر گونه‌های سنگی وجود دارند. بلورهای آمفیبول در برخی نمونه‌ها دو نسل دارند؛ نسل اول به شدت کلریتی شده و گاه به بیوتیت ثانویه تبدیل شده است و نسل دوم به صورت نادگرسان هستند. بلورهای بیوتیت دارای فراوانی به نسبت پایینی هستند و عمدتاً در نمونه‌های آلپیت‌گرانیته و به ندرت در نمونه‌های مونزوگرانیته دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها گاه به کلریت دگرش یافته‌اند.

کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها شامل آپاتیت سوزنی شکل و به مقدار کم اسفن (شکل ۴-ها) و زیرکن (شکل ۴-و) هستند. آپاتیت تقریباً در تمام گونه‌های سنگی موجود است و به صورت اذخال در داخل کانی‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۴-ز)؛ اما بلور اسفن در نمونه‌های مونزوگرانیته و به طور ویژه در نمونه‌های آلپیت‌گرانیته دیده می‌شود.

کانی‌های ثانویه نیز شامل سریست، اپیدوت، کلریت، بیوتیت ثانویه و کلسیت و رس هستند (شکل ۴-ح). شدت دگرسانی در سنگ‌های نفوذی فلسیک معمولاً کم است؛ ولی کمتر به حد متوسط نیز می‌رسد.

آنکلاوهای موجود در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج دارای ترکیب سنگ‌شناسی دیوریت کوارتزدار، تونالیت و گرانودیوریت هستند. بافت آنها گرانولار همسان‌دانه تا ناهمسان‌دانه ریز و پویی کیلیتیک است. کانی‌های اصلی روشن آنها پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز و کانی‌های تیره آنها آمفیبول و کانی‌های کدر هستند. کانی‌های فرعی در صورت حضور از نوع آپاتیت سوزنی شکل و کانی‌های ثانویه کلریت، سریست، رس، کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن هستند. ضریب رنگی آنکلاوها بیشتر در حد لوکوکرات است.

دایک‌های موجود در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج گوناگونی ترکیبی گسترده‌ای از بازالت، بازالتی آندزیت، ریوداسیت با بافت کلی پورفیری و گاه بافت‌های گلوپوروفیری، جریانی، اینترگرانولار و در موارد نیمه‌زرف دیاباز و میکرودیوریت کوارتزدار با بافت ساب‌افتیک و میکروگرانولار دارند. کانی‌های اصلی سازنده دایک‌ها در نمونه‌های دیاباز و بازالتی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر، در نمونه‌های بازالتی آندزیت و میکرودیوریت کوارتزدار شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و کانی‌های کدر و در نمونه‌های ریوداسیت شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های کدر است. درشت‌بلورهای (فئوکریست) پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتیک و

نفوذی‌های فلسیک بیشتر لوکوکرات است ولی در محدوده گرانیته هولولو کوکرات قرار می‌گیرد.

در اثر تزریق توده‌های اسیدی به درون سنگ‌های آتشفشانی مجموعه گنج، قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی به صورت زاویه‌دار در قالب آنکلاوهای در اندازه ۵ تا ۵۰ سانتی‌متر در درون توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند. وجود مرز کاملاً آشکار میان آنکلاوها و سنگ‌های آتشفشانی میزبان نشانگر این است که سنگ‌های آتشفشانی در زمان تزریق توده‌های نفوذی فلسیک، جامد بوده‌اند. همچنین آنکلاوها مسافت زیادی را در داخل ماگمای اسیدی طی نکرده و فرصت زیادی برای واکنش با ماگمای اسیدی نداشته‌اند تا در آن هضم شوند. افزون‌بر آنکلاوهای یادشده، در محل تماس توده‌های نفوذی فلسیک با سنگ‌های آتشفشانی مجموعه گنج، یک سری آنکلاوهای گرانودیوریتی با بافت کلی میکروگرانولار و ضریب رنگی لوکوکرات در همه گونه‌های سنگی توده‌های نفوذی فلسیک نیز دیده می‌شوند. این آنکلاوها به صورت زاویه‌دار تا گرد شده در اندازه‌های کوچک در حد سانتی‌متر تا بسیار بزرگ در حد ۲۰ سانتی‌متر هستند (شکل ۳-ب) که به نظر می‌رسد آنها آنکلاوهای پیش‌رسی باشند که در مراحل اولیه تزریق ماگما گسترش یافته‌اند.

از دیگر نشانه‌های موجود در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج می‌توان به حضور رگه‌های آپلیتی با ستبرای بیشینه ۱۰ سانتی‌متر دارای کانی‌های کوارتز و فلدسپار قلیایی با بافت آپلیتی اشاره کرد که گاه به درون سنگ‌های آتشفشانی مجموعه گنج نیز نفوذ کرده‌اند (شکل ۳-ج). گفتنی است که گاه رگه‌های سیلیسی نیز در آنها دیده می‌شود.

دایک‌های موجود در نفوذی‌های فلسیک کم و از دید گوناگونی سنگ‌شناسی دارای ترکیب بازالتی، آندزیتی و ریوداسیتی هستند. روند عمومی آنها شمال‌باختر-جنوب‌خاور است و به طور میانگین ستبرای ۱/۲ متر دارند.

از دید دگرسانی، توده‌های نفوذی فلسیک به نسبت بدون دگرسانی هستند ولی در مناطقی، اپیدوتی شدن، کلریتی شدن و تشکیل اکسیدهای آهن در آنها دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که در برخی از بخش‌های توده‌های نفوذی لکه‌هایی از اپیدوت بر روی آنها دیده می‌شود. همچنین در بعضی مناطق شکستگی‌های رهایی و قله‌های شدن که ویژه سنگ‌های گرانیتوئیدی است نیز دیده می‌شود.

#### ۴- سنگ‌نگاری

بر پایه مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک سنگی، ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی فلسیک مورد مطالعه شامل کوارتز دیوریت، پلاژیوگرانیته، تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیته و آلپیت‌گرانیته و بافت کلی سنگ‌ها گرانولار همسان‌دانه تا ناهمسان‌دانه متوسط تا درشت دانه است. از دیگر بافت‌های موجود می‌توان به بافت پویی کیلیتیک و بافت گرانوفیری (به‌ویژه در آلپیت‌گرانیته‌ها) اشاره کرد. از دید کانی‌شناسی پلاژیوکلاز (لاپرادوریت-آلپیت) با توجه به زاویه خاموشی ماکل‌های پلی‌سینتیک و شیمی کانی، کوارتز و کمتر ارتوکلاز و میکروکلین به عنوان کانی‌های روشن و آمفیبول، کانی‌های کدر و به ندرت بیوتیت به عنوان کانی‌های تیره موجود در این سنگ‌ها مطرح هستند. آپاتیت، اسفن و زیرکن کانی‌های فرعی هستند که به طور ویژه در نمونه‌های تفریق یافته‌تر حضور دارند. این چگونگی تجمع کانیایی در نفوذی‌های فلسیک مجموعه گنج همانند پلاژیوگرانیته‌های اقیانوسی دارای پلاژیوکلاز آلپیتی، کوارتز و هورنبلند (Nakamura et al., 2007) است.

پلاژیوکلازها با فرم تخته‌ای، خودشکل تا نیمه‌شکل دار و با اندازه عموماً متوسط تا درشت دانه، بیشتر منطقه‌بندی دارند (شکل ۴-الف) و انواع ماکل‌های پلی‌سینتیک، کارلسباد-آلپیت و کمتر پری کلین در آنها دیده می‌شود. به نظر می‌رسد در بیشتر نمونه‌ها به‌ویژه نمونه‌های کوارتز دیوریتی، پلاژیوگرانیته، تونالیتی و گرانودیوریتی،

همگی در محدوده ترونجیت رسم می‌شوند که این مسئله به علت حضور بسیار زیاد فلدسپارهای قلیایی از نوع آلپیت است که سبب شده است مقدار اکسید سدیم موجود در سنگ کل افزایش یابد. گفتنی است که (Kaur & Mehta, 2005) بیان می‌دارند همه پلاژیوگرانیته‌های ایده‌آل در نمودار یادشده در محدوده‌های ترونجیت و تونالیت قرار می‌گیرند.

از دید سری ماگمایی همه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار (Rickwood, 1989)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  در محدوده ساب‌آلکانل (شکل ۷-ج) و در نمودار AFM (Irwin & Baragar, 1971) در محدوده کالک-آلکانل قرار می‌گیرند (شکل ۷-د).

محاسبه اندیس اشباع از آلومین (ASI) در توده‌های نفوذی فلسیک منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها از نوع پرآلومینوس هستند (شکل ۷-ه). قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده پرآلومینوس را می‌توان به تفریق هورنبلند (Zen, 1986) یا به محتویات متفاوت آب در سنگ مادر نسبت داد (Waight et al., 1998). بدین ترتیب که هورنبلند کانی است که ASI کمتر از ۰/۵ دارد. جدایش این کانی باعث غنی‌شدگی مذاب باقیمانده از آلومین می‌شود. اگر در اثر جدایش، میزان ASI ماگما به بیشتر از یک افزایش یابد، جدایش فلدسپار که ASI برابر یک دارد نیز می‌تواند به تشدید غنی‌شدگی از آلومین در مایع باقیمانده کمک کند. با توجه به این که میزان ASI کانی‌های مراحل آخر در یک گرانیته ایده‌آل، حتی کمتر از ASI هورنبلند است؛ بنابراین پس از جدایش هورنبلند نیز غنی‌شدگی ماگما از آلومین نیز می‌تواند ادامه داشته باشد (در گاهی، ۱۳۸۶).

ناهمگن بودن سنگ منشأ از دید درصد آب، بر روی ذوب پلاژیوکلاز تأثیر می‌گذارد؛ به گونه‌ای که در درصد آب نسبتاً بالا، پلاژیوکلاز ناپایدار شده و ذوب خواهد شد و در نتیجه مذاب تولید شده، غنی از آلومین می‌شود؛ ولی در شرایط کمبود آب، پلاژیوکلاز می‌تواند به صورت بخشی و یا کامل پایدار و در پسمانده حاصل از ذوب باقی بماند. در نتیجه با توجه به نسبت بالای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در پلاژیوکلاز این مسئله سبب عدم غنی‌شدگی ماگما از آلومین می‌شود (در گاهی، ۱۳۸۶). افزون‌بر مواردی که یاد شده، سرسیتی شدن فلدسپارها در اثر فرایند دگرسانی نیز تأثیری یکسان را در افزایش درجه ASI دارد (Lang, 1991) و در گاهی، ۱۳۸۶، مسئله‌ای که کم‌وبیش در برخی از پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های نفوذی فلسیک منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

#### ۷- سنگ‌زایی

برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج از نمودارهای مختلف محیط زمین‌ساختی استفاده شد. همان‌گونه که در نمودار  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Muller & Groves, 1997) دیده می‌شود تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های مرتبط با کمان هستند و به طور مشخص از محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای جدا می‌شوند (شکل ۸-الف). در حالی که در نمودار (Pearce et al., 1984) Ta-Yb؛ شکل ۸-ب) نمونه‌ها همچنین در محدوده گرانیته‌های مرتبط با کمان با تمایلی به سوی گرانیته‌های پشته‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند. برای بررسی دقیق از نمودارهای (Harris et al., 1989) نیز برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج استفاده شد. همان‌گونه که در شکل ۸-ج دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها در محدوده گرانیته‌های مرتبط با کمان و به‌ویژه در محدوده گرانیته‌های پشته‌های اقیانوسی رسم می‌شوند؛ در حالی که در نمودار (Wood, 1980) بیشتر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان با گرایش به سوی محدوده‌های MORB قرار می‌گیرند (شکل ۸-د).

(Sarvothaman 1993) نموداری ارائه کرد که محدوده‌های ترونجیت‌های

منطقه‌بندی نوسانی هستند و در برخی نمونه‌ها و به‌طور ویژه سنگ‌های بازالتی به کلسیت، کلریت و اپیدوت دگرش یافته است و در امتداد شکستگی‌ها و نیز حاشیه با زمینه واکنش داده و دگرسان شده و سپس رشد دوباره یافته‌اند (شکل ۵-الف). بلورهای کلینوپیروکسن دارای ماکل ساده است و گاه به کلسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. در سنگ‌های بازالتی آندزیتی، بلورهای کوارتز به صورت بیگانه‌بلور وجود دارند که با ماگمای زمینه واکنش داده و در حاشیه آنها کانی‌های مختلف مانند اپیدوت و یا ترمولیت-اکتینولیت تبلور یافته است (شکل ۵-ب). همچنین درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دو نسل متفاوت دارند. نسل اول مرکز آنها به سرسیت دگرش یافته (شکل ۵-ج) و حالت غبارآلود دارند و نسل دوم بدون دگرسانی بوده و دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. شدت دگرسانی در دایک‌ها متفاوت است؛ بدین گونه که در دایک‌های بازالتی شدید، در سنگ‌های ریوداستیتی کم و در دیگر انواع دایک‌ها، متوسط تا کم است. گردهمایی کانی‌های ثانویه موجود در دایک‌ها سرسیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت، رس و اکسیدهای آهن است.

#### ۵- شیمی کانی

برای بررسی ترکیب شیمیایی و تعیین نوع ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در سنگ‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج بر روی شماری از آنها تجزیه الکترون میکروپروب با استفاده از دستگاه میکروسوند Cameca SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵KV، شدت جریان YnA و زمان شمارش ۸۰ ثانیه در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه پتسدام آلمان انجام شد. پلاژیوکلازهای بدون منطقه‌بندی بیشتر دارای ترکیب آلپیت تا گاه الیگوکلاز با ترکیب شیمیایی  $-\text{An}_{3.34-22.94} - \text{Or}_{0.33-4.70} - \text{Ab}_{75.10-95.82}$  هستند؛ اما در پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی، میانگین ترکیب هسته تا حاشیه از الیگوکلاز تا آندزین متغیر و ترکیب شیمیایی آنها  $-\text{An}_{9.17-40.96} - \text{Or}_{1.53-3.60} - \text{Ab}_{56.92-88.21}$  است (شکل ۶-الف).

با بررسی‌های انجام شده بر روی ترکیب پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی مشخص شد که در آنها انواع منطقه‌بندی عادی، وارون و نوسانی دیده می‌شود (شکل ۶-ب).

آمفیبول بیشترین مقدار کانی‌های مافیک را در سنگ‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج تشکیل می‌دهد. همان‌گونه که در شکل ۶-ج دیده می‌شود آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کلسیمی قرار می‌گیرند. همچنین آمفیبول‌های یادشده در نمودار  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})/\text{Si}$  برابر (Leake et al., 1997)؛ شکل ۶-د) در محدوده مگنزیوهورنبلند متمایل به محدوده اکتینولیت قرار گرفته‌اند.

#### ۶- مطالعات ژئوشیمیایی

برای بررسی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی فلسیک منطقه مورد مطالعه، ۱۷ نمونه که دچار دگرسانی و هوازدگی کمتری شده بودند انتخاب شدند و اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و خاکی کمیاب آنها در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه پتسدام آلمان به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۱).

یکی از روش‌های نام‌گذاری توده‌های نفوذی بهره‌گیری از تجزیه‌های ژئوشیمیایی است. همان‌گونه که در شکل ۷-الف دیده می‌شود نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (Middlemost, 1985) در محدوده‌های دیوریت، گرانودیوریت و گرانیته قرار می‌گیرند که این چگونگی قرارگیری با نام‌گذاری بر پایه سنگ‌نگاری همخوانی دارد. همچنین نمونه‌های یادشده در نمودار  $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$  (Gliksn, 1979) در محدوده تونالیت و ترونجیت قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). گفتنی است که در این نمودار نمونه‌های گرانودیوریتی، مونوزوگرانیته و آلپیت گرانیته منطقه مورد مطالعه بر پایه مطالعات میکروسکوپی،

پهنه بالای فرورانش (SSZ) را که بیشتر قابل مقایسه با حوضه‌های پشت کمانی جوان‌تر موجود در جهان است نشان می‌دهند.

باور بر این است که مجموعه‌های افیولیتی ایران در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت مانند پشته‌های میان اقیانوسی، مراحل ابتدایی پشته‌های اقیانوسی، حوضه‌های اقیانوسی کوچک مانند دریای سرخ، حوضه‌های حاشیه‌ای، گسل‌های انتقالی کششی و جزایر کمانی تشکیل شده‌اند (Berberian & King, 1981; Mc Cal & Kidd, 1981; Desmons, 1982; Tirrul et al., 1983; Desmons & Beccaluva, 1983; Arvin, 1990; Arvin & Robinson, 1994; Arvin & Shokri, 1997). اطلاعات حاصل از فسیل‌های جانوری موجود در مکران داخلی، سن ژوراسیک را برای آغاز گسترش یک کافت در منطقه بیان می‌دارد که در پایان به شکل‌گیری حوضه اقیانوسی مکران یا پهنه جدایشی مکران داخلی میان بلوک لوت و خرده‌قاره‌های بچگان- دورکان انجامیده است (Mc Call & Kidd, 1981). این اقیانوس به طور فعال از اوایل کرتاسه تا اوایل پالئوسن جدایش داشته است و به دنبال فرورانش جنوب خاوری پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر خرده‌قاره بچگان- دورکان (در راستای شمال خاور یا شمالی)، توالی‌های افیولیتی مجموعه‌های کهنوج (بندزیارت/دره انار) و گنج تشکیل شدند (Mc Call & Kidd, 1981; Mc Call, 1985; Arvin et al., 2001). همچنین (Arvin et al., 2001) شکل‌گیری مجموعه افیولیتی کهنوج (بندزیارت/دره انار) را در یک محیط پشت کمانی بیان می‌دارند. افزون بر این، شاکر اردکانی (۱۳۸۸) چنین نتیجه‌گیری می‌کند که سنگ‌های آتشفشانی موجود در مجموعه گنج (به‌ویژه سنگ‌های دارای ترکیب بازالتی) دارای ویژگی یک محیط حوضه پشت کمانی هستند؛ بنابراین به نظر می‌رسد که مجموعه گنج و مجموعه افیولیتی کهنوج در یک محیط زمین‌ساختی مشابه با دیگر افیولیت‌های نوتیس اواخر کرتاسه در ناحیه خاور مدیترانه تشکیل شده باشند (شاکر اردکانی و همکاران، ۱۳۸۷؛ شاکر اردکانی، ۱۳۸۸). بنابراین با توجه به آنچه در مطالعات سنگ‌زایی در مورد توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج به دست آمد، به نظر می‌رسد این سنگ‌ها از دید ویژگی‌های ژئوشیمیایی در بیشتر نمودارها یک ماهیت دوگانه از خود نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که هم دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیت‌های نوع پشته‌های اقیانوسی و هم دارای ویژگی‌های پلاژیوگرانیت‌های مرتبط با کمان هستند. از مهم‌ترین ویژگی‌های موجود در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج می‌توان به وجود سازنده‌های مرتبط با پهنه فرورانش به‌ویژه در تهی‌شدگی Ta-Nb در الگوی بهنجاری شده بر پایه ORG اشاره کرد (شکل ۹؛ الگوی ارائه شده مربوط به نمونه‌هایی است که تجزیه شیمیایی همه عناصر مورد نیاز برای رسم نمودار در دسترس بوده است). (Pearce et al., 1984) بر این باورند که چنین وضعیتی معمولاً در پلاژیوگرانیت‌های گسترش یافته در مناطق فرافورانش مانند مجموعه‌های تروُدوس، سمایل، آنتالیا و ورنوس دیده می‌شود؛ چرا که در این مناطق، به علت تأثیر پهنه فرورانش، نمونه‌ها تمایلاتی به سوی ویژگی‌های محیط‌های کمان آتشفشانی (البته به میزان متغیر) خواهند شد؛ به‌گونه‌ای که بیشتر نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی نسبتاً ضعیفی از Ta-Nb دارند در حالی که برخی از آنها بی‌هنجاری منفی بیشتری نشان می‌دهند و همچنین الگوی برخی از نمونه‌ها شباهت بسیار زیادی با گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی دارند و میزان تمرکز عناصر آنها نزدیک به واحد است (شکل ۱۰). گفتنی است که (Floyd et al., 1998) حضور پلاژیوگرانیت‌ها با ویژگی‌های مناطق پهنه فرافورانش را از ویژگی‌های افیولیت‌های مزوزوییک مربوط به نوتیس عنوان کرده‌اند؛ به‌گونه‌ای که در ایران در کمرند ناین- بافت (برای نمونه Shafaii Moghadam et al., 2010؛ گلستانی، ۱۳۸۹) گزارش شده است. همچنین در دیگر نقاط دنیا نیز به چنین پلاژیوگرانیت‌هایی اشاره شده است (برای نمونه Yaliniz et al., 2000; Majer & Garasic, 2001; Luchitskaya et al., 2005).

قاره‌ای و پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی و همچنین محدوده‌های با آلومینیم کم از آلومینیم بالا از یکدیگر تفکیک می‌شوند. همان‌گونه که در شکل ۹- الف دیده می‌شود توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج در محدوده ترونجمیت‌های قاره‌ای با آلومینیم متوسط تا زیاد قرار می‌گیرند.

(Coleman & Peterman, 1975) نموداری را ارائه کردند که بر مبنای آن گرانوفیرهای قاره‌ای، ترونجمیت‌های قاره‌ای، پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی، بازالت‌های تولیتی قاره‌ای، بازالت‌ها و گابروهای ساب‌آلکان اقیانوسی و گابروهای انباشتی از یکدیگر جدا می‌شوند. همان‌گونه که در شکل ۹- ب دیده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در درون و یا نزدیک به محدوده پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند. مقدار  $K_2O$  در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار پایین‌تر از گرانوفیرهای قاره‌ای است؛ به‌گونه‌ای که نسبت  $K_2O$  به  $K_2O+Na_2O$  بسیار پایین است (از ۰/۰۱ تا ۰/۱۸) و بنا به باور بسیاری از پژوهشگران (برای نمونه: Hatzipanagiotu et al., 1995) این ویژگی از مشخصات پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی است.

برای بررسی بیشتر تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج، الگوی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده آنها بر پایه گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) با الگوی نمودارهای عنکبوتی گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (Pearce et al., 1984; Pederson & Malpas, 1984; Wildberg, 1987; Flager & Spray, 1991; Borsi et al., 1996) مقایسه شد (شکل ۹- ج). همان‌گونه که دیده می‌شود در الگوی توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج، با بی‌هنجاری منفی K, Sr, P و Ti آشکار است که نشان‌دهنده شباهت آنها به الگوی گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی است.

## ۸- بحث و نتیجه‌گیری

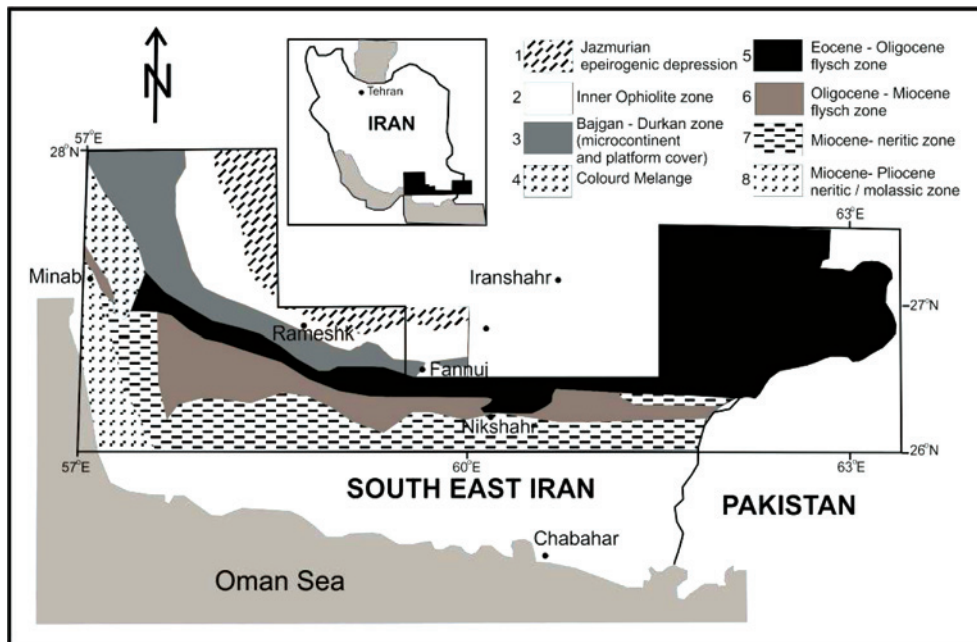
با توجه به مطالبی که در بخش سنگ‌زایی ارائه شد، توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج در برخی از نمودارها ویژگی گرانیت‌های مرتبط با کمان و در برخی دیگر از نمودارها ویژگی گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی را دارند؛ از این رو برای دست‌یابی به یک نتیجه کلی در مورد منشأ و چگونگی تشکیل سنگ‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج باید ابتدا دید کلی در مورد مجموعه گنج داشت؛ چرا که همان‌گونه که پیش از این نیز بیان شد توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج، بخشی از سنگ‌های آذرین نفوذی موجود در مجموعه گنج هستند که این مجموعه به عنوان یکی از مجموعه‌های افیولیتی کمرند نوتیس مطرح است. نوتیس در طی اواخر پالئوزوییک تا اواسط تریاس میان گندوانا و بلوک‌های قاره‌ای ایران و افغانستان که از گندوانا جدا شده بودند گسترش یافت (Dercourt et al., 1986). این مسئله با توسعه کافت‌های چند شاخه و گسترش حوضه‌های اقیانوسی باریک (به عنوان شاخه‌هایی از نوتیس) در طول مدت زمان اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه نیز ادامه یافت. فرایند فشارشی اواخر کرتاسه در نتیجه همگرایی میان آفریقا و اروپا، به باریک‌تر شدن و در پایان بسته شدن شاخه‌های متفاوت نوتیس (برای مثال، مکران داخلی) در طی مدت زمان اواخر پالئوسن- اتوسن انجامید که پیامد آن جایگزینی و در کنار هم قرار گرفتن کمرند‌های افیولیتی ایران مرکزی و جازموریان بود.

افیولیت‌های تتین (Tethyan) که از باختر مدیترانه تا خلیج فارس و دورتر از آن امتداد دارند؛ به دو گروه تقسیم می‌شوند: ۱) افیولیت‌های قطعه قطعه شده ژوراسیک در باختر و مرکز منطقه (برای نمونه: آلپ و دینارید) و ۲) افیولیت‌های اواسط تا اواخر کرتاسه که یک چین‌نگاری دروغین را در پایانه خاوری به نمایش می‌گذارند (برای نمونه: تروُدوس و سمایل؛ Nicholas & Jackson, 1972; Abbate et al., 1979; Robertson & Dixon, 1985; Arvin et al., 2001). گروه اول سیماهای شبیه به MORB را به نمایش می‌گذارند؛ در حالی که گروه دوم سیماهای

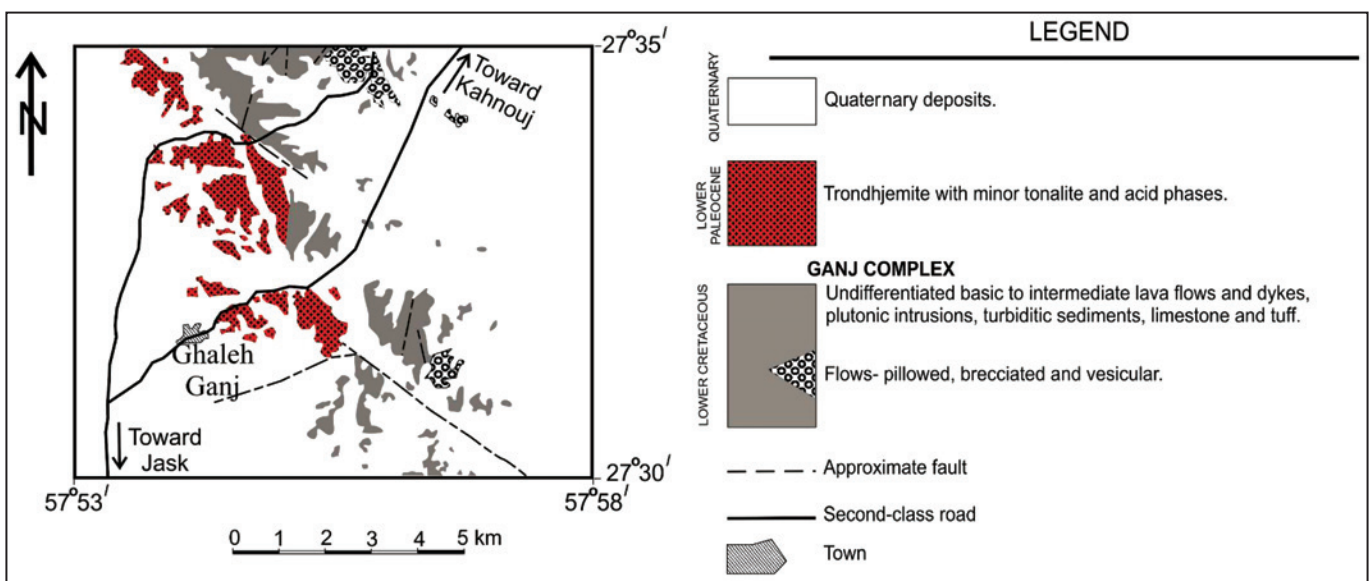


را ناشی از تأثیر متفاوت سیال‌های ناشی از سازنده‌های زون فروورانش می‌دانند. همان‌گونه که در شکل ۱۱ دیده می‌شود برخی از نمونه‌ها کمترین تأثیر را دارند و نمونه‌هایی که در سوی فلش هستند دارای بیشترین تأثیر از سیال‌های ناشی از زون فروورانش هستند.

همان‌گونه که پیش از این نیز بیان شد پلاژیوگرنیت‌های مناطق پهنه فرافروورانش گرایش‌های متفاوتی به سوی ویژگی‌های محیط‌های مرتبط با کمان دارند که این مسئله در نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه نیز با توجه به نمودارهای ارائه شده در بخش سنگ‌زایی کاملاً مشهود است. (Pearce et al. (1984) دلیل آن



شکل ۱- واحدهای ساختمانی در محدوده مکران (Mc Call, 1997).

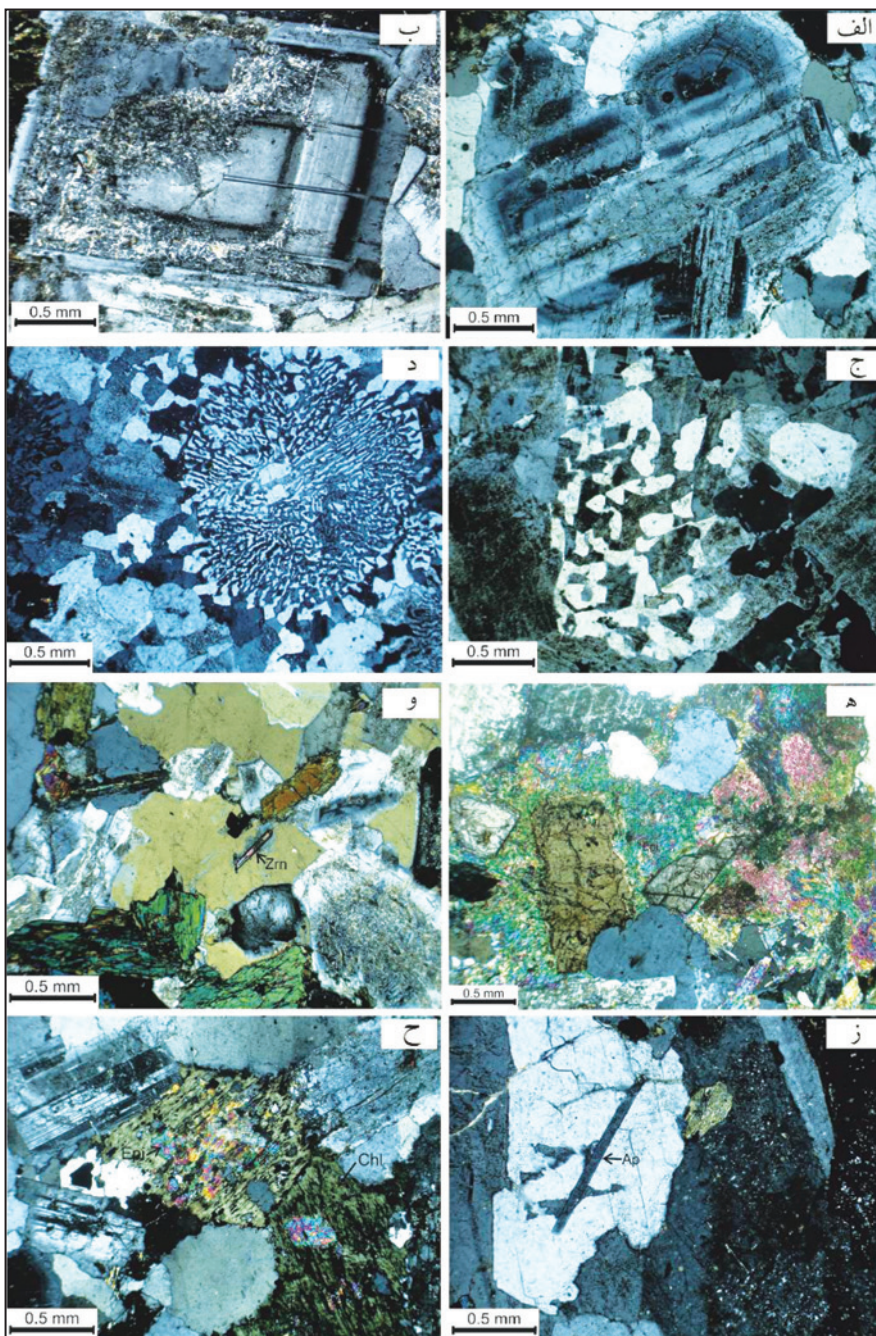


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته با کمی تغییرات از Mc Call, 1985).



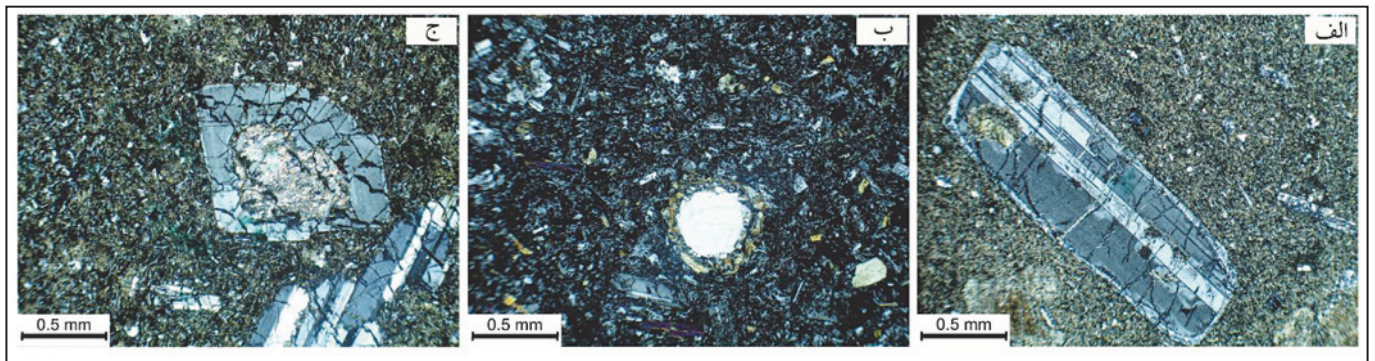


شکل ۳- الف) نمایی از تزریق توده‌های نفوذی فلسیک به داخل سنگ‌های آتشفشانی مجموعه گنج؛ ب) نمایی از آنکلاوهای زاویه‌دار سنگ‌های آتشفشانی در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج؛ ج) نمایی از رگه آپلیتی موجود در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج (دید به سوی شمال باختر).

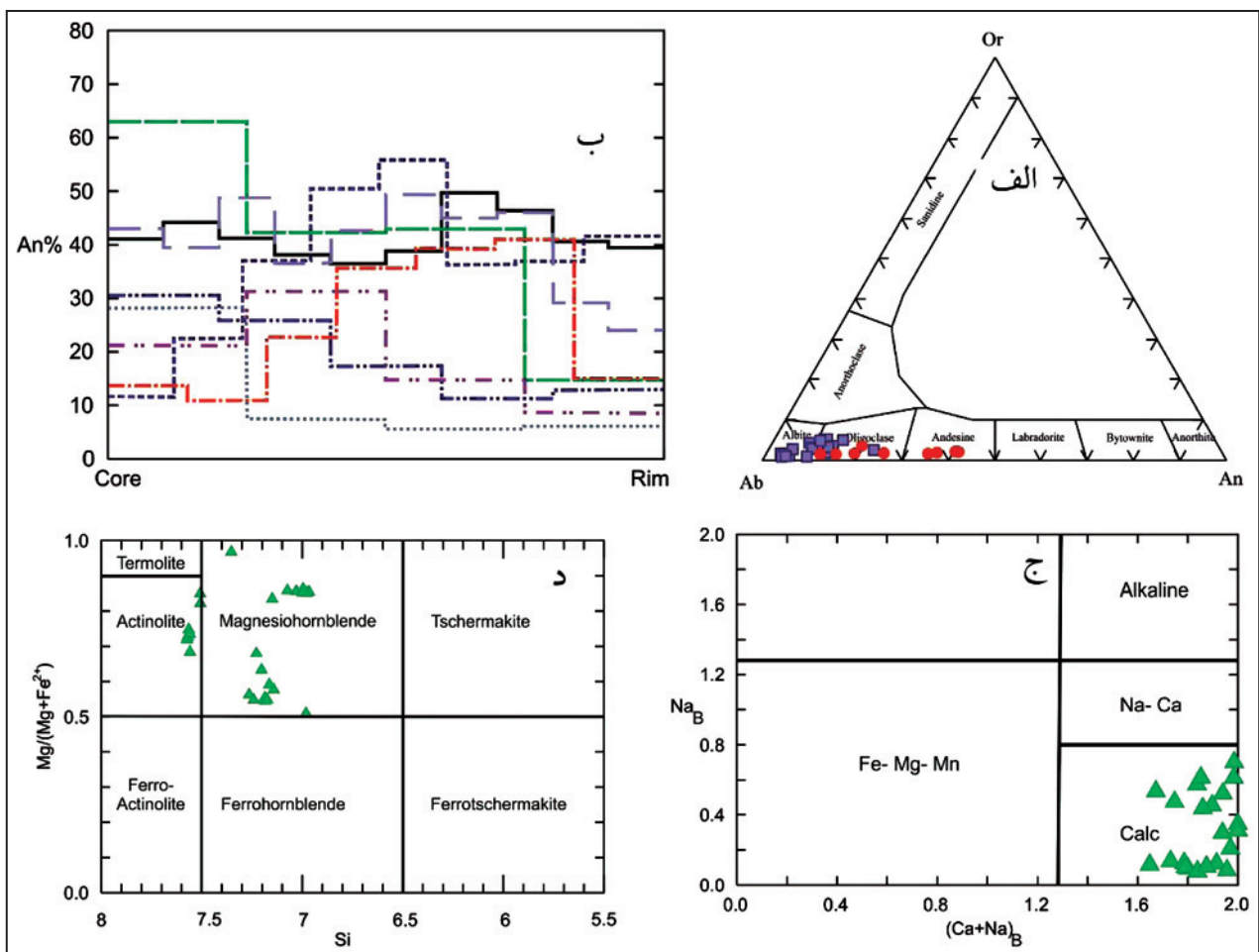


شکل ۴- الف) منطبق‌بندی در پلاژیوکلاز؛ ب) سرسیتی شدن بلور پلاژیوکلاز قدیمی و رشد پلاژیوکلاز جدید در پیرامون آن؛ ج) بافت میکروگرافیک در آلپیت گرانیت‌های مجموعه گنج؛ د) بافت گرانوفیری در آلپیت گرانیت‌های مجموعه گنج؛ ه) بلور اسفن: Sph = اسفن؛ و) بلور زیرکن: Zrn = زیرکن؛ ز) بلور سوزنی شکل آپاتیت: Ap = آپاتیت؛ ح) کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت: Chl = کلریت؛ Epi = اپیدوت در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج (وضعیت نور: XPL).

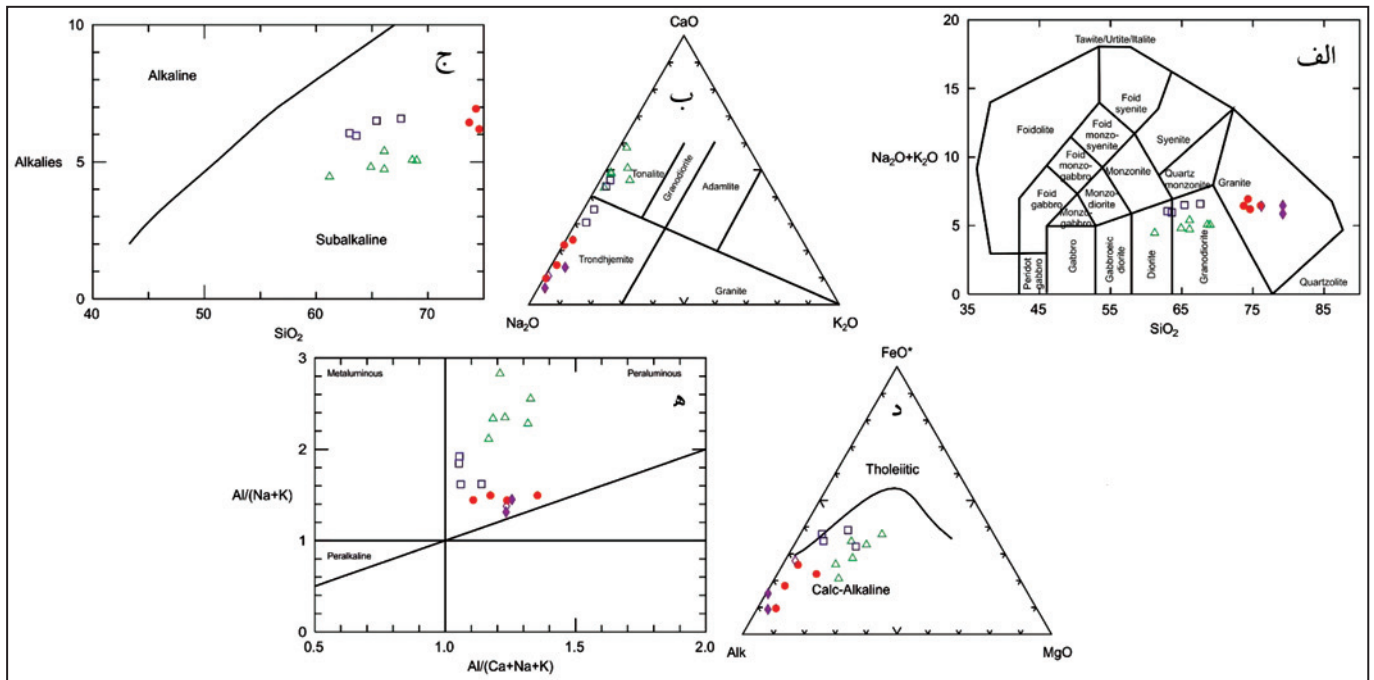




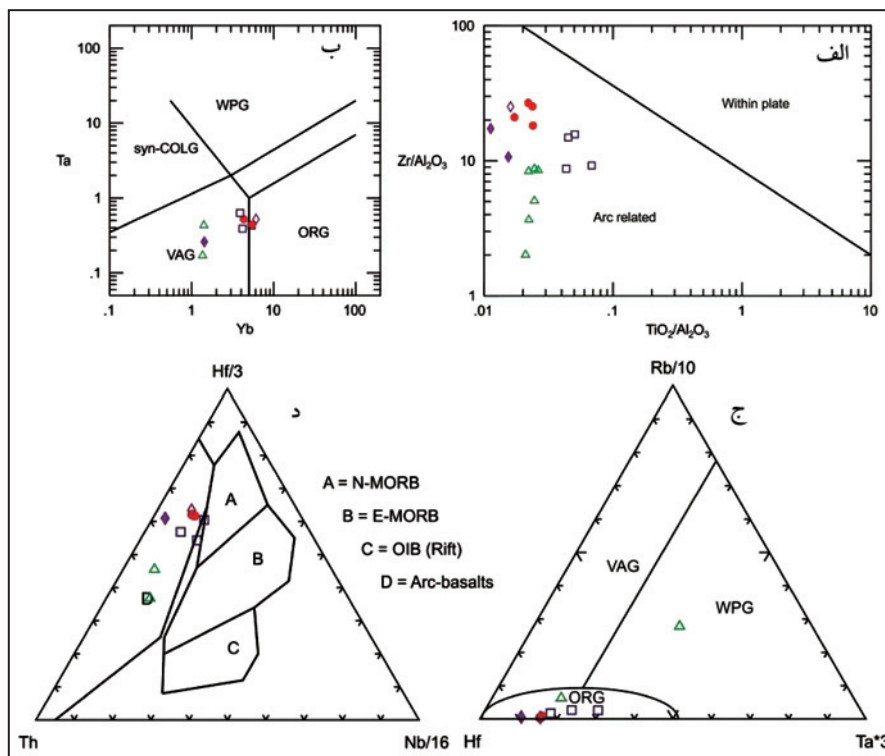
شکل ۵- الف) تحلیل‌یافتگی پلاژیوکلاز و رشد رویی توسط پلاژیوکلاز جدید؛ ب) کانی‌های اپیدوت و ترمولیت- اکتینولیت در پیرامون بیگانه‌بلور کوارتز؛ ج) سرسیتی شدن شدید هسته پلاژیوکلازهای نسل اول در دایک‌های بازالتی آندزیتی موجود در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج (وضعیت نور: XPL).



شکل ۶- الف) محدوده ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها: مربع = پلاژیوکلازهای بدون منطقه‌بندی؛ دایره = میانگین ترکیب مرکز تا حاشیه پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی؛ ب) نمودار ترکیب درصد آنورتیت پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی؛ ج) نمودار  $Na_B - (Ca+Na)_B$  برای تعیین نوع آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)؛ د) نمودار  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$  برای تعیین نوع آمفیبول‌های (Leake et al., 1997) موجود در توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج.

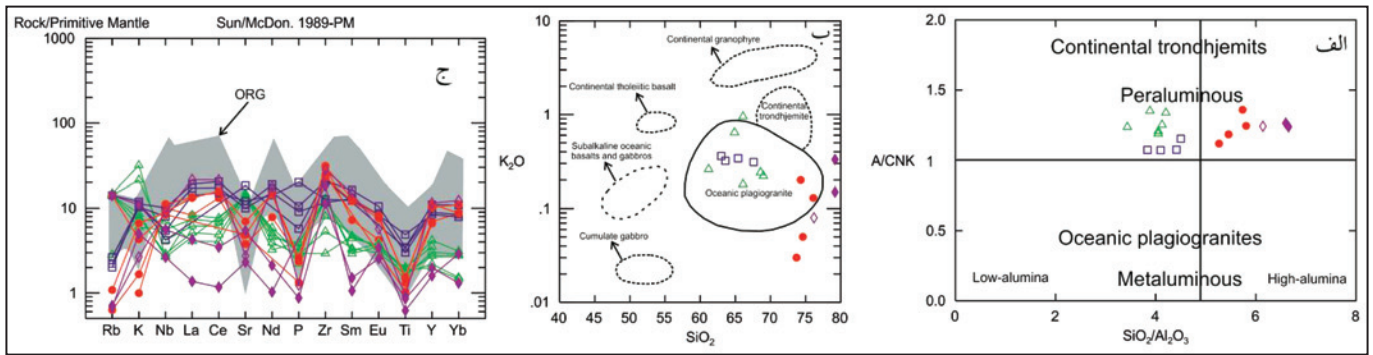


شکل ۷- نمودارهای تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج؛ الف و ب) نام‌گذاری نمونه‌ها به ترتیب بر پایه Middlemost (1985) و Glikson (1979)، ج و د) تعیین سری ماگمایی به ترتیب بر پایه Rickwood (1989) و Irvin & Baragar (1971)؛ ه) تعیین میزان غنی‌شدگی از آلومین بر پایه Maniar & Piccoli (1989)؛ نشانه‌ها: مثلث= تونالیت، مربع= گرانودیوریت، دایره= مونزوگرانیت، لوزی توخالی= گرانیت، لوزی توپر= آلبیت گرانیت.

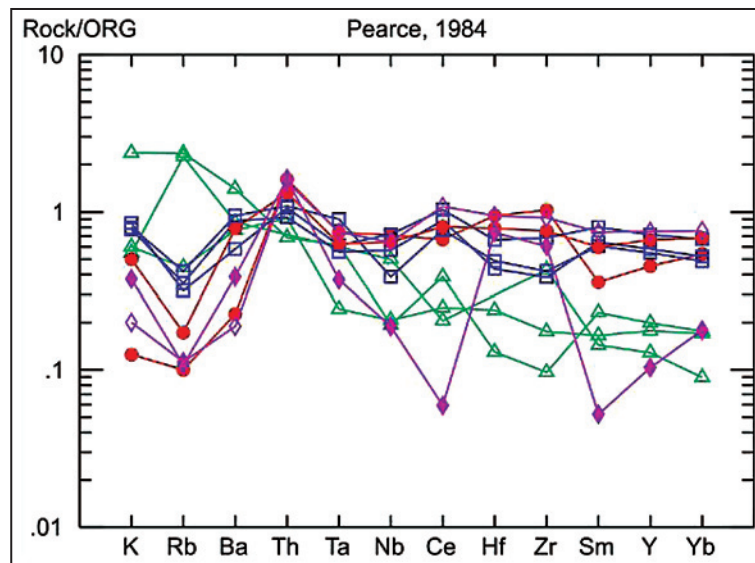


شکل ۸- نمودارهای الف) (Muller & Groves 1997؛ ب) (Pearce et al. 1984؛ ج) (Harris et al. 1989) و د) (Wood 1980) برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج؛ نشانه‌ها همانند با شکل ۷ است.

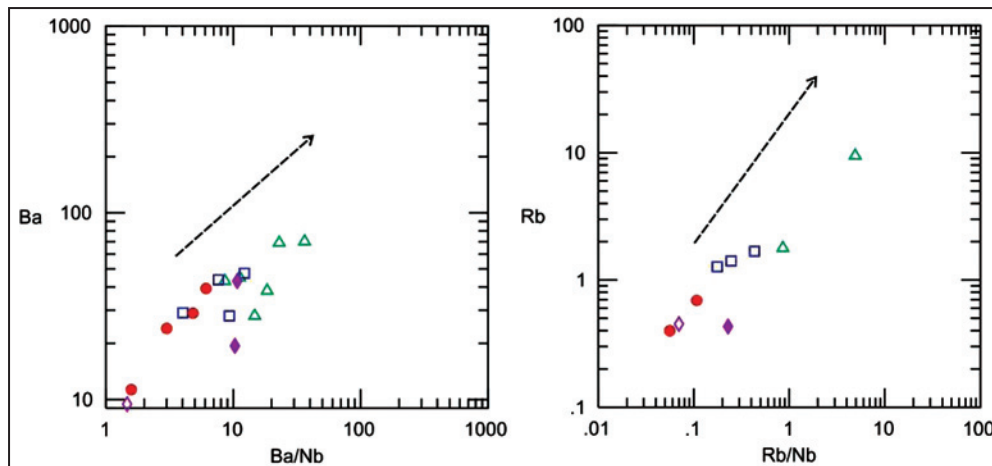




شکل ۹- الف) نمودار  $A/CNK-SiO_2/Al_2O_3$  (Sarvothaman (1993) و ب) نمودار  $K_2O-SiO_2$  (Coleman & Peterman (1975)، برای جدایش سنگ‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنچ؛ ج) الگوی چند عنصری نمونه‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنچ در مقایسه با الگوی چند عنصری گرانیت‌های پشته اقیانوسی، به‌نچار شده بر پایه گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)؛ نشانه‌ها همانند شکل ۷ است.



شکل ۱۰- الگوی چند عنصری توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنچ به‌نچار شده بر پایه گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (Pearce et al., 1984)؛ نشانه‌ها همانند شکل ۷ است.



شکل ۱۱- تأثیر زون فرورانش در گسترش سنگ‌های توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنچ. مسیر فلش نشانه افزایش میزان مشارکت سازنده‌های مرتبط با سیال‌های پهنه فرورانش است (برگرفته از Christiansen & Keith, 1996)؛ نشانه‌ها همانند شکل ۷ است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب توده‌های نفوذی فلسیک مجموعه گنج، T= تونالیت، GD=گرانودیوریت، MG=مونزوگرانیت، G=گرانیت، AG=آلیت گرانیت.

Sample	E-1	C-14	C-15-4	C-19	C-20	D-2	D-5	F-10-1	E-20-1	E-28-1	F-7	F-7-1	F-8-1	E-21	E-23	D-6	F-8
Rocktype	MG	T	T	T	T	T	T	GD	GD	GD	MG	GD	MG	MG	G	AG	AG
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	74.60	68.60	69.00	61.20	66.10	64.90	66.10	65.40	63.60	63.00	76.10	67.60	73.70	74.30	76.20	79.20	79.20
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.36	0.41	0.44	0.38	0.42	0.34	0.75	1.06	0.74	0.23	0.65	0.32	0.34	0.20	0.19	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	16.30	16.70	17.80	17	16	16.30	14.80	15.50	16.40	13.10	15	13.50	14.10	12.40	12.00	11.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	2.39	2.58	1.99	5.1	3.84	4.14	3.38	4.86	5.54	4.69	1.68	4.51	2.68	0.88	2.82	0.69	1.29
MnO	0.03	0.05	0.06	0.07	0.04	0.05	0.05	0.08	0.07	0.07	0.02	0.05	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
MgO	1.21	1.53	1.79	3.26	1.78	2.61	2.3	0.82	1.89	2.62	0.39	1.03	0.46	0.49	0.31	0.24	0.05
CaO	0.67	3.87	4.79	6.23	4.55	4.94	4.63	3.55	4.67	5.19	1.11	2.88	1.83	2.2	0.76	0.94	0.42
Na <sub>2</sub> O	6.15	4.83	4.83	4.2	4.55	4.17	4.44	6.16	5.64	5.69	6.34	6.27	6.41	6.74	6.34	5.54	6.31
K <sub>2</sub> O	0.05	0.24	0.22	0.26	0.18	0.64	0.95	0.34	0.32	0.36	0.13	0.31	0.03	0.2	0.08	0.33	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.09	0.05	0.08	0.07	0.06	0.23	0.44	0.13	0.03	0.20	0.06	0.05	0.03	0.02	<0.01
H <sub>2</sub> O	1.27	1.24	-	1.34	1.24	1.4	1.18	1.18	0.95	0.91	0.71	1.03	0.85	0.53	0.75	0.57	0.37
CO <sub>2</sub>	0.22	0.27	-	0.05	0.14	0.49	0.08	1.67	0.08	0.04	0.11	0.26	0.1	0.05	0.09	0.12	0.11
Total	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.9	99.8	99.9	99.9	99.9	99.8	99.98
LOI	1.49	1.51	-	1.39	1.38	1.89	1.26	2.85	1.03	0.95	0.82	1.29	0.95	0.58	0.84	0.69	0.48
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	18	40	41	27	25	52	43	14	13	28	19	17	16	19	17	51	17
Ga	17	16	17	15	16	16	18	19	20	21	18	18	19	19	18	12	18
Ni	<10	<10	<10	10	<10	39	33	<10	15	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	14
V	12	51	43	130	60	92	64	14	84	112	12	34	13	<9	<9	<9	<9
Zn	18	31	23	26	24	22	19	28	18	20	<10	14	<10	<10	<10	<10	6
Li	2.12	3.26	-	-	-	-	3.51	1.09	1.15	-	-	< BG	-	< BG	< BG	-	< BG
Rb	0.4	1.78	<10	<10	<10	<10	9.46	1.27	1.68	<10	<10	1.41	-	0.69	0.45	<10	0.43
Sr	79.8	314	294	289	290	297	293	230	256	388	103	211	102	148	57.8	115	48.8
Y	31.7	12.4	9	16	10	19	13.9	50.2	38.5	42	30	40.7	51	46.5	52.5	9	7.23
Zr	349	59.50	146	90	142	136	32.80	233	143	244	275	131	342	257	312	128	206
Nb	7.13	2.07	5	1.90	4	3	1.93	7.21	3.87	3	6	5.72	8	6.43	6.42	4	1.88
Cs	0.02	0.18	-	-	-	-	0.13	0.01	0.09	-	-	0.04	-	-	0.04	-	0.04
Ba	11.3	38.2	43.00	28.00	45.00	69.00	70.1	29.1	47.4	28.00	29.00	43.7	24.00	39.3	9.45	43.00	19.4
Hf	8.53	2.15	-	-	-	-	1.17	5.97	4.39	-	-	3.91	-	7.07	8.52	-	6.65
Ta	0.52	0.17	-	-	-	-	0.43	0.43	0.63	-	-	0.39	-	0.44	0.52	-	0.26
Pb	0.81	1.17	-	-	-	-	1.04	0.50	0.65	-	-	0.53	-	0.46	0.52	-	0.36
Th	1.29	0.73	-	-	-	-	0.55	0.85	0.87	-	-	0.74	-	1.06	1.24	-	1.30
U	0.57	0.32	-	-	-	-	0.25	0.36	0.33	-	-	0.30	-	0.45	0.63	-	0.31
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
La	5.71	3.53	2.81	-	5.10	4.25	5.69	13.10	9.70	-	-	11.8	9.29	9.13	14.80	2.93	0.94
Ce	23.4	8.66	7.19	-	12.24	10.96	13.60	36.2	26.90	-	-	30.9	27.66	28.2	37.90	6.17	2.08
Pr	2.40	1.20	0.99	-	1.51	1.52	1.84	5.36	4.05	-	-	4.53	4.31	4.34	5.45	0.73	0.31
Nd	10.6	5.29	4.38	-	6.14	6.83	7.93	25.6	19.2	-	-	20.70	20.08	19.9	24.30	2.86	1.39
Sm	3.22	1.49	1.29	-	1.42	1.95	2.08	7.2	5.46	-	-	5.76	5.73	5.38	6.70	0.67	0.47
Eu	0.71	0.50	0.60	-	0.64	0.62	0.58	1.77	1.39	-	-	1.41	1.38	1.28	0.96	0.43	0.58
Gd	4.03	1.83	1.52	-	1.59	2.38	2.3	8.52	6.59	-	-	6.86	6.61	6.34	8.08	0.81	0.60
Tb	0.79	0.32	0.23	-	0.25	0.40	0.38	1.47	1.11	-	-	1.16	1.17	1.15	1.43	0.14	0.13
Dy	5.48	2.13	1.43	-	1.48	2.61	2.42	9.47	7.21	-	-	7.62	7.73	7.76	9.50	0.96	1.03
Ho	1.28	0.46	0.28	-	0.29	0.54	0.51	2.00	1.48	-	-	1.58	1.57	1.74	2.05	0.21	0.27
Er	4.09	1.36	0.77	-	0.82	1.57	1.49	5.91	4.32	-	-	4.56	4.50	5.38	6.26	0.63	0.96
Tm	0.62	0.20	-	-	-	-	0.22	0.83	0.61	-	-	0.65	-	0.80	0.93	-	0.18
Yb	4.32	1.36	0.72	-	0.75	1.54	1.41	5.37	3.90	-	-	4.17	4.29	5.44	6.08	0.65	1.43
Lu	0.64	0.22	0.10	-	0.102	0.21	0.22	0.81	0.57	-	-	0.60	0.59	0.83	0.91	0.09	0.24

## کتابخانه

درگاهی، س.، ۱۳۸۶- ماگماتیسیم پس از برخورد میوسن در گستره سرچشمه- شهربابک، شمال باختر کرمان: بررسی داده‌های ایزوتوپی، تحلیل‌های پتروژنتیکی و الگوی ژئودینامیکی توده‌های گرانیتوئیدی و نقش ماگماتیسیم آداکتی در توسعه کانه‌زایی مس، پایان‌نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، بخش زمین‌شناسی، ۳۱۱ ص.

شاکر اردکانی، ع.، ۱۳۸۸- پتروگرافی، شیمی کانی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی مجموعه گنج واقع در کمربند افیولیتی جازموریان، جنوب شرق کرمان، پایان‌نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، بخش زمین‌شناسی، ۲۹۵ ص.

شاکر اردکانی، ع.، ر.، آروین، م.، اوپرنسلی، ر. و مهدوی، ن.، ۱۳۸۷- پتروگرافی و پتروژنز انبوه‌های دایکی مجموعه افیولیتی گنج، جنوب شرق کرمان، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز، ص ۱۰۰۷.

گلستانی، م.، ۱۳۸۹- منشأ پلاژیوگرانیت‌ها و گابروهای افیولیت- ملاژ بافت، جنوب غرب کرمان: با تأکیدی بر ژئوشیمی و پتروژنز آنها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، بخش زمین‌شناسی، ۱۶۲ ص.

## References

- Abbate, S. G., Bortolotti, V. & Paserini, P., 1979- Major structural events related to ophiolites of the Tethyan belt. *Ophioliti*, 1, 5-32.
- Arvin, M. & Robinson, P. T., 1994- The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic mélangé, southwest of Kerman, Iran. *Canad. J. Earth Sci.*, 31, 824-834.
- Arvin, M. & Shokri, E., 1997- Genesis and eruptive environment of basalts from the Gogher ophiolitic mélangé, southwest of Kerman, Iran. *Ophioliti*, 22, 175-182.
- 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. *J. Sci. Iran.*, 12(2), 157-170.
- Arvin, M., 1990- Petrology and geochemistry of ophiolites and associated rocks from the Zagros suture, Neyriz, Iran. In: Maplas, J., Moores, A., Panayiotou, and Xenophonotos, C. (Eds.), *Ophiolites ocean crustal analogues. Proc. Internat. Ophiolite Symp., "Troodos 1987"*, Geol. Surv. Dept., Cyprus Nicosia PP351-365.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canad. J. Earth Sci.*, 18, 210-265.
- Borsi, L., Scharer, U., Gaggero, L. & Crispini, L., 1996- Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in Iherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, 227-241.
- Christiansen, E. H. & Keith, J. D., 1996- Trace element systematic in silicic magmas: A metallogenic perspective. In: D.A. Wyman (ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulfide exploration*. Geol. Assoc. Can., 115-151.
- Coleman, R. G. & Peterman, Z. E., 1975- Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80, 1099-1108.
- Dercourt, J., Zonenshian, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., LePichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westpal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B., 1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Desmons, J., 1982- Meso-Cainozoic palaeogeography of the Middle East: constraints from the Iranian suture. *Geol. Alpine*, 58, 21-30.
- Desmons, L. & Beccaluva, L., 1983- Mid-oceanic ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran: Paleogeographic implications. *Chem. Geol.*, 39, 39-63.
- Flager, P. A. & Spray, J. G., 1991- Generation of plagiogranite by amphibolites anatexis in oceanic shear zones. *Geology*, 19, 70-73.
- Floyd, P. A., Yaliniz, M. K. & Goncuoglu, M. C., 1998- Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolia Crystalline Complex, Turkey. *Lithos*, 42, 225-241.
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Mahoney, J. J. & Duncan, R. A., 2004- Geochemical characteristics, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyar-at/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics*, 393, 175-196.
- Glikson, A. Y., 1979- Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth Sci. Rev.*, 15, 1-73.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1989- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P., Ries, A. C. (eds.), *Collision tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 67-81.
- Hatzipanagiotou, K., Lekkas, E. & Migiros, G., 1995- Plagiogranites in the ultrabasic rocks of the Koziakas Mountain (Central Greece). *Z. dt. geol. Ges.*, 146, 479-486.
- Irvin, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *J. Asian Earth Sci. Res.*, 8, 523-548.
- Kaur, G. & Mehta, P. K., 2005- The Gothara plagiogranite: evidence for oceanic magmatism in a non-ophiolitic association, North Khetri Copper Belt, Rajasthan, India?. *J. Asian Earth Sci.*, 25, 805-819.
- Lang, J. R., 1991- Isotopic and geochemical characteristics of Laramid igneous rocks in Arizona, Ph.D. thesis, University of Arizona, 201p.



- 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. *Can. Mineral.*, 35, 219-246.
- Luchitskaya, M. V., Morozov, O. L. & Palandzhyan, S. A., 2005- Plagiogranite magmatism in the Mesozoic island-arc structure of the Pekulney Ridge, Chukotka Peninsula, NE Russia. *Lithos.* 79, 254-269.
- Majer, V. & Garasic, V., 2001- Plagiogranites from the ophiolite complex of Dinarids and Vardar zone. *Rudarsko-geoloSko-naftni zbornik* 13, 1-7.
- Maniar, P. D. & Piccoli, M., 1989- Teconic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 635-642.
- McCall, G. J. H. & Eftekhar-nezad, J., 1994- Explanatory text of the Saravan quadrangle map: 1:250000, M13, 262pp.
- McCall, G. J. H. & Kidd, R. G. W., 1981- The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from the Cretaceous to present. In *Trench-Fore-arc Geology*, ed, J.K. Leggett, pp. 387-397. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, No. 10.
- McCall, G. J. H., 1985- Area report, East Iran Project-Area No:1, North Makran and South Baluchestan, G.S.I., Report No. 57, 635p.
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *J. Asian Earth Sci.*, N:6, 15, 517-531.
- McCall, G. J. H., 2002- A summary of the geology of the Iranian Makran. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 195, 147-204.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Naming materials in the magma/igneous rock System Longman Groun u.k., 73-86.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Lecture Notes in Earth Sciences*. No.56.
- Nakamura, K., Morishita, T., Chang, Q., Neo, N. & Kumagai, H., 2007- Discovery of lanthanide tetrad effect in an oceanic plagiogranite from an Ocean Core Complex at the Central Indian Ridge 25°S. *Geochem. J.*, 41, 135-140.
- Nicholas, A. & Jackson, E. D., 1972- Repartitions en deux provinces des peridotites des chaines alpines longeant la Mediterranee implications geotectoniques. *Bull. Swiss Min. Pet.*, 52, 479-95.
- Pearce, J. A., Lippart, S. & Roberts, S., 1984- Characteristic and tectonic setting of Supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Spec. Publ. London.*, 16, 77-96.
- Pederson, R. B. & Malpas, J., 1984- The origin of oceanic plagiogranite from the Karmoy ophiolite, western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 36-52.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements, *Lithos.* 22, 333-344.
- Robertson, A. H. F. & Dixon, J. E., 1985- Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.), the geological evolution of the eastern Mediterranean. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, 1-74.
- Sarvothaman, H., 1993- The molar  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  ratios as discriminant constraint for oceanic plagiogranites and continental trondhjemites. *J. Geol. Soc. India.*, 42, 513-522.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. & Rahgoshay, M., 2010- The Dehshir ophiolite (Central Iran): Geochemical on the Origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 122, 1516-1547.
- Shaker Ardakani, A. R., Arvin, M., Oberhansli, R., Mock, B. & Moeinzadeh, S. H., 2009- Morphology and petrogenesis of pillow lavas from the Ganj ophiolitic complex, Southeastern Kerman, Iran. *J. Sci. Iran.*, 20(2), 139-151.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42, 313-345.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. & Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 134-150.
- Waight, T. E., Weaver, S. D., Muir, R. J., Maas, R. & Eby, G. N., 1998- The Hononu Batholith of North Westland (New Zealand): granitoid composition controlled by source  $H_2O$  contents and generated during tectonic transition, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130, 225-239.
- Wildberg, H. G. H., 1987- High level and low level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, central America. *Geologische Rundschau.* 76, 285-301.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the Briish Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 11-30.
- Yaliniz, M. K., Floyd, P. A. & Goncuoglu, M. C., 2000- Petrology and geotectonic significance of plagiogranite from the Sarikaraman ophiolite (Central Anatolia, Turkey). *Ofoliti.* 25, 31-37.
- Zen, E., 1986- Alluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrographic constraints. *J. Petrol.*, 27, 1095-1118.

# Petrography, Mineral Chemistry and Petrogenesis of the Ganj Complex Felsic Plutonic Rocks, South East of Iran: Constraints on its Tectonic Environment

A. R. Shaker Ardakani<sup>1\*</sup>, M. Arvin<sup>2</sup> & R. Oberhänsli<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> Professor, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Geology, College of Sciences, Potsdam University, Potsdam, Germany

Received: 2012 June 19

Accepted: 2012 September 30

## Abstract

The Lower Paleocene felsic plutonic rocks in the N-NE of Ghaleh-Ganj, are located on the western side of the Makran accretionary prism and the Jazmurian Depression and the east side of the Jiroft fault. They are parts of the intrusives in the Ganj complex, which itself is a part of the Jazmurian ophiolitic belt or Inner Makran. Petrographically, the intrusives are quartz diorite, plagiogranite, tonalite, granodiorite, monzogranite and albite granite in composition with mainly equigranular to inequigranular textures and subordinate textures such as micrographic, granophyric, poikilitic and zoning. Mineralogically, the plutonic rocks consist of plagioclase, quartz, orthoclase, microcline, amphibole, biotite and opaques. The plagioclases show normal, reverse and oscillatory zoning and based on their mineral chemistry studies, are mainly albite to oligoclase in composition. Amphiboles are calcic type and magnesiohornblende in composition with affinity to actinolite. The geochemical studies show that the felsic plutonic rocks are trondjemite to tonalite in composition and belonging to a sub-alkaline magmatic series with calc-alkaline nature, and have characteristics of peraluminous granitoids. Using trace element discrimination diagrams and ocean ridge granites-normalized multi-elements diagram clearly show that the Ganj felsic plutonic massifs are plotted in arc-related granites field with affinity towards ocean ridge granites field. These characteristics along with Nb-Ta negative anomalies are known as evidences for formation of Ganj felsic plutonic rocks in a supra-subduction zone environment.

**Keywords:** Ganj complex, Makran, Jazmurian ophiolitic belt, Felsic plutonic rocks, Supra-Subduction zone, Iran.

For Persian Version see pages 143 to 154

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