

# سنگ‌زایی توده گرانیتویدی اکاپل، منطقه کلاردشت، البرز مرکزی، ایران

مریم السادات سجادی نسب<sup>۱\*</sup>، منصور وثوقی عابدینی<sup>۲</sup>، محمدحاشم امامی<sup>۳</sup> و منصور قربانی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران  
<sup>۲</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران  
<sup>۳</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، اسلامشهر، ایران  
<sup>۴</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۴/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۲۷

## چکیده

توده گرانیتویدی مورد مطالعه با گسترش تقریبی ۵۰ کیلومتر مربع در جنوب باختر کلاردشت از توابع استان مازندران قرار دارد و از توده‌های نفوذی پهنه البرز مرکزی به شمار می‌آید. این توده با سن  $54 \pm 3$  تا  $56 \pm 3$  میلیون سال (پالئوسن بالایی تا ائوسن زیرین) در سازندهای مبارک و شمشک نفوذ کرده و از دید سنگ‌شناسی دربردارنده دو واحد فلسیک (گرانیت، کوارتزسینیت و کوارتزمونزونیت) و حدواسط تا مافیک (مونزونیت تا مونزودوریت، دیوریت و گابرو) است. سنگ‌های گروه اول به‌ویژه گرانیت‌ها و کوارتزمونزونیت‌ها همانندی‌های کانی‌شناسی و بافتی زیادی نشان می‌دهند و شواهد اختلاط ماگمایی مانند بافت راپاکیوی، بافت پویی کیلیتیک، سوزن‌های آپاتیت، میخ‌های پلاژیوکلاز کلسیک در پلاژیوکلازها و انکلاوهای میکروگرانولر مافیک در آنها دیده می‌شود. این سنگ‌ها ماهیت متآلومین تا پراآلومین ضعیف (برخی از نمونه‌های گرانیتی) دارند و از نظر  $K_2O$ ،  $K_2O+Na_2O$  و عناصر Hf، Rb، Th نسبت به گروه دوم غنی‌تر هستند. بر پایه نمودار مربوط به عناصر خاکی کمیاب، سنگ‌های این گروه از LREE غنی‌شدگی قابل توجهی دارند و با توجه به رفتار Ba، Cr، Zr، Y و روند تفریق، ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I دمای پایین را نشان می‌دهند. در سنگ‌های گروه دوم، مونزونیت‌ها و مونزودوریت‌ها نیز شواهد مربوط به متاسوماتیسم آلکال همراه با بافت‌های اختلاط ماگمایی مانند سوزن‌های آپاتیت و میخ‌های آنورتیت در پلاژیوکلازها، دیده می‌شود. این سنگ‌ها ماهیت متآلومین دارند و از  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $FeOT$ ،  $TiO_2$  و عناصر Y، Ba، Sr و V نسبت به گروه اول غنی‌تر هستند و برخلاف گرانیت‌های گروه اول ویژگی‌های نوع I دمای بالا را نشان می‌دهند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی و سن توده مورد مطالعه مشخص شد که توده اشاره‌شده از نوع گرانیت‌های پس از کوهزایی است که ویژگی‌های حدواسط میان VAG و WPG دارند. بررسی ایزوتوپی Nd نشان می‌دهد که تنها گرانیت‌های منطقه می‌توانند دارای منشأ سنگ‌کره (لیتوسفر) غنی‌شده باشند ( $\epsilon Nd$  منفی) و بقیه سنگ‌های منطقه، منشأ گوشته‌ای تهی شده، دارند ( $\epsilon Nd$  مثبت). با توجه به شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، اختلاط ماگمایی نقش مهمی در تکامل ماگمای منطقه داشته است و بنابراین، مدل ذوب پوسته به وسیله ماگمای مشتق‌شده از گوشته، برای زایش ماگمای منطقه پیشنهاد می‌شود.

**کلیدواژه‌ها:** گرانیتوید، اختلاط ماگمایی، اکاپل، البرز مرکزی، ایران

\*نویسنده مسئول: مریم‌السادات سجادی نسب

E-mail: M\_sajady@yahoo.com

## ۱- پیش‌گفتار

توده نفوذی مورد مطالعه با گسترش تقریبی ۵۰ کیلومتر مربع میان طول‌های خاوری  $59^{\circ} 50'$  تا  $51^{\circ} 08'$  و عرض‌های شمالی  $27^{\circ} 36'$  تا  $27^{\circ} 36'$  در جنوب باختر کلاردشت از توابع استان مازندران قرار دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، جزئی از پهنه البرز مرکزی به‌شمار می‌آید. با توجه به این که منطقه مورد مطالعه بخشی از رشته کوه البرز است، بیشتر مطالعات انجام‌شده در قالب بررسی ناحیه‌ای بوده است. این مطالعات بیشتر با نام‌های مختلف در رابطه با زمین‌شناسی البرز (Gansser & Huber, 1962; Glaus, 1965) و چینه‌شناسی البرز (Assereto, 1963; Cartier, 1971) صورت گرفته است. گفتنی است که Gansser & Huber (1962) سن توده یادشده و باتولیت علم کوه را پس از دونین می‌دانند، Cartier (1971) و Annells et al. (1975) سن آن را به تشریری نسبت داده‌اند و سرانجام Axen et al. (2001) به روش  $Ar^{39} - Ar^{40}$ ، روی کانی‌های زیرکن، بیوتیت و فلدسپار قلیایی، سن توده نفوذی اکاپل را در حدود  $54 \pm 3$  تا  $56 \pm 3$  میلیون سال به‌دست آورده‌اند. چندین پایان‌نامه کارشناسی ارشد (رنجبر مالی‌دوره، ۱۳۷۰؛ مرتضوی، ۱۳۸۲) نیز در منطقه انجام شده است که به دلیل محدود بودن مطالعات آزمایشگاهی و صحرایی، تنها می‌توانند به‌عنوان راهنما در مطالعات اولیه مورد استفاده قرار گیرند. در این پژوهش سعی شده است با استفاده از نتایج عملیات صحرایی، سنگ‌نگاری حدود ۱۴۰ مقطع میکروسکوپی، تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به ۴۰ نمونه و ۴ نمونه تجزیه ایزوتوپی، منشأ و محیط زمین‌ساختی توده اکاپل بررسی شود.

## ۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد نظر، در نگاه کلی از یک تاقدیس (شکل ۱) با امتداد محوری باختر-شمال باختر، خاور- جنوب خاور و با میل محوری به سوی خاور و جنوب خاور درست شده که واحدهای سنگی روته، نسن و دولومیت‌های سازند الیکا، بلندی‌های راشک و باب رودبار یال شمالی این تاقدیس را می‌سازند، آبادی‌های رودبارک، مجل و کلاردشت نیز در همین یال جای دارند. در صورتی که بلندی‌های شمال سرداب‌رود و ادامه خاوری آن (بلندی‌هایی که در خاور قله علم کوه و تخت‌سلیمان قرار دارند) یال جنوبی تاقدیس را می‌سازند، توده نفوذی اکاپل در یال جنوبی این تاقدیس و نزدیک به محور آن نفوذ کرده است. سنگ‌های کربناتی سازند مبارک به سن کربنفر تا کهن‌ترین واحد بیرون‌زده در هسته تاقدیس جنوب باختر شهرستان رودبارک است. واحدهای سنگی مربوط به کامبرین، اردوئوسین و سیلورین از پالئوزویک زیرین و دونین از پالئوزویک میانی با وجود داشتن برونزد در البرز مرکزی و نواحی مجاور، در گستره مورد مطالعه برونزد ندارند. سازند کهر کهن‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای است که در گستره مورد مطالعه آن هم در کناره جنوبی آن، برونزد دارد. این واحد سنگی، بیشتر دربردارنده سنگ‌های رسوبی تخریبی دانه‌ریز مانند شیل‌های سیلتی، شیل‌های سیلتی اسلیتی و ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز نازک‌لایه به رنگ سبز است. سازند سلطانیه که از دولومیت و دولومیت‌های چرت‌دار سبزلایه تا توده‌ای به رنگ نخودی با درون‌لایه‌هایی از شیل‌های خاکستری تیره (شیل‌های چپقلو) تشکیل شده است، به طور ناپیوسته و هم‌شیب روی واحد سنگی کهر قرار

متبلور) در منطقه بربر به خوبی مشخص است. رگه‌هایی از گرانیت دانه‌ریز (آپلیت) به رنگ خاکستری روشن نیز درون این واحد و واحد پیشین تزیق کرده و ساخت شبکه‌ای را به وجود آورده‌اند (شکل ۳-۳، د)، این رگه‌ها در منطقه بربر و گل بز، بیشتر دیده می‌شوند. همچنین در برخی از مناطق، توده‌های کوچکی از سنگ‌های آذرین بیرونی معادل، (داسیت، ریوداسیت و آندزیت بازالتی) در منطقه دیده می‌شوند.

### ۳- سنگ‌نگاری

به منظور مطالعه سنگ‌نگاری توده، ۲ مرحله عملیات صحرایی انجام و ۲۸۰ نمونه سنگی برداشت و از میان این نمونه‌ها، ۱۴۰ مقطع نازک تهیه و مطالعه شد (شکل ۴). پس از تعیین ویژگی‌های سنگ‌نگاری، ۵ گروه اصلی (گرانیت، کوارتز مونزونیت، کوارتزسینیت، مونزونیت و مونزودیوریت) و ۲ گروه کمابتر (دیوریت و گابرو) تشخیص داده شد.

**۳-۱. واحد فلیسک:** سنگ‌های این واحد (گرانیت، کوارتز مونزونیت و کوارتزسینیت) بیشتر بافت گرانولر با دانه‌های نامساوی دارند و در برخی از گرانیت‌ها، بافت، پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولر (در گرانیت‌های راپاکیوی) نیز دیده می‌شود. دگرسانی از نوع سریستی شدن در فلدسپارها و کلریتی شدن در آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها کم و بیش دیده می‌شود. کوارتز مونزونیت‌ها بیشترین سنگ‌های این واحد و کل منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. کانی‌های اصلی دربر دارنده فلدسپار قلیایی، بیشتر از نوع اورتوز پرتیتی است (شکل ۵-۵ الف). در برخی از مقاطع کوارتزسینیتی، آنتی‌پرتیت نیز دیده می‌شود (شکل ۵-۵ ب). در برخی از فلدسپارها ماکل کارلسباد نیز دیده می‌شود. در تعداد کمی از نمونه‌های نیمه‌ژرف گرانیتی، فلدسپارها به صورت هم‌شدی با کوارتز، بافت گرافیک تشکیل داده‌اند. در برخی نمونه‌ها نیز کانی‌های دیگر سنگ (بیوتیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز) را دربر گرفته و به طور محلی بافت پویی کیلیتیک ایجاد کرده‌اند (شکل ۵-۵ ج)، در شماری از آنها بافت راپاکیوی (شاهدی بر اختلاط ماگمایی) نیز دیده می‌شود (شکل ۵-۵ د) پلاژیوکلازها به صورت بلورهای نیمه‌شکل تا شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و یا ساختمان منطقه‌ای دیده می‌شوند. ترکیب پلاژیوکلازها بیشتر در حد آلیت تا الیگوکلاز و در برخی نمونه‌ها آندزین است. میخ‌های (spike) پلاژیوکلاز کلسیک (شاهدی بر اختلاط ماگمایی) در پلاژیوکلازهای برخی مقاطع گرانیتی و کوارتز مونزونیتی، دیده می‌شوند (شکل ۵-۵ ه). در برخی از مقاطع کوارتزسینیتی، پلاژیوکلاز همراه با کوارتز، به صورت محدود، بافت میرمکتی ایجاد کرده است (شکل ۵-۵ و). کوارتز بیشتر به صورت بی‌شکل، دانه‌ریز تا متوسط، فضای میان بلورهای دیگر را پر کرده است. کانی فرعی دربردارنده بیوتیت است که به صورت اولیه با چند رنگی (پلئوکروئیسیم) قهوه‌ای تیره - زرد روشن دیده می‌شود، و نشان‌دهنده غنی بودن از آهن در مقایسه با مقدار منیزیم است. انواع ثانویه این کانی که برآمده از تبدیل‌شدگی آمفیبول‌هاست نیز دیده می‌شود. کناره برخی از بلورهای بیوتیت، محل تجمع اسفن است که این کانی حاصل کلریتی شدن بیوتیت (شکل ۵-۵ ز) و در نتیجه آزاد شدن تیتان از آن و وجود کلسیم زیاد در محیط (ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها) است. آمفیبول‌ها با توجه به ویژگی‌های نوری از نوع هورنبلند و در برخی نقاط در حال تبدیل به بیوتیت و کلریت هستند (شکل ۵-۵ ح). کانی‌های عارضه‌ای دربردارنده شکل‌های سوزنی و منشوری آپاتیت است که بیشتر به صورت ادخال در بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. اسفن به صورت اولیه و ثانویه وجود دارد و بیشتر به صورت ادخال در کانی‌های دیگر دیده می‌شود. زیرکن به صورت دانه‌های بسیار ریز با هاله چندرنگی و برجستگی خیلی بالا در بیوتیت دیده می‌شود (شکل ۵-۵ ط). به نظر می‌رسد بیشتر کانی‌های کدر (اپاک) محصول تجزیه بیوتیت و آمفیبول اکسیدهای آهن هستند. برخی از آنها نیز اولیه هستند و به صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند.

**۳-۲. واحد حدواسط تا مافیک:** بافت سنگ‌های این گروه (مونزونیت تا

دارد. در انتهای جنوبی سرداب‌رود در محلی که واحد سنگی سلطانیه در اثر عملکرد گسل واژگون نادر روی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی معادل سازند شمشک رانده شده، است این واحد از دولومیت‌های بلورین صورتی‌رنگ و خرد و سیلیسی شده تشکیل می‌شود که تا اندازه‌های صخره‌ساز هستند. توده نفوذی اکاپل در جنوب باختر رودبارک و در ۵ کیلومتری شمال خاوری علم‌کوه قرار دارد و کم و بیش به شکل بیضوی است. ادامه این توده در باختر و بیرون از گستره منطقه مورد مطالعه تا بلندی‌های علم‌کوه و تخت‌سلیمان و باختر آن کشیده شده است و رخنمون‌های خوبی از این توده متوسط تا درشت‌دانه در طول دره سرد آبرود، شمال اکاپل تا جنوب و نادرین دیده می‌شود. این باتولیت در باختر بربر و نیز در سوی جنوب خاور، با گسل‌ها محدود شده است، در دره مجل نیز باز پسین دنباله‌های خاوری آن دیده می‌شود. این باتولیت رسوبات پالئوزویک را قطع کرده و نفوذ آن سبب دگرگونی همه سری پالئوزویک بالای موجود در منطقه شده و آن را در بیشتر نقاط به مرمر و شیست تبدیل کرده است.

به طور کلی در بررسی‌های صحرایی، ۲ واحد سنگ‌شناختی متفاوت شناخته شده است، این واحدها که سازنده‌های اصلی توده نفوذی اکاپل هستند، به ترتیب گسترش فراوانی عبارتند از: الف) واحد فلیسک (گرانیت، کوارتز مونزونیت و کوارتزسینیت)؛ ب) واحد میانه تا مافیک (مونزونیت، مونزودیوریت تا دیوریت و رخنمون‌های جزئی گابرو). سنگ‌های گروه الف بیشتر در مناطق و نادرین، دیوچال و گل بز رخنمون دارند و به صورت پراکنده در مناطق دیگر دیده می‌شوند. بیشتر ساخت درشت‌دانه تا دانه متوسط دارند و با رنگ سفید مایل به صورتی و خاکستری روشن مشخص می‌شوند. در برخی از سنگ‌های این گروه، بافت پورفیروئید با بلورهای درشت فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز خودشکل (یوهدرال) به صورت درشت بلور دیده می‌شود. توده‌های کوچک کوارتزسینیتی در کناره‌ها، دیده می‌شوند، رنگ آنها خاکستری مایل به سبز است و ساخت دانه‌ای تقریباً متوسط تا ریز دارند. از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های این منطقه وجود ادخال‌های کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول و بیوتیت در بلورهای درشت پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی است. همچنین انکلاوهای دانه‌ریز و تیره رنگ به صورت شکل‌های بیضوی، دایره‌ای و زاویه‌دار، دیده می‌شود (شکل ۲)، گفتنی است که طول برخی از این انکلاوها بیش از ۲۰ سانتی‌متر است. همچنین ۲ دسته سطوح درزه چیره در منطقه مورد نظر دیده می‌شود (شکل ۳-۳ الف). پدیده میلوئیتی شدن در پهنه‌های برشی، در امتداد گسل‌ها دیده می‌شود و در فضای میان این پهنه‌های برشی - میلوئیتی که منطبق بر روند گسل‌هاست، بخش‌هایی از توده سالم مانده است. درون سنگ‌های سالم باقی‌مانده میان پهنه‌های برشی و میلوئیتی‌شده، دایک‌های آذرین با ترکیب دیابازی، تزیق شده‌اند (شکل ۳-۳ ب). سنگ‌های یادشده به دلیل میلوئیتی شدن و خرد شدن به طور محلی در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند.

در گروه ب، توده‌های مورد نظر رنگ خاکستری تیره تا کاملاً تیره دارند و گاه به رنگ خاکستری مایل به سبز هستند، سنگ‌های این واحد، دانه‌ریزتر از واحد پیش هستند (گرانولر دانه متوسط) و نسبت به سنگ‌های واحد فلیسک، کانی‌های فرومنیزین بیشتری دارند. رخنمون‌های مربوط به این گروه بیشتر در مناطق و نادرین و بربر (باختر منطقه) از نوع مونزونیت و مونزودیوریت است که در منطقه اکاپل به دیوریت تبدیل می‌شوند؛ گابروها با رنگ تیره‌تر مشخص هستند؛ دیوریت‌های نیمه‌ژرف (دیوریت پورفیری‌ها) از دید حجم، رخنمون بیشتری نسبت به دیوریت‌ها دارند و بیشتر به صورت دایک دیده می‌شوند. در مناطق حاشیه‌ای، جهت‌یافتگی قابل ملاحظه‌ای در کانی‌های فرومنیزین این عضو از توده نفوذی اکاپل دیده می‌شود (شکل ۳-۳ ج)، به نظر می‌رسد جهت‌یافتگی کانی‌های یادشده در هنگام جایگزینی، زمانی که هنوز بخش قابل توجهی از توده نفوذی به حالت مذاب بوده، تشکیل شده است. همبری این واحد با سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده مجاور (مرمر و دولومیت‌های

از آسیاب‌های کار پید تنگستن و آگاتی انجام شد. تجزیه نمونه‌ها برای اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و REE در آزمایشگاه Acme کشور کانادا انجام شده است. در نورم سنگ‌های گرانیتی، کوارتز بیش از ۱۹ درصد کوارتز، در ۳ نمونه دیوپسید نورماتو و در بقیه کروندوم محاسبه شده است (جدول ۲). در کوارتز مونزونیت‌ها، مقدار کوارتز بیش از ۵/۵ درصد است و همگی دیوپسید نورماتو دارند (جدول ۱). کوارتزسینیت‌ها، همگی کوارتز (۶-۲ درصد) و دیوپسید نورماتو (۵-۲/۵) دارند (جدول ۴). مونزونیت و مونزو دیوریت‌های بدون کروندوم، دیوپسید نورماتو بیش از ۴ درصد و مقدار کوارتز ۰ تا ۷ درصد دارند و در نورم شماری از آنها نفلین وجود دارد (جدول ۳) که با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری مشخص شد که این سنگ‌ها مقدار زیادی کانی فرومیزین به‌ویژه بیوتیت (ثانویه) دارند و در نتیجه با محاسبه کانی‌های نورم همخوانی ندارد. انکلاوهای منطقه نیز کوارتز (۲/۵-۰) و دیوپسید نورماتو (۱۱/۵-۱/۵) دارند (جدول ۳). در ۲ نمونه دیوریتی، دیوپسید، هیپرستن و الیون نورماتو دیده می‌شود (جدول ۴). نمونه گابرویی نفلین، الیون و دیوپسید نورماتو دارد (جدول ۴). بر پایه نامگذاری شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه (De la Roch, 1980; Midlemost, 1985) (شکل‌های ۷ و ۸)، بیشتر سنگ‌های گرانیتی، آلکالی‌گرانیته تا گرانیته و کوارتز مونزونیت‌ها، کوارتز مونزونیت تا سینودوریت هستند، مونزونیت‌ها ترکیب مونزونیت تا سینودوریت و مونزو دیوریت‌ها هم ترکیب سینودوریت تا مونزو دیوریت دارند. دیوریت‌ها نیز ترکیب مونزو دیوریتی تا گابرویی نشان می‌دهند و نمونه گابرویی ترکیب گابرویی دارد. انکلاوهای ترکیب مونزونیتی تا سینودوریتی و کوارتزسینیت‌ها نیز ترکیب سینیت تا کوارتزسینیت دارند. برای تعیین سری ماگمایی از نمودار (Irvine & Baragar, 1971) استفاده شده است، در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرند و تنها نمونه گابرویی در نمودار AFM ویژگی تولیتی نشان می‌دهد (شکل ۱۰). بر پایه نمودار  $FeO^*/FeO^* + MgO$  در برابر  $SiO_2$  (Frost et al., 2001)، همه نمونه‌ها به جز ۲ نمونه گرانیتی در محدوده منیزین قرار می‌گیرند (شکل ۱۱)، (گفتنی است که نمونه گابرویی به دلیل داشتن  $SiO_2$  کمتر از ۵۰ درصد است در این نمودار جایب ندارد). در نمودار  $Na_2O + K_2O - CaO$  در برابر  $SiO_2$  (Frost et al., 2001)، نمونه‌های دیوریتی در محدوده کالک آلکالی تا آلکالی کلسیک، نمونه‌های گرانیتی در محدوده کالک آلکالی تا آلکالی کلسیک (بیشتر آلکالی کلسیک)، نمونه‌های کوارتز مونزونیتی عموماً در منطقه آلکالی کلسیک، مونزونیت و مونزو دیوریت‌ها در محدوده آلکالی (به دلیل این که تحت تأثیر متاسوماتیسم آلکالن قرار گرفته‌اند) و کوارتزسینیت‌ها در محدوده آلکالی و انکلاوهای در محدوده آلکالی تا آلکالی کلسیک قرار دارند. بر پایه نمودار  $A/NK - A/ CNK$  (Shand, 1943) (شکل ۹) همه نمونه‌ها، به جز ۲ نمونه گرانیتی، در منطقه متآلومین قرار گرفته‌اند. همچنین در نمودار ASI (شاخص اشباع آلومین) در برابر  $A/NK$  (Frost et al., 2001)، همه نمونه‌ها به جز ۳ نمونه گرانیتی، در محدوده متآلومین قرار دارند. برای شناسایی و مطالعه روند تغییرات و تحولات ماگمایی از نمودارهای دو متغیره مختلفی که توسط سنگ‌شناسان ارائه شده است، استفاده می‌شود. در این نمودارها تغییرات پیوسته مثبت یا منفی عناصر مختلف در برابر سیلیس اطلاعات باارزشی از فرایندهای ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی، آلودگی پوسته‌ای یا ترکیبی از همه آنها را در یک خانواده ماگمایی با منشأ یکسان به دست می‌دهد (Wilson, 1989). بر پایه این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه به ۲ گروه (۱) کوارتزسینیت، گرانیته و کوارتز مونزونیت (۲) مونزونیت، مونزو دیوریت، دیوریت، گابرو و انکلاوهای تقسیم شده که البته این گروه‌ها تجمعات یکسانی را به وجود آورده‌اند (غیر از نمونه گابرویی) (شکل ۱۲). در سنگ‌های گرانیتی، Rb و میزان  $SiO_2$  نسبت به بقیه غنی‌شدگی نشان می‌دهند، سنگ‌های کوارتز مونزونیتی بیشترین مقدار U را دارند و کوارتزسینیت‌ها بیشترین مقدار  $K_2O$ ،  $Na_2O$  و  $Th$  را نسبت به بقیه سنگ‌ها نشان می‌دهند. مونزو دیوریت‌ها، بیشترین مقدار  $P_2O_5$ ،  $TiO_2$

مونزو دیوریت، دیوریت و به مقدار جزئی گابرو، بیشتر از نوع گرانولر است. کانی‌های اصلی دربردارنده پلاژیو کلازا هستند که بیشتر با ماکل پلی سنتتیک دیده می‌شوند و ادخال‌های بیوتیت و هورنبلند دارند و بیشتر تجزیه‌شدگی به سرسیت را نشان می‌دهند. میخ‌های آنورتیت نیز در برخی مقاطع وجود دارند (شکل ۶-الف). بر پایه مقدار زاویه خاموشی، ترکیب آنها بیشتر آندزین در دیوریت‌ها، در مرز آندزین تا لابرادوریت است. فلدسپار قلیایی، بیشتر به صورت بی‌شکل فضای میان بلورهای دیگر را پر کرده است و در برخی مقاطع به صورت پویی کیلیتیک، کانی‌های پلاژیو کلاز و آمفیبول را در بر گرفته است (شکل ۶-ب). در برخی از نمونه‌ها به صورت لکه‌هایی روی پلاژیو کلازا دیده شده و ظاهری همانند آنتی‌پرتیت‌ها ایجاد کرده است (شکل ۶-ج). به نظر می‌رسد این پدیده احتمالاً حاصل متاسوماتیسم پتاسیک است که اصولاً سنگ‌های مونزونیت و مونزو دیوریتی را تحت تأثیر قرار داده است. کانی‌های فرعی شامل آمفیبول‌هاست، که بیشتر آنها در حال تبدیل به بیوتیت هستند (شکل ۶-د). همچنین برخی از آنها در کنار اسفن ثانویه دارند. بیوتیت نیز به شکل اولیه و ثانویه دیده می‌شود، انواع ثانویه از تبدیل آمفیبول‌ها به وجود آمده‌اند و رنگ آنها از قهوه‌ای روشن تا تیره تغییر می‌کند. برخی از بیوتیت‌ها ادخال‌های آپاتیت و کانی‌های کدر دارند و برخی از آنها در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند. در برخی از نمونه‌ها، بیوتیت به صورت لکه‌هایی روی کانی‌های دیگر دیده می‌شود، که به نظر می‌رسد مربوط به پدیده بیوتیت‌زایی باشد (شکل ۶-ه). پیروکسن، بیشتر در مقاطع مونزو دیوریتی دیده می‌شود، ترکیب دیوپسیدی دارد و تبدیل‌شدگی به هورنبلند، بیوتیت و کلریت را نشان می‌دهد (شکل ۶-و). کانی‌های عارضه‌ای شامل آپاتیت است که به صورت منشوری و سوزنی و بیشتر به صورت ادخال در بیوتیت و پلاژیو کلاز دیده می‌شوند. سوزن‌های تورمالین نیز در این مقاطع حضور دارند، که نشانگر حضور گسترده مواد فرار در فاز ماگمایی است. در نمونه‌های گابرویی، پلاژیو کلازا با ماکل پلی سنتتیک و کناره‌های انحلالی (شکل ۶-ز) دیده شده‌اند؛ گاه ادخال‌های پیروکسن دارند و بیشتر تجزیه‌شدگی به سرسیت در آنها دیده می‌شود. بر پایه اندازه زاویه خاموشی، پلاژیو کلازا ترکیب لابرادوریت دارند. برخی از پلاژیو کلازاها، تحت تأثیر تنش دارای شکستگی‌های ظریفی شده‌اند. پیروکسن به طور محلی برخی از بلورهای پلاژیو کلاز را دربر گرفته و بافت پویی کیلیتیک تا نیمه‌افتیک به وجود آورده است (شکل ۶-ح). این کانی بر پایه اندازه‌گیری زاویه خاموشی و زاویه  $2\psi$  (اندازه‌گیری شده توسط میز فدروف) از نوع دیوپسید بوده و تا اندازه‌ای به کلریت تبدیل شده است.

**۳-۳. سنگ‌نگاری انکلاوهای میکروگرانولر ماگماتیک منطقه:** انکلاوهای عموماً مرزهای آشکار و مشخص دارند و بافت آنها از نوع میکروگرانولر یا پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولر است (۶-ط). پلاژیو کلاز، بیوتیت، آمفیبول و در برخی موارد فلدسپار قلیایی از کانی‌های اصلی آنها به شمار می‌آیند. نکته جالب توجه این است که در برخی مقاطع، بلور پلاژیو کلاز سالم در کنار پلاژیو کلازهای تجزیه‌شده دیده می‌شود که نشان‌دهنده ۲ نسل پلاژیو کلاز است (شکل ۶-ی)، نسل اول که تجزیه‌شدگی نشان می‌دهد کهن‌تر و مربوط به خود انکلاو و نسل دوم که سالم‌تر است، احتمالاً پس از شرایط تعادل به وجود آمده است. آپاتیت، کانی‌های کدر و اسفن به عنوان کانی‌های فرعی در انکلاوهای موجود دارند (شکل ۶-س) و بر پایه ترکیب کانی‌شناسی یادشده، این انکلاوهای در محدوده مونزونیت تا مونزو دیوریت، قرار می‌گیرند. بافت‌های مربوط به اختلاط ماگمایی نیز در انکلاوهای دیده می‌شوند.

#### ۴- ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی

برای بررسی ترکیب شیمیایی توده نفوذی اکاپل، با توجه به اهداف مطالعه و گوناگونی ترکیب ۴۰ نمونه انتخاب و تجزیه شیمیایی شد. خردایش و پودر کردن نمونه‌ها در سازمان زمین‌شناسی کشور و دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی با بهره‌گیری

با توجه به مطالب گفته شده، رفتار عناصر  $Y$  و  $Zr, Ba, Ce$  در برابر تغییرات  $SiO_2$  در گروه اول (گرانیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز سنیت) همانندی قابل قبولی با رفتار آنها در گرانیت‌های نوع I دما پایین دارد، به گونه‌ای که با افزایش  $SiO_2$  مقدار آنها کاهش می‌یابد. در گروه دوم (مونزونیت-مونزودیوریت، دیوریت و انکلاوها) با افزایش  $SiO_2$  ابتدا مقدار عناصر  $Y, Zr, Ba, Ce$  در مذاب (در سنگ‌های حاصل از آن) افزایش و در  $SiO_2$  حدود ۶۰ درصد مقدار آنها با افزایش  $SiO_2$  کاهش می‌یابد از این رو می‌توان الگوی تغییرات عناصر  $Y, Zr, Ba, Ce$  در برابر  $SiO_2$  را با الگوی آنها در گرانیت‌های نوع I دما بالا مقایسه کرد (شکل ۱۴). برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، موقعیت نمونه‌های مربوط به هر ۲ گروه روی نمودارهای  $Rb-(Y+Nb)$  و  $Y-Nb$  (Pearce et al., 1984) قرار می‌گیرد و تنها نمونه‌ها بیشتر در محدوده WAG (گرانیت‌های درون صفحه‌ای) قرار می‌گیرند و تنها شماری از گرانیت‌ها در محدوده VAG جای گرفته‌اند. در گروه دوم غیر از یک نمونه دیوریتی که در محدوده VAG قرار می‌گیرد، همه نمونه‌ها در محدوده WPG قرار دارند. با توجه به اینکه سنگ‌های منطقه، گرانیت‌های نوع I دما پایین و دما بالا تشخیص داده شده‌اند و سن توده یادشده  $54 \pm 3$  تا  $56 \pm 3$  میلیون سال (پالئوسن پسین تا ائوسن پیشین) تعیین شده، بنابراین مربوط به زمان پس از فاز فشارشی لارامید می‌باشد که در پایان کرتاسه رخ داده است. اگر بخواهیم فرایندهای پس از کوهزایی را از نظر زمانی تقسیم شود، می‌توان به این صورت نوشت:

*Orogeny* → *Post - Orogeny* → *late - Orogeny* → *Withinplate*

بنابراین توده نفوذی اکاپل، در ردیف گرانیت‌های POG (پس از کوهزایی) قرار می‌گیرد. از نمودار Maniar & Piccoli (1989) نیز استفاده شد که بر پایه این نمودار، گروه‌های مختلف منطقه اکاپل بیشتر در محدوده گرانیت‌های POG قرار می‌گیرند (شکل ۱۶). پس از انجام محاسبات مقدار  $\epsilon Nd$  برای ۴ نمونه گرانیتی، کوارتز مونزونیتی، مونزونیتی و مونزودیوریتی مشخص شد که تنها نمونه گرانیتی دارای  $\epsilon Nd$  منفی است و بقیه نمونه‌ها  $\epsilon Nd$  مثبت را نشان می‌دهند (جدول ۵)، که نشانگر منشأ سنگ‌کره غنی شده برای نمونه گرانیتی و منشأ گوشته‌ای تهی شده، برای بقیه سنگ‌های منطقه است (شکل ۱۷).

## ۵- بحث

واکنش‌های میان پوسته و گوشته نقش مهمی در معرفی مدل پیشنهادی دارند. نفوذ ماگمای حاصل از گوشته به قاعده گرم پوسته، سبب ذوب پوسته می‌شود و ماگمای اسیدی تولید می‌کند و به هنگام بالا آمدگی، این دو ماگما می‌توانند بر یکدیگر اثر بگذارند و موجب تغییر ترکیب شیمیایی یکدیگر شوند و دیگر این که در گرانیتویدهای دارای انکلاوهای میکروگرانولر مافیک، تبادلات زیادی از مواد و انرژی میان گوشته و پوسته ذوب شده صورت گرفته است. ماگماهای مافیک، در تشکیل سنگ‌های گرانیتیویدی و به ویژه گرانیتویدهای سری کالک‌آلکان نقش مهمی دارند. از میان بسیاری از انواع کنش و واکنش که میان ماگماهای مافیک و فلسیک صورت می‌گیرند، ۳ فرایند اصلی را می‌توان تشخیص داد که عبارتند از: اختلاط، آمیختگی و تبادلات شیمیایی (Barbarin et al., 1989). اختلاط در آغازی‌ترین مراحل فعالیت ماگمایی نفوذی و احتمالاً در ژرفایی که ماگماهای فلسیک تشکیل شده‌اند، صورت می‌گیرد، در حالی که آمیختگی دیرتر و احتمالاً هنگامی صورت می‌گیرد که ماگماها شروع به بالا آمدن می‌کنند. وقتی که دو ماگمای با ترکیب شیمیایی متفاوت در کنار هم و در تماس با یکدیگر قرار می‌گیرند، به زودی میان آنها تبادلات شیمیایی صورت می‌گیرد، در هنگام آمیختگی و پس از جانشینی ماگماها نیز تبادلات شیمیایی ادامه می‌یابد، وقتی توده‌های نفوذی سرد شوند، تبادلات یادشده پایان می‌یابد. کنش و واکنش‌هایی که میان ماگماهای مافیک و فلسیک صورت می‌گیرد، توسط دماهای اولیه، حجم‌های نسبی، ترکیبات،

Ba و Y و دیوریت‌ها بالاترین مقدار MgO و V را دارند و بالاترین مقدار  $MnO$ ،  $CaO$  و  $Fe_2O_3$  نیز مربوط به نمونه گابرویی است. بنابراین گروه دوم از دید  $TiO_2$ ،  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $FeOT$ ،  $P_2O_5$  و عناصر  $Y, Ba, V, Sr$  نسبت به گروه اول، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. گروه اول از دید  $K_2O$ ،  $K_2O+Na_2O$  و عناصر  $Hf, Rb, Th$  نسبت به گروه دوم غنی‌تر است. با مقایسه الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه که بر پایه کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984) (شکل ۱۳-الف) هر دو گروه تقریباً از یک روند پیروی می‌کنند و از عناصر LREE (به علت فراوانی کانی‌های آپاتیت و اسفن) نسبت به عناصر HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در مورد محتوای کل REE، خانواده مونزودیوریتی بالاترین مقدار و نمونه گابرویی کمترین مقدار را دارند. گفتنی است که گرانیت‌ها پس از کوارتز مونزونیت‌ها بالاترین مقدار LREE را دارند (در یک نمونه گرانیتی، افت Ho و در یک نمونه کوارتز مونزونیتی افت Yb دیده می‌شود). همچنین الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های گروه دوم که بر پایه گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (Sun & Mc Donough, 1989) رسم شده است (شکل ۱۳-ب)، همان گونه که مشخص است نمونه‌ها از یک روند پیروی می‌کنند و بیشترین میزان تغییرات مربوط به نمونه گابرویی است. الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های گروه اول بهنجار شده نسبت به میانگین ترکیب متوسط پوسته (Weaver & Tarney, 1984) در شکل ۱۳-ج آورده شده و بیشترین غنی‌شدگی مربوط به نمونه‌های کوارتزسنیتی است.

Chappell et al. (1998) بر پایه وجود یا نبود مواد باقی‌مانده جامد، به ویژه بلورهای باقیمانده زیرکن در مخزن ماگمایی و رفتار برخی عناصر مانند  $Zr, Y$  و  $Ce$  در برابر تغییرات  $SiO_2$ ، گرانیت‌های نوع I را به دو زیر گروه گرانیت‌های نوع I دما پایین و گرانیت‌های نوع I دما بالا، تقسیم کرده‌اند. در گرانیت نوع I دما بالا، در ماگمای اولیه به دلیل درجه حرارت بالا و حلالیت بالای  $Zr$ ، زیرکن محلول است، بنابراین ماگما از زیرکن اشباع نیست. در این حالت همزمان با آغاز تفریق ماگما و جدایش بلورهای کومولایی، مقدار  $Zr$  در مذاب (و سنگ‌های حاصل از آن) بالا می‌رود تا زمانی که مذاب از زیرکن اشباع گردد و تفریق آن از مذاب آغاز شود. همزمان با جابه‌جایی بلورهای زیرکن، مقدار  $Zr$  در مذاب افت می‌کند، ولی گرانیت‌های نوع I دما پایین، از زیرکن اشباع هستند، بنابراین همزمان با شروع تفریق ماگمایی، جدایش بلورهای زیرکن از مذاب آغاز می‌شود و مقدار  $Zr$  در برابر افزایش  $SiO_2$  کاهش می‌یابد. سن سنجی بلورهای زیرکن در گرانیت‌های نوع I دما پایین، وجود زیرکن‌های موروثی را به صورت باقیمانده که اشباع بودن ماگمای اولیه آن را ثابت می‌کند، نشان داده است. گوناگونی ترکیبی در گرانیت‌های نوع I دما پایین، مربوط به گوناگونی نسبت مذاب و مواد رستایت (بخشی باقی‌مانده‌ای از منشأ که ذوب نشده است و به صورت اولیه در مخزن ماگمایی حضور دارد) است (Chappell et al., 1998). گرانیت‌های I دما بالا، از مذاب‌های دمای بالاتر (اشباع از زیرکن نیستند) جدا می‌شوند و نوع دوم از ماگماهای دمای پایین‌تر که در آنها زیرکن حضور دارد (اشباع هستند)، به وجود می‌آیند. این تفاوت در اشباع‌شدگی ناشی از زیرکن با الگوهای متفاوت تغییرات  $Zr$  در ترکیب‌های مافیک‌تر است. مطالعه عناصر دیگر (مانند  $Y$  و  $Ba, Ce$ ) در گرانیت‌های نوع I دما پایین و بالا نتایج یکسانی را در بر دارد. گرانیت‌های نوع I دما بالا، محصولات ذوب بخشی پوسته مافیک اولیه یا گوشته تحول‌یافته هستند و آنها را باید نماینده موادی که به تازگی به پوسته افزوده شده‌اند در نظر گرفت، در حالی که گرانیت‌های نوع I دما پایین، از ذوب بخشی سنگ‌های کوارتز-فلدسپاری کهن در پوسته به وجود می‌آیند و ماگمای آنها در بردارنده نسبت‌های متفاوت مذاب فلسیک دمای پایین و بلورهای رستایت است. از آنجا که منشأ کوارتز-فلدسپاری آنها، خود برآمده از تفریق مواد گوشته‌ای بوده است، از دید ترکیبی، پتاسیک‌تر از نوع I دما بالا هستند. همچنین با توجه به منشأ پوسته‌ای، در ترکیب آنها و مانند گرانیت نوع S بی‌نظمی‌های شیمیایی دیده می‌شود.



- تزریق مذاب گوشته‌ای (گواه آن دایک‌های بازیک منطقه هستند) به درون کوارتزومونونیت اولیه. فرایندهای این تزریق عبارتند از:

(a) دایک بازیک که جبهه‌های حرارتی وارد می‌کند و سبب تحریک سیال‌های میان دانه‌های موجود در پوسته می‌شود. پس اولین تأثیر این تزریق، گرم شدن مواد پوسته‌ای و سیال‌های موجود در آن و ایجاد متاسوماتیسم عمومی آلکانل (به صورت جبهه‌ای و منطقه‌ای) از منشأ پوسته‌ای است.

(b) پیشرفت جریان حرارتی و آاناتکسی دوباره کوارتزومونونیت و تشکیل مذاب گرانیتی

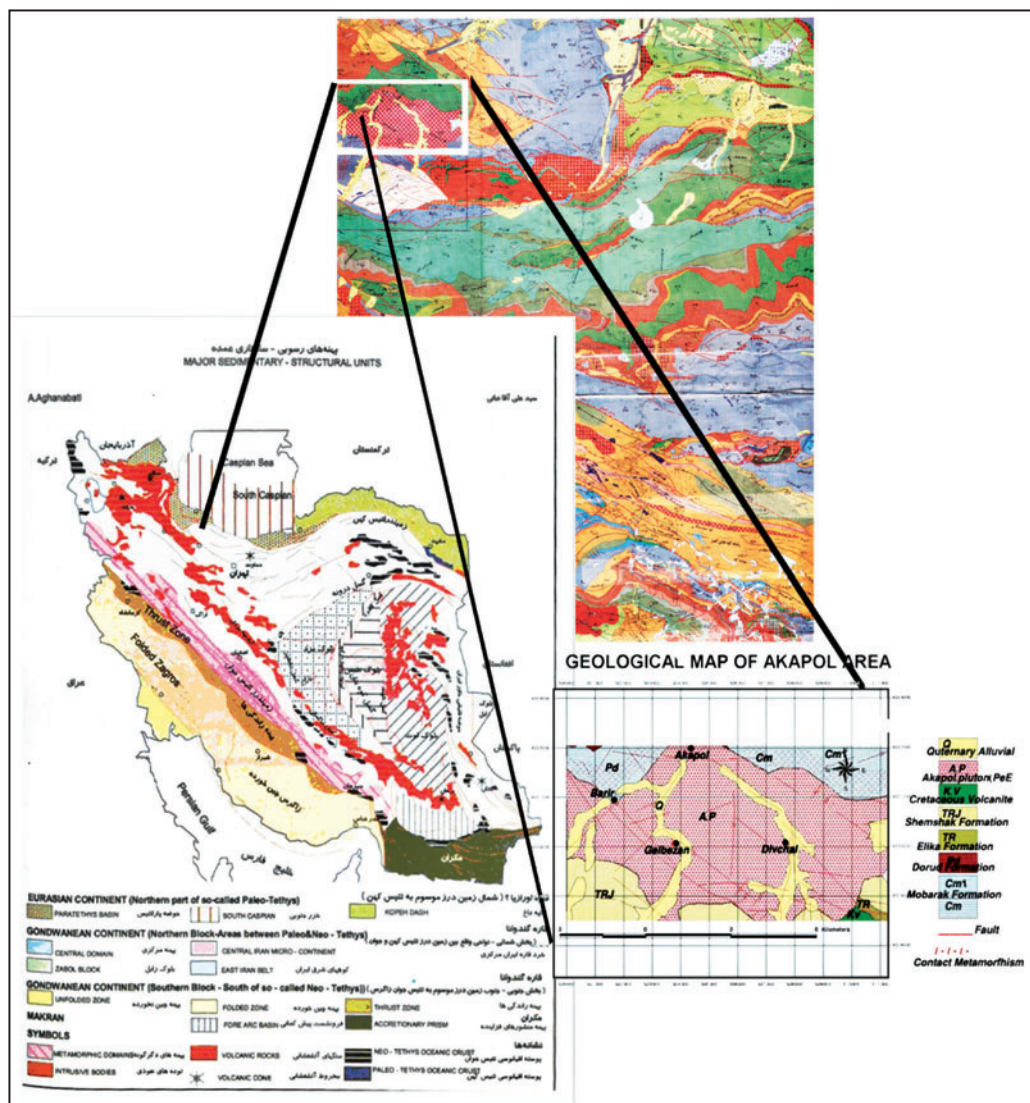
(c) تأثیرات متاسوماتیسم روی کوارتزومونونیت و فلدسپارزایی نامنظم (بافت جانیشینی)، دومین تأثیرات متاسوماتیسم روی خود دایک‌های مافیک، تبدیل کلینوپروکسن به بیوتیت و پلاژیوکلاز فلیسیک اولیه به فلدسپار قلیایی است.

(d) تشکیل مذاب اسیدی (گرانیتی) و اختلاط با مذاب‌های بازیک تازه وارد شده به پوسته و ایجاد اختلاط ماگمایی که به تشکیل مونونیت و مونودیوریت‌های منطقه می‌شود. مونودیوریت‌ها در حقیقت modified شده دایک‌های بازیک هستند (هم پدیده متاسوماتیسم و هم اختلاط را نشان می‌دهند و بی‌گمان پس از جایگزینی دایک‌های بازیک به وجود آمده‌اند).

درجات تبلور و مقادیر مطلق گرانروی (ویسکوزیته) و در نتیجه توسط رئولوژی نسبی آنها محدود می‌شود. تفاوت گرانروی ماگماها تأثیر مهمی بر چگونگی دورگه‌ای شدن آنها می‌گذارد (Hupert & sparks, 1988)، به گونه‌ای که اختلاف گرانروی کم، معمولاً با انجام اختلاط متناسب است. در حالی که اختلاف گرانروی زیاد، از انجام اختلاط جلوگیری می‌کند و تنها اجازه می‌دهد که میان آنها آمیختگی صورت گیرد. در هر حال، فرایندهای دورگه‌ای شدن تنها میان دو ماگمای با اختلاف گرانروی کم، به‌طور مؤثری انجام می‌شوند.

## ۶- نتیجه‌گیری

مدل پیشنهادی برای زایش توده نفوذی منطقه اکاپل را می‌توان به این صورت بیان کرد:  
 - بالآمدگی گوشته در اثر کاهش فشار سنگ کره (کشش سنگ کره‌ای) یا جریان تیغه‌های حرارتی گوشته و تشکیل مذاب مافیک تولیتی (گواه آن گابروی منطقه است).  
 - تبلور بخشی ماگمای یادشده در پوسته زیرین (جدا شدن الیون) و انتقال حرارت نهان تبلور به پوسته و ایجاد مذاب آاناتکسی در پوسته (ماگمای فلیسیک).  
 - بالآمدن کلاهیک آاناتکسی فلیسیک به سوی پوسته بالایی و ایستادن آن و تشکیل کوارتزومونونیت دانه متوسط (کالک آلکانل).



شکل ۱- موقعیت منطقه اکاپل کلاردشت در پهنه‌های رسوبی - ساختمانی اصلی در ایران (آقباتی، ۱۳۸۵) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مرزن آباد (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۷۹) و واحدهای سنگی خود منطقه.

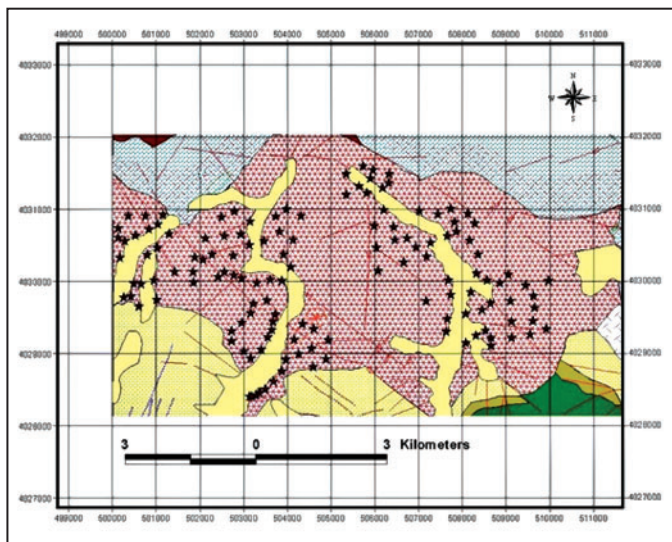
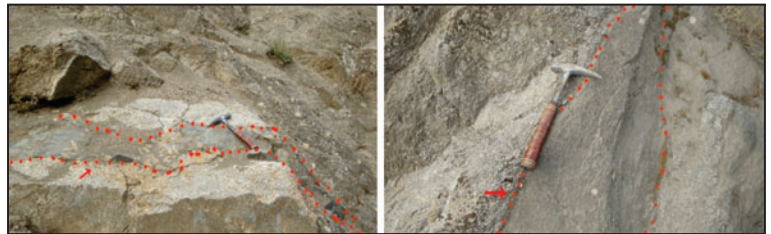


شکل ۲- انکلاوهای میکروگرانولرمافیک در سنگ‌های گرانیتی و کوآرتزموزنویتی که در اندازه و شکل‌های مختلف دیده می‌شوند، (A) منطقه ونداربن؛ (B) منطقه گل بز؛ (C) منطقه دیوچال

شکل ۳- الف) درزه‌ها و شکستگی‌های گرانیت‌ها و کوآرتزموزنویتی‌های منطقه دیوچال.



شکل ۳- ب) دایک‌های بازیک موجود در واحد فلسیک مربوط به منطقه دیوچال و ونداربن.



شکل ۴- نقشه نمونه‌برداری (نمونه‌هایی که از آنها مقطع نازک تهیه شده است) - توده نفوذی اکاپل - محل نمونه‌ها با علامت ★ مشخص شده است.

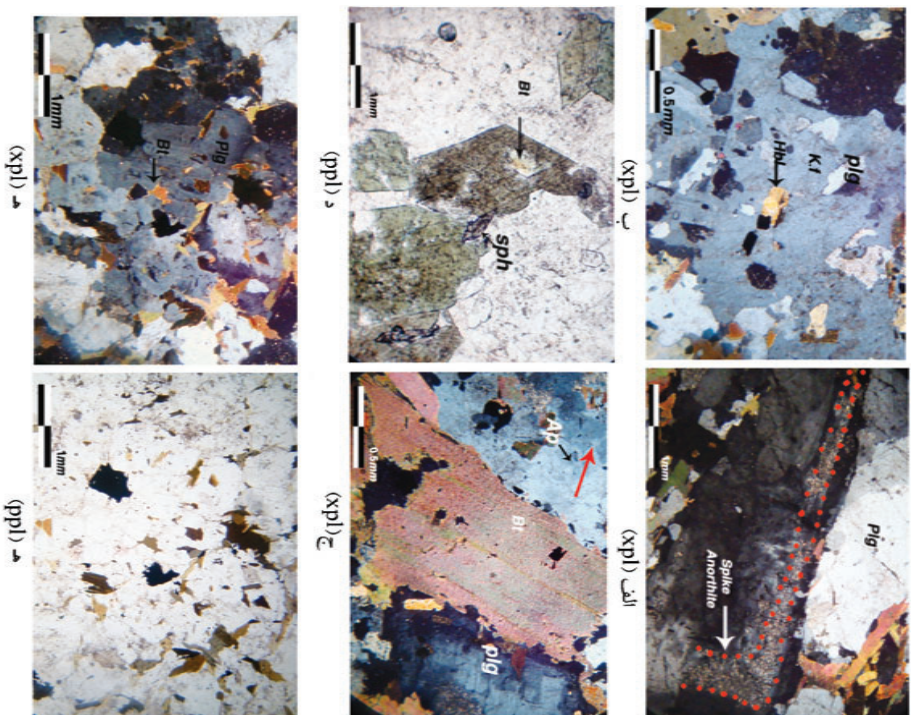


شکل ۳- ج) جهت‌یافتگی در کانی‌های فرومنیزین (واحد حدواسط تا مافیک).

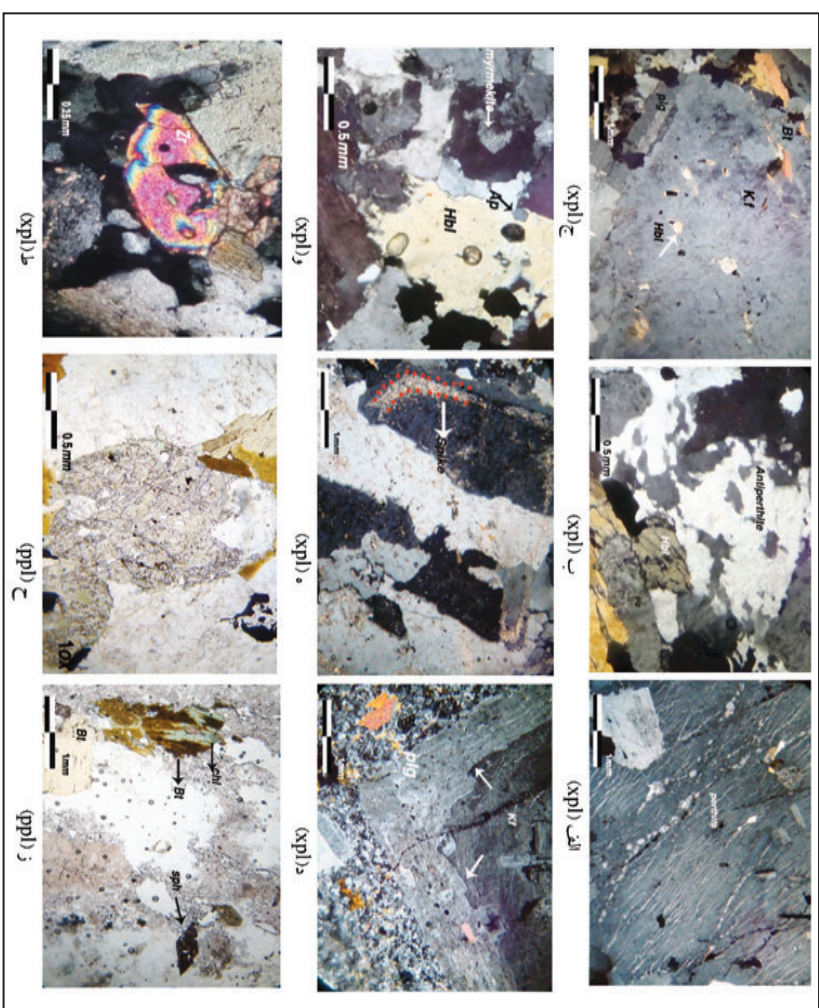


شکل ۳- د) ساخت شبکه‌ای رگه‌های آپلیتی در منطقه بریر.



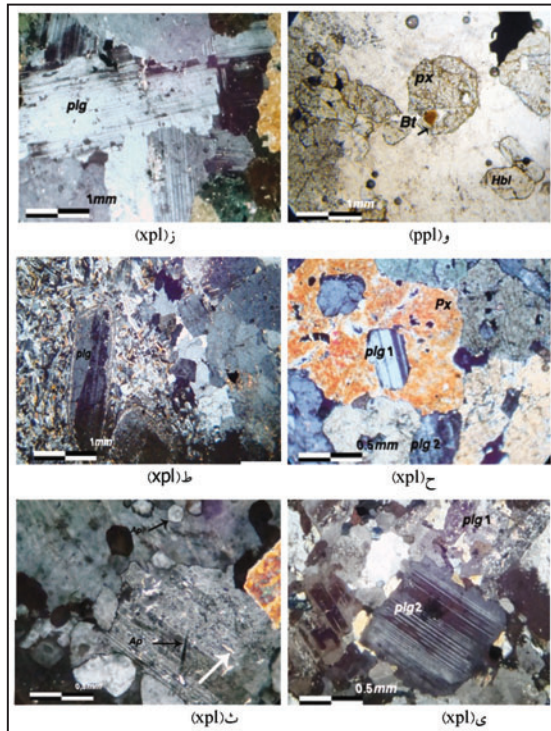


شکل ۴- الف) سیخ‌های آنوریت در پلاژیو کلازهای سنگ‌های موزونیتی؛ ب) نمایی از بافت پویی کلبیک در سنگ‌های موزونیتی؛ بلور درشت فلدسپار قلیایی، با ادخال‌های هورزنلند و پلاژیو کلاز است؛ ج) نمایی از موزونیت‌های منطقه، بلور درشت بیوتیت و پلاژیو کلاز دارای سوزن‌های آپاتیت و لکه‌های فلدسپار قلیایی (سوی پیکان سرخ) نیز در شکل مشخص است؛ د) بلور نیمه‌شکل آمفیبول در دیوریت‌های منطقه، با دو سیستم رخ که از مرکز به بیوتیت تجزیه شده است در کنار آن بلور نیمه شکل دایر بیرو کس و همراه اسفین ثانویه دیده می‌شود؛ هـ) نمایی از بافت گرانولر در سنگ‌های موزونیتی، بلورهای به نسبت درشت پلاژیو کلاز همراه با بلورهای بی‌شکل بیوتیت که روی کانی‌های دیگر قرار گرفته‌اند (بیوتیت‌زایی) دیده می‌شوند (xpl، xpl)؛

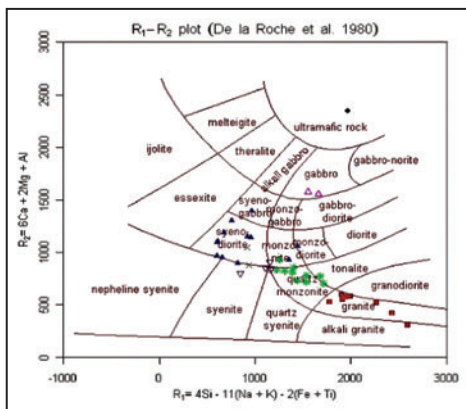


شکل ۵- الف) نمایی از بافت بریتنی در گرانیت‌ها؛ بلورهای درشت فلدسپار قلیایی بریتنی (بریت‌ها از نوع رشتنای هستند) در این شکل دیده می‌شوند؛ ب) نمایی از بافت آئنی‌بریت در کوارتز سینیت‌های منطقه، بلور هورزنلند و پلاژیو کلاز نیز در تصویر مشخص است؛ ج) بلور درشت اورتو کلاز دارای ادخال‌های هورزنلند و بیوتیت در کوارتز موزونیت‌های منطقه (شاهدی بر حاشیه‌ای ماگمایی) (Hibbard, 1991)؛ د) نمایی از بافت راپاکیوی در سنگ‌های گرانیتی که در آن بلور درشت اورتو کلاز توسط کنارهای از جنس پلاژیو کلاز در بر گرفته شده است (در یکی زمینه فائوزین) پلاژیو کلاز به موازات اورتو کلاز رشد پیدا کرده است و احتمالاً پاسخی برای تغییرات ماگمایی در اثر اختلاط ماگمایی یک ماگمای مایکرو با ماگمای گرانیتی است (Vernon, 2004) کانی بیوتیت نیز دیده می‌شود؛ ه) میخ‌های پلاژیو کلاز کلسیک در کوارتز موزونیت‌ها که نشان‌دهنده سیستم‌های اختلاط ماگمایی هستند؛ به نظر می‌رسد که بلورهای پلاژیو کلاز سبک از یک منابع فلدسپیک درون یک منابع مایکیتی‌تر و در نتیجه در پیش بیرونی، پلاژیو کلاز کلسیک‌تر تشکیل می‌شود. بازگفت به ترکیب عادی به وسیله تعادل در سیستم هیرید و با به وسیله یک اختلاط دوباره است (Baxter & freely, 2002; Hibbard, 1991)؛ و) بلور هورزنلند با ادخال‌های آپاتیت؛ بافت میرمکتبی به صورت محدود در کوارتز سینیت‌های منطقه دیده می‌شود؛ ز) نمایی از بافت گرانولر در کوارتز موزونیت‌ها؛ تجزیه‌شدگی بیوتیت به کوریت نیز دیده می‌شود؛ ح) بلور تقریباً شکل دار هورزنلند با رخی‌های آشکار در دو سو در سنگ کوارتز موزونیتی که تبدیل‌شدگی به بیوتیت و کوریت در آن مشخص است؛ ط) بلور تقریباً خود شکل زیرکی در کوارتز موزونیت‌های منطقه.

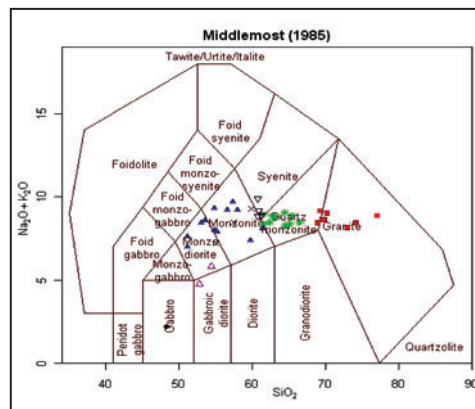




شکل ۶- و انمایی از موزودوریت‌های منطقه بلورهای خودشکل پیروکسن با دو سیستم رخ و هورنبلند دیده می‌شود؛ تبدیل شدگی پیروکسن به بیوتیت نیز نمایان است؛ تجمع بلورهای پلاژیوکلاز با ماگل پلی‌سنتیک (کناره‌های انحلالی) در گابروی منطقه؛ ح) بافت پویی کلیتیک که در آن بلور پیروکسن، پلاژیوکلاز را در بر گرفته است؛ plg1 (نسل اول پلاژیوکلاز) نسبت به پلاژیوکلاز زمینه plg2 (نسل دوم پلاژیوکلاز)، کلسیک‌تر است؛ ط) مرز انکلاوها با سنگ‌های درون‌گیر فلسیک‌تر، بلور درشت پلاژیوکلاز همراه با حاشیه‌های به سرعت سرد شده به‌خوبی نمایان است؛ زمینه غنی از پلاژیوکلاز + بیوتیت و آرایش‌یافتگی تیغه‌های پلاژیوکلاز متناسب با خمیدگی کناره انکلاو، انحنایافته است؛ ی) بلور پلاژیوکلاز سالم در کنار پلاژیوکلاز تجزیه‌شده (دو نسل پلاژیوکلاز) + هورنبلند + بیوتیت در انکلاوهای میکرو گرانولر مافیک منطقه؛ س) نمایی از انکلاوهای میکرو گرانولر مافیک، بلور پلاژیوکلاز با ماگل پلی‌سنتیک و سوزن‌های سریسیتی (سوی پیکان سفید) و آپاتیت‌های سوزنی و منشوری.

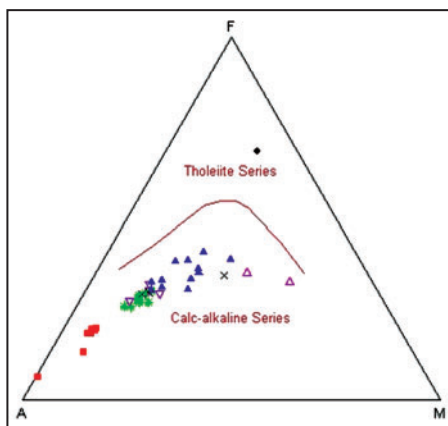


شکل ۸- نام‌گذاری سنگ‌های توده نفوذی اکاپل De la Roch et al. (1980).

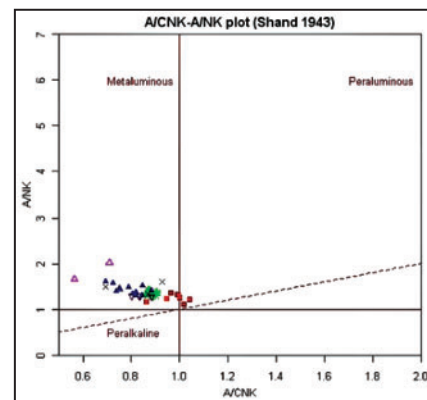


شکل ۷- نام‌گذاری سنگ‌های توده نفوذی اکاپل Middlemost (1985).

لژاند شکل‌ها

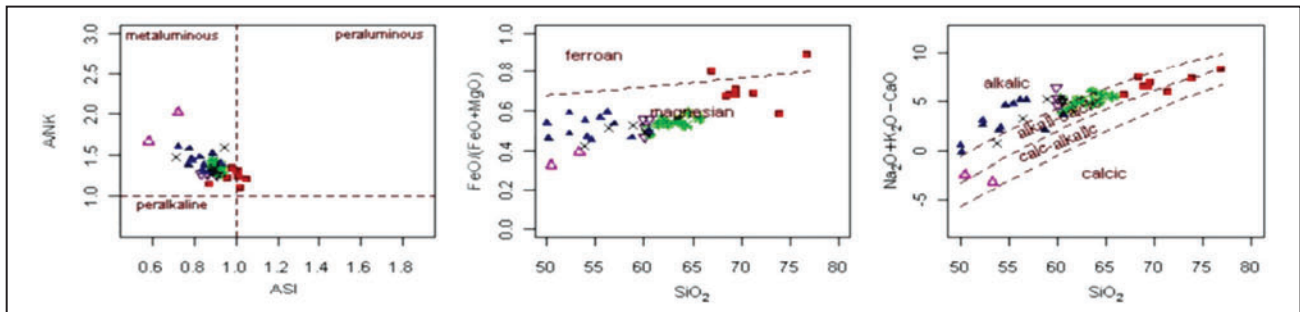


شکل ۹- جدایش خانواده‌های مختلف سنگ‌های توده نفوذی اکاپل، با بهره‌گیری از نمودار Irvine & Baragar (1971).

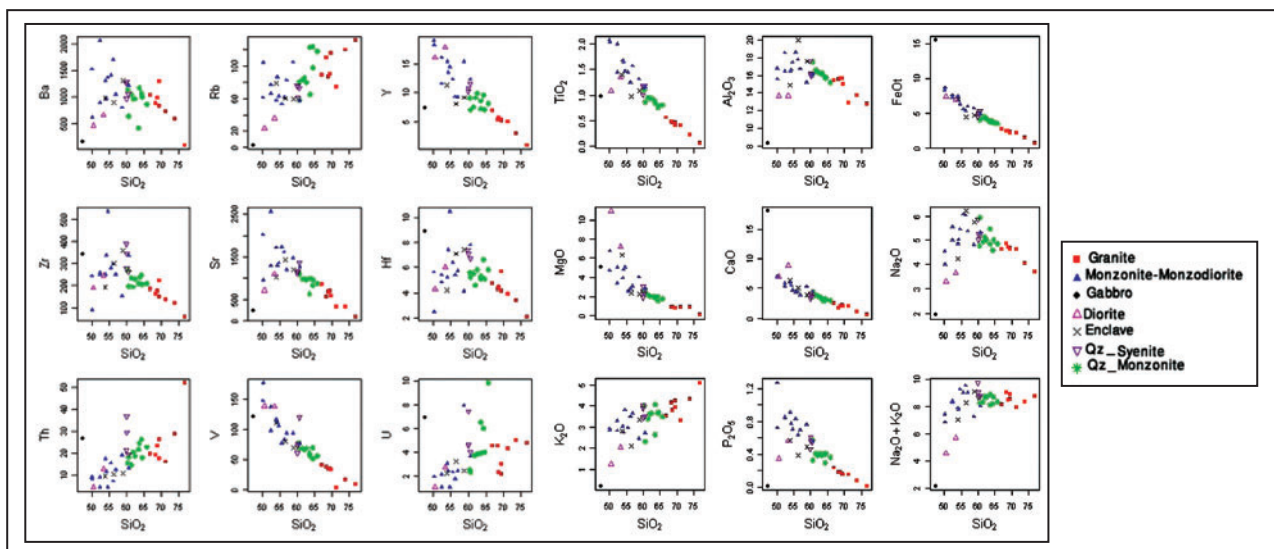


شکل ۹- بررسی شاخص اشباع آلومینیم در توده نفوذی اکاپل Shand (1943).

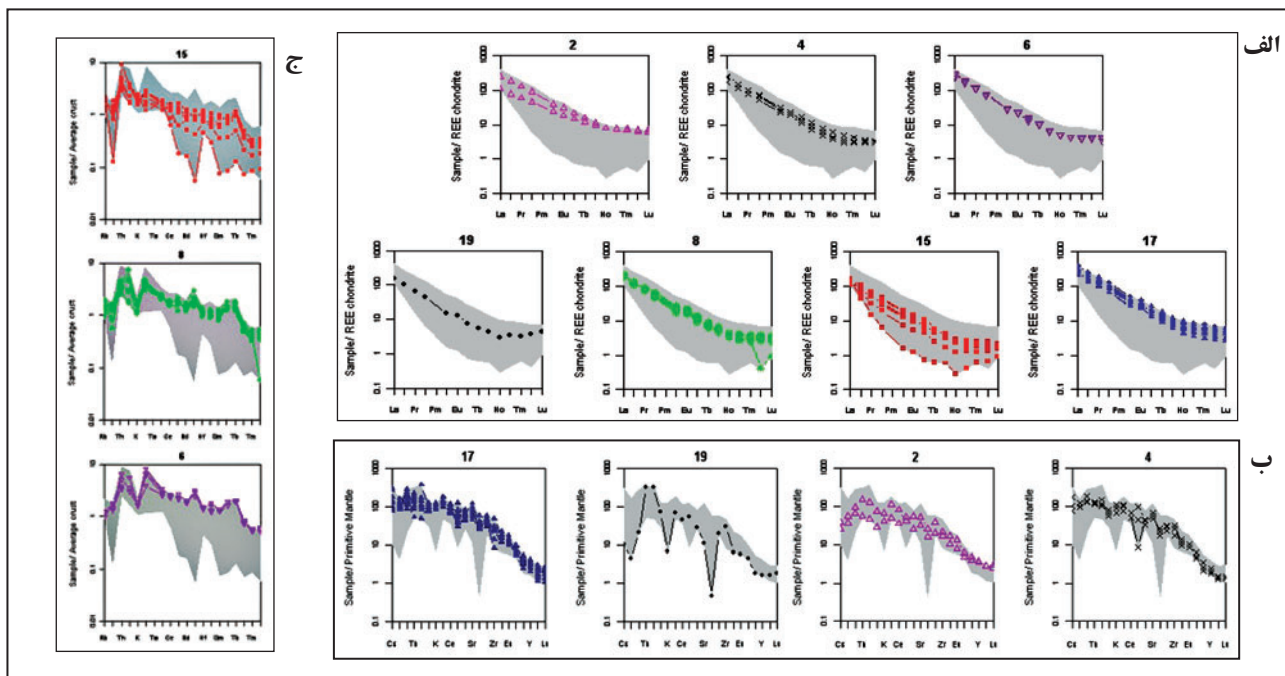




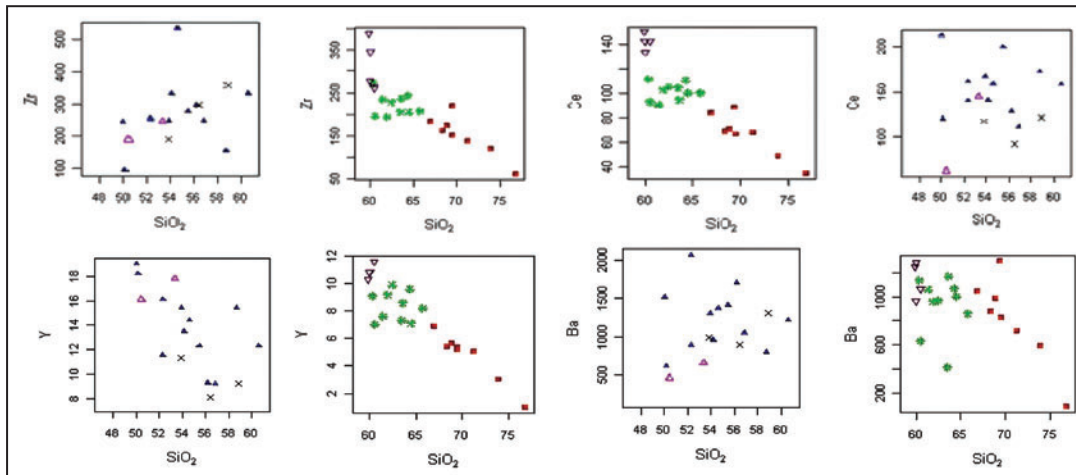
شکل ۱۱- جدایش سنگ‌های منیزین و فروزن، جدایش سنگ‌های آلکان- آهکی و بررسی شاخص اشباع آلومینیم در سنگ‌های توده نفوذی اکاپل (Frost et al. (2001)



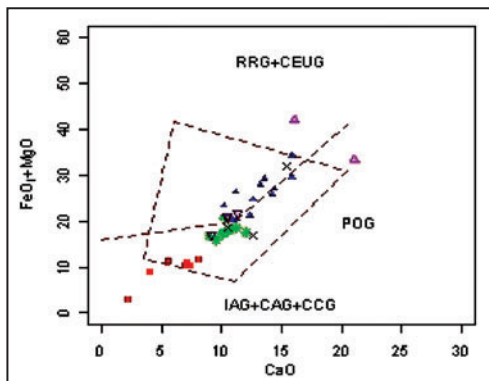
شکل ۱۲- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر  $SiO_2$  در سنگ‌های توده نفوذی اکاپل



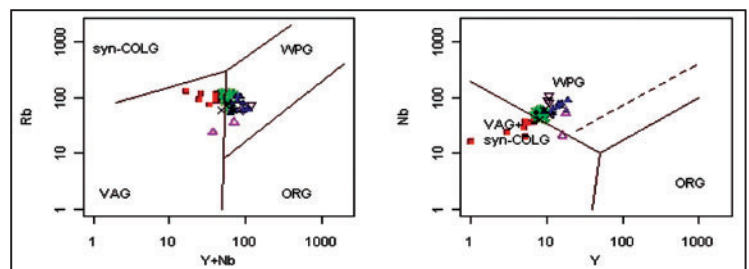
شکل ۱۳- الف) الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده بر پایه کندریت (Boydton, 1984) در سنگ‌های توده نفوذی اکاپل؛ ب) الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده بر پایه گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989) برای گروه دوم (مونزونیت‌ها، مونزودیوریت‌ها، دیوریت‌ها و گابرو)؛ ج) الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب نور بهنجارشده بر پایه ترکیب متوسط پوسته (Weaver & Tarney, 1984) برای گروه اول (گرانیت‌ها، کوآرتز مونزونیت‌ها، کوآرتز سینیت‌ها)



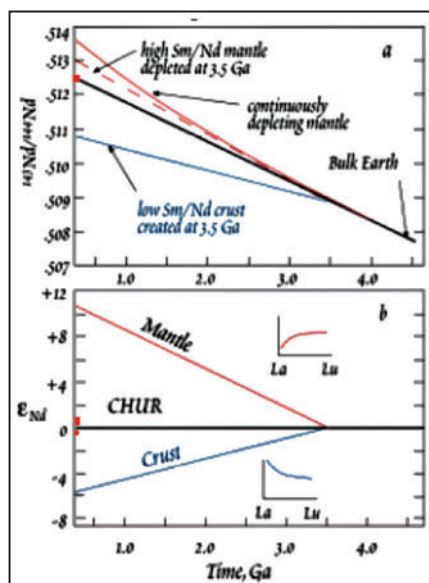
شکل ۱۴- مقایسه رفتار عناصر Zr، Ce، Ba، Y در برابر SiO<sub>2</sub> در سنگ‌های منطقه اکاپل، از Chappell et al. (1998) در گروه اول، با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار این عناصر، کاهش و در گروه دوم با افزایش SiO<sub>2</sub> ابتدا مقدار این عناصر در مذاب (در سنگ‌های حاصل از آن) افزایش و در SiO<sub>2</sub> حدود ۶۰ درصد، مقدار آنها با افزایش SiO<sub>2</sub> کاهش می‌یابد.



شکل ۱۶- تعیین جایگاه زمین‌ساختی گروه‌های مختلف توده نفوذی اکاپل با بهره‌گیری از نمودار (Maniar & Piccoli (1989)



شکل ۱۵- تعیین جایگاه زمین‌ساختی گروه‌های مختلف توده نفوذی اکاپل با بهره‌گیری از نمودارهای (Pearce et al. (1984)



شکل ۱۷- (a) تحول ایزوتوپی Nd در گوشته و پوسته؛ خط سبترتر نشانگر تحول زمین کل، یا (CHUR) (Chondritic Uniform Reservoir) است (White, 2003). این شکل همچنین نشانگر تحول پوسته به وجود آمده در 3.5Ga و گوشته باقیمانده ناشی از این ذوب بخشی و تحول تدریجی گوشته تهی شده است؛ (b) تحول زمین کل، پوسته و گوشته هنگامی که نسبت <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd به <sup>143</sup>Nd تبدیل می‌شود. محل تقریبی نمونه‌های توده نفوذی اکاپل، با توجه به جدول ۵، با نشانگرهای سرخ مشخص شده است.



جدول ۱- نتایج مربوط به تجزیه شیمیایی (به روش ICPMS) نمونه‌های کوارتز مونوزیستی و نتایج نرم آنها

کوارتز مونوزیست‌ها	K-A- 22-S	K-A- 25-S	K-B-7-S(A)	K-B-79-S	K-B-85-II-S	K-C- 6-S	K-C- 7-S	K-D- 6-S	K-D- 12-S	K-E- 8-S
SiO2	65.73	63.48	64.51	60.56	61.43	63.58	60.37	62.49	64.31	61.94
AL2O3	15.24	16.33	15.78	17.57	16.57	16.09	16.11	16.29	15.78	16.37
Fe2O3	3.89	4.26	4.01	4.38	4.86	4.14	5.41	4.62	4.2	4.86
MgO	1.78	1.96	1.59	2.45	2.18	1.9	2.58	2.04	2.03	2.07
CaO	2.93	3.37	3.08	4.34	3.92	3	3.62	3.63	3.36	3.71
Na2O	4.86	5.47	5.01	5.94	4.95	4.85	4.77	5.01	4.58	5.15
K2O	3.5	2.65	3.71	2.31	3.38	4.08	4.02	3.66	3.66	3.6
TiO2	0.8	0.88	0.76	0.86	0.95	0.85	1.1	0.94	0.79	0.93
P2O5	0.36	0.38	0.41	0.33	0.41	0.4	0.58	0.41	0.29	0.38
MnO	0.05	0.07	0.03	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06
SUM	99.72	99.78	99.7	99.69	99.66	99.66	99.61	99.65	99.67	99.65
Sc	5	5	5	7	7	5	7	6	7	7
Ba	861	416	1000	632	1056	1166	1138	969	1069	959
Be	4	4	3	3	3	3	3	3	4	3
Co	10.6	11.4	8.9	13	12.3	9.9	13.6	11.9	12.9	12
Cs	3.1	3.7	0.5	1.3	1.1	0.7	1.1	1.2	3.5	1.6
Ga	20.7	23.4	20.8	22.4	21.7	19.8	22.2	20	21.5	21.4
Hf	5.8	5.3	5.1	5.2	5.5	5.1	5.6	5.8	6.6	4.6
Nb	62.8	53.7	43.2	56.2	47.6	57.9	56.8	53.3	39.6	52.1
Rb	118.2	123.2	98	58.8	82.9	65.5	80.4	80	123.7	85.7
Sn	1	2	<1	<1	1	1	1	2	2	1
Sr	865	632.5	945.5	1086	964.5	983.2	1113	949.1	824.5	968.7
Ta	5.2	3.4	2.6	3.5	3.1	3.6	3.4	3.2	3	3.1
Th	22.9	22	18.1	18.5	14.8	24.8	15.7	19	26.6	20.7
U	9.8	6.5	4	2.3	3.7	3.9	2.5	3.8	6	3.7
V	56	61	51	69	68	56	77	69	70	67
W	1.1	<0.5	1	1.1	1.5	0.7	3.9	0.9	1.4	1.6
Zr	209.7	207.5	205.8	196.7	235.2	237.7	271.9	230.3	246	194.2
Y	8.2	7.3	7.1	7	7.6	8.6	9.1	9.9	9.6	9.2
Mo	5.2	0.8	1.4	1.3	0.6	1.7	1.3	0.9	1.1	1
Cu	4	6.5	11.9	21.8	10.9	8.8	16.9	11.4	28.8	9.7
Pb	32	3.6	9	4	4.3	3.3	4.3	3.3	14.1	4.5
Zn	17.4	56	23	33	50	31	39	33	58	38
Ni	1.5	13.6	8.4	20.5	14.2	12.9	20.2	14.3	30.1	13.4
As	1.5	1.1	0.9	0.7	0.6	<0.5	0.8	0.6	2.1	0.9
Au	0.7	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.1	<0.5	<0.5
Ti	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	61.7	71.1	63.5	62.1	58.4	57.8	67.9	63.5	63.7	62
Ce	100.7	104.5	100.1	93.5	90.6	94.9	111.9	104.8	110.6	103
Pr	9.54	9.47	10.07	8.76	9.33	9.94	11.64	10.75	10.51	10.45
Nd	30.5	30.9	33.7	28.3	30.3	31.9	40.2	37.7	34.1	36
Sm	3.97	3.85	4.13	3.4	4.04	4.59	5.33	5.01	4.56	4.64
Eu	1.19	1.15	1.33	1.29	1.33	1.36	1.67	1.43	1.24	1.63
Gd	2.62	2.56	2.73	2.39	2.88	3.11	3.59	3.22	3.66	3.16
Tb	0.34	0.34	0.32	0.3	0.36	0.41	0.45	0.44	0.42	0.41
Dy	1.53	1.47	1.49	1.46	1.66	2	2.18	1.85	1.93	1.76
Ho	0.27	0.25	0.24	0.24	0.26	0.32	0.32	0.31	0.32	0.3
Er	0.6	0.58	0.61	0.61	0.66	0.84	0.75	0.92	0.85	0.76
Tm	0.1	0.09	0.08	0.08	0.1	0.12	0.11	0.13	0.13	0.11
Yb	0.09	0.57	0.54	0.58	0.56	0.72	0.65	0.75	0.83	0.67
Lu	0.03	0.09	0.08	0.09	0.09	0.11	0.1	0.11	0.12	0.09
Q	15.88	12.116	13.171	5.567	9.368	11.29	7.562	10.016	14.222	8.576
Or	20.684	15.661	21.925	13.651	19.975	24.112	23.757	21.629	21.629	21.275
Ab	41.124	46.286	42.393	50.263	41.886	41.039	40.362	42.393	38.755	43578
An	9.431	12.177	9.611	14.455	13.01	10.082	10.673	11.15	11.688	10.917
Di	2.22	1.652	2.416	3.913	2.997	1.758	2.765	3.328	20.468	4.008
Hy	5.26	5.798	4.619	5.654	5.435	5.655	6.143	4.739	5.411	4.881
Mt	1.928	2.349	2.102	2.639	3.016	2.204	3.625	2.9	2.465	2.9
IL	1.52	1.672	1.444	1.634	1.805	1.615	2.09	1.786	1.501	1.767
Ap	0.853	0.9	0.971	0.782	0.971	0.974	1.374	0.971	0.687	0.9
SUM	98.9	98.611	98.652	98.558	98.463	98.702	98.351	98.913	98.826	98.801

جدول ۲- نتایج مربوط به تجزیه شیمیایی (به روش ICPMS) نمونه‌های گرانیتی و نتایج نرم آنها

نمونه‌های گرانیتی	K-A-39-S	K-A-40-S	K-B- 7-S	K-B-40-S	K-B-48-S	K-C-11-S	K-C-17-S	K-C-18-S
SiO <sub>2</sub>	71.31	73.88	76.83	66.95	68.86	69.45	68.4	69.55
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.87	13.75	12.74	15.4	15.6	15.63	15.49	15.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.31	1.51	0.66	2.94	2.58	2.34	2.66	2.4
MgO	0.87	0.42	0.07	1.17	2.08	0.84	0.87	0.79
CaO	2.07	1.03	0.51	2.5	4.72	2.15	1.64	1.98
Na <sub>2</sub> O	4.63	4.04	3.69	4.62	3.79	4.62	4.87	4.66
K <sub>2</sub> O	3.29	4.33	5.1	3.52	0.46	3.93	4.14	4.25
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.22	0.05	0.56	0.18	0.46	0.48	0.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.08	0.01	0.23	0.03	0.16	0.18	0.15
MnO	0.03	0.01	<0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03
SUM	99.83	99.87	99.98	99.71	99.76	99.71	99.74	99.77
Sc	3	2	<1	4	3	3	3	3
Ba	716	588	88	1040	982	1291	878	821
Be	2	2	4	3	3	3	3	2
Co	5.2	3.1	0.5	6.6	8.3	5.6	4.3	4.6
Cs	0.3	0.5	1	1.2	0.5	1.1	1.1	1.6
Ga	15.7	18.9	17.5	21.1	19.8	22.4	20.6	19.9
Hf	3.9	3.4	2.1	4.7	4.4	5.7	4.3	4.1
Nb	29.1	23.3	15.8	35.9	35.3	19.5	35.2	37.2
Rb	74	119.9	131.5	88.7	86.7	90.2	110.4	116.1
Sn	<1	<1	<1	<1	1	1	1	1
Sr	313	313.5	91.7	836.6	664.3	690.3	555.8	579.9
Ta	1.9	1.8	1	2.3	2.3	1.5	2.1	2.3
Th	16.2	29	52.2	19.8	23.6	17.7	19.5	26.4
U	4.3	5	4.7	4.5	2.3	2.1	4.5	3
V	32	16	<8	41	34	35	38	33
W	0.6	1.3	0.9	1.7	1	<0.5	1.2	0.6
Zr	138.5	120.9	68	182.9	174.6	219.5	163.3	152.2
Y	5	3	1	6.9	5.6	5.2	2.4	5.3
Mo	0.1	0.7	1.4	0.9	1.3	0.8	1	1
Cu	0.1	4.1	6.3	11.4	3.8	3.6	3.8	2.4
Pb	0.1	1.4	4.6	15.9	2.4	3.2	5.6	3.1
Zn	1	41	9	50	26	24	35	23
Ni	0.1	8	2.6	7.7	8.6	7.6	7.3	5.8
As	0.5	<0.5	<0.5	2.1	<0.5	<0.5	0.9	0.7
Au	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.6	<0.5	2.3	1.2
Ti	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.21	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	42.3	35	47.8	52.1	47.4	51.5	44.6	44.8
Ce	68.4	49.5	35.2	83.5	70.5	88.5	68.9	66.7
Pr	6.16	3.84	1.83	8.27	6.79	8.71	6.74	6.06
Nd	19.3	11.6	3.7	26.7	21	28.8	21.3	18.1
Sm	2.53	1.45	0.3	3.54	2.72	4	2.68	2.38
Eu	0.75	0.38	0.09	1.02	0.81	1.07	0.83	0.7
Gd	1.98	1.16	0.19	2.23	1.86	2.86	1.75	1.57
Tb	0.22	0.12	0.03	0.28	0.24	0.28	0.25	0.22
Dy	1.05	0.55	0.19	1.38	1.12	1.14	1.07	0.98
Ho	0.17	0.09	0.02	0.21	0.19	0.17	0.17	0.16
Er	0.44	0.28	0.09	0.56	0.48	0.37	0.47	0.48
Tm	0.07	0.04	0.02	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07
Yb	0.41	0.28	0.14	0.52	0.47	0.36	0.41	0.46
Lu	0.07	0.05	0.03	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07
Q	26.256	29.759	34.267	20.417	21.08	19	20.256	20.862
C	0	0.736	0.246	0.382	0.25	0.446	0	0
Or	19.443	25.589	30.139	22.398	23.225	24.466	25.116	20.802
Ab	39.178	34.185	31.224	39.939	39.093	41.209	39.432	39.093
An	4.617	4.587	2.465	9.143	9.621	6.96	7.568	10.886
Di	3.895	0	0	0	0	0	1.066	0.013
Hy	2.925	3.86	1.079	4.856	4.394	4.198	4.071	2.273
Mt	0.29	0.29	0.072	0.58	0.493	0.942	0.435	1.015
IL	0.779	0.418	0.095	0.874	0.874	0.912	0.76	1.064
Ap	0.355	0.189	0.024	0.426	0.379	0.426	0.355	0.545
SUM	97.738	99.614	99.611	99.01	99.409	98.56	99.058	96.553



جدول ۳- نتایج مربوط به تجزیه شیمیایی (به روش ICPMS) نمونه‌های مونوزیتی، مونزودیوریتی\*، انکلاوها\*\* و نتایج نورم آنها

مونوزیت و مونزودیوریت و انکلاو	K-A-1-S	*K-A-3-S	K-A-18-S	K-A-27-S	*K-A-29-S	*K-A-50-S	K-B-34-S	**K-B-37-S	**K-B-42-S	K-B-57-S	**K-B-85-1-S	K-B-90-S	*K-E-2-S	K-G-1-S	K-G-5-S
SiO <sub>2</sub>	54.63	52.31	53.94	56.22	50.05	52.31	60.61	53.86	56.43	54.19	58.91	55.48	50.17	56.88	58.74
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.48	16.44	16.49	17.78	16.79	18.55	16.14	14.91	20	16.64	17.61	18.61	15.57	16.73	15.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.96	8.36	8.13	5.92	9.24	8.01	5.41	7.79	4.93	7.51	5.17	6.15	9.58	6.6	6.26
MgO	3.45	4.98	3.86	2.77	4.67	3.34	2.78	6.34	2.35	4.75	2.27	2.48	6.72	3.06	3.99
CaO	4.71	5.77	5.9	4.44	6.92	5.35	4.42	6.34	5	5.41	3.92	4.33	7.01	3.9	5.24
Na <sub>2</sub> O	5.46	5.01	4.86	6.04	4.54	5.56	5.31	4.23	6.21	5.03	5.77	6.07	4	5.37	4.81
K <sub>2</sub> O	3.81	3.29	3.02	3.49	2.91	2.82	2.71	2.83	2.09	2.74	3.34	2.96	2.85	3.66	2.45
TiO <sub>2</sub>	1.47	2	1.68	1.25	2.08	1.45	1.15	1.39	0.98	1.65	1.08	1.45	2.04	1.57	1.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.7	0.84	0.91	0.63	1.27	0.85	0.55	0.57	0.38	0.77	0.49	0.83	0.72	0.69	0.76
Mno	0.09	0.12	0.1	0.09	0.12	0.09	0.07	0.11	0.05	0.1	0.07	0.08	0.12	0.09	0.07
SUM	99.49	99.55	99.48	99.48	99.38	99.3	99.58	99.58	99.61	99.55	9.58	99.48	99.6	99.56	99.54
Sc	10	12	10	7	14	7	8	16	6	10	6	6	19	6	9
Ba	1364	890	1304	1699	1518	2066	1214	987	898	955	1311	1412	614	1048	793
Be	2	2	2	2	2	1	2	3	3	2	2	2	2	3	3
Co	19.5	28.5	22.1	15.3	27.3	18.6	14.3	30.3	15	25.6	12.7	15.5	35	19.9	19.8
Cs	0.6	1	0.6	0.6	0.8	0.7	1.1	1.4	0.8	1.4	0.6	1.1	2.4	1.4	2.2
Ga	21.8	22	20.6	21	22.4	21.8	21.1	21.2	24.7	23.3	21	23.2	19.9	21	21.1
Hf	10.5	5.4	5.2	5.4	5.6	4.8	7.8	4.2	7.1	7.4	7.4	6.4	2.5	5.7	4.1
Nb	77.9	77	79.2	57.5	90.8	55.5	64.4	48.6	40.2	65.9	59.2	52	57.4	55.8	71.2
Rb	62.8	76.7	57.7	61.6	61.3	65.9	57.2	79	60.3	86.6	60.2	53.3	104.5	82.6	104.8
Sn	2	2	2	1	2	<1	2	<1	1	2	1	1	2	2	3
Sr	1341	1276	1714	1602	2019	2571	1241	1013	1431	1283	1194	1723	945.6	1177	1470
Ta	3.3	4.2	5	2.7	4.3	4	4	2	2.6	2.9	3.2	2.6	3.1	3	4.4
Th	4.5	4.5	17.5	7.4	9.2	9.2	13.5	9.7	10.5	11.6	11	15.6	8.3	12.6	19.1
U	1	1	3	1.7	1.9	2.1	3.6	2.2	3.2	2.4	2.4	2.3	1.9	2.4	7.9
V	106	138	117	83	148	98	77	111	80	112	70	77	178	94	94
W	0.6	0.5	0.8	0.6	0.7	<0.5	0.8	1	0.6	0.7	1.8	0.8	0.8	1.1	0.8
Zr	535.8	257.9	248.2	296.5	243.6	249.8	333.5	191.9	298.7	335.3	359.3	278.4	92.1	248.5	153.8
Y	14.4	16.1	15.4	9.3	19	11.5	12.3	11.3	8.1	13.5	9.2	12.3	18.2	9.2	15.4
Mo	0.7	0.7	0.8	0.7	0.9	0.7	1.2	0.6	0.9	0.4	0.7	1.3	0.4	1.1	1.1
Cu	23.4	44	21	14.8	30.5	29.1	12.1	10.1	19.9	11.3	11.4	65.4	33.7	51.1	25.8
Pb	4.3	3.6	2.1	4.4	4.1	2.6	3.1	6.5	3.2	9.1	6.8	5.6	4.6	5.8	2.7
Zn	61	74	53	49	70	86	36	56	48	68	43	51	63	60	40
Ni	37.3	70.1	36	25.3	48	32.9	18.5	79.5	17.8	53.1	15.8	15.2	88.8	21.1	48.2
As	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	1.1	<0.5	0.6	0.6	0.7	<0.5	0.9	1.4	0.9	0.6	1.4
Au	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	3.3	1.1	<0.5	<0.5
Ti	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.3	0.1	0.2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	93.7	81.5	99	81.6	119.5	95	89.8	71.4	53.8	79.9	75.9	127.7	67.6	68.2	99.4
Ce	158.	140.5	166.7	128.2	212.2	161.2	158.2	118	92.4	140.8	121.7	199.7	120	112.2	172.7
Pr	16.56	14.72	17.13	12.61	22.44	16.76	16.19	12.5	9.42	15	12.05	19.74	13.14	11.88	17.86
Nd	57	51.2	59.7	41	78.5	58.2	53.2	42.7	32.2	51.4	40	65.8	49	40.7	61.6
Sm	7.08	7.01	7.71	5.05	10.09	6.99	6.54	5.94	4.35	6.98	5	8.11	6.95	5.5	7.87
Eu	2.07	1.98	2.46	2.01	3.02	2.31	2.06	1.72	1.42	1.99	1.69	2.46	1.82	1.66	2.01
Gd	4.76	5.02	5.45	3.36	6.86	4.69	4.51	4.18	2.89	4.99	3.42	5.45	5.59	3.94	5.36
Tb	0.62	0.7	0.68	0.42	0.87	0.55	0.54	0.54	0.34	0.59	0.42	0.62	0.78	0.48	0.69
Dy	2.64	3.22	3.18	1.88	4.03	2.54	2.46	2.57	1.57	2.93	1.94	2.85	3.69	2.27	3.13
Ho	0.48	0.57	0.5	0.3	0.66	0.41	0.41	0.43	0.28	0.47	0.31	0.45	0.7	0.32	0.51
Er	1.18	1.4	1.28	0.76	1.54	0.96	0.99	1.03	0.66	1.17	0.77	1.02	1.81	0.72	1.35
Tm	0.18	0.19	0.2	0.1	0.21	0.13	0.13	0.14	0.1	0.15	0.11	0.13	0.26	0.1	0.19
Yb	1.04	1.16	1.09	0.67	1.25	0.76	0.86	0.77	0.7	1	0.62	0.75	1.44	0.58	1.27
Lu	0.16	0.17	0.17	0.1	0.17	0.1	0.13	0.11	0.11	0.15	0.1	0.1	0.2	0.08	0.15
Q	0	0	0	0	0	0	8.068	0	0	0	2.52	0	0	0.737	7.137
Or	22.516	19.443	17.847	20.625	17.197	16.665	16015	16.724	12.351	16.193	19.738	17.552	16.843	21.629	14.479
Ab	38.459	36.567	41.124	46.026	33.683	40.564	44.932	35.793	52.547	42.562	48.824	50.974	30.405	45.439	40.701
An	11.934	12.652	14.259	11.094	16.839	17.329	12.2	13.337	20.523	14.732	12.285	14.76	16.111	10.735	12.565
Ne	4.194	3.156	0	2.753	2.564	3.522	0	0	0	0	0	0.21	1.846	0	0
Di	5.47	8.345	7.3	5.558	7.379	2.968	4.856	11.472	1.427	5.632	3.141	1.034	11.149	3.267	6.733
Hy	0	0	4.483	0	0	0	5.827	8.239	2.953	5.624	5.262	0	0	7.858	9.034
Ol	9.364	8.141	3.989	6.232	8.796	8.162	0	4.42	2.403	4.542	0	5.128	11.586	0	0
Mt	3.48	4.5553	4.06	2.059	4.64	3.886	3.494	3.915	3.207	4.118	3.393	3.755	4.64	3.915	3.523
IL	2.793	3.8	3.192	2.375	3.952	2.755	2.185	2.641	1.862	3.135	2.052	2.755	3.876	2.983	2.489
Ap	1.658	1.99	2.155	1.492	3.008	2.013	1.303	1.35	0.9	1.824	1.161	1.966	1.705	1.634	1.8
SUM	99.896	98.646	98.409	98.215	98.059	97.846	98.88	97.892	98.171	98.362	98.377	98.135	98.18	98.198	98.461

جدول ۴- نتایج مربوط به تجزیه شیمیایی (به روش ICPMS) نمونه‌های کوارتزسینیتی، دیوریتی\* و گابروی\*\* و نتایج نورم آنها

کوارتزسینیت، دیوریت، گابرو	K-A-12-S	K-A-20-S	K-B-20-S2	K-C-28-S	K-B-38-S*	K-E-4-S*	K-A-23-S**
SiO2	60.08	59.92	60.04	60.53	50.47	53.36	0.43
AL2O3	16.23	17.62	15.97	16.11	13.72	13.72	8.29
Fe2O3	5.57	4.9	5.15	5.81	8.2	7.72	17.22
MgO	2.53	1.91	3.04	2.34	10.91	7.19	4.99
CaO	3.78	3.36	4.11	3.75	6.92	8.85	18.09
Na2O	5.02	5.86	5.27	5.27	3.3	3.65	1.93
K2O	4.02	3.9	3.45	3.51	1.25	2.05	0.21
TiO2	1.19	1.01	1.16	1.18	1.08	1.35	0.97
P2O5	0.56	0.46	0.61	0.55	0.35	0.56	<0.01
MnO	0.09	0.06	0.08	0.08	0.12	0.13	0.47
SUM	99.58	99.58	99.61	99.56	99.61	99.54	99.73
Sc	7	5	8	8	19	23	10
Ba	1280	1250	963	1064	460	654	147
Be	3	3	5	3	1	2	7
Co	14.6	10.7	17.3	15.1	39	32.4	34.99
Cs	0.3	0.6	0.9	1	0.2	0.3	<0.1
Ga	20.7	22.1	21.3	20.6	15.9	18.4	21.7
Hf	7.1	7.4	7.1	6.7	4.3	6	8.9
Nb	82.1	88.4	109.6	51.3	21	53.7	52.2
Rb	61	75.7	75.1	72.8	23.6	35.7	2.8
Sn	1	2	1	2	1	2	6
Sr	1164	1139	1095	1358	701.4	1081	226.7
Ta	4.5	5.4	7.9	3.4	1.2	4.3	2.5
Th	29.6	21.5	37	19.7	4.7	12.9	26.8
U	4.6	4.6	7.4	4	1	2.7	6.9
V	77	61	73	121	140	139	121
W	0.8	<0.5	0.7	1	<0.5	<0.5	0.8
Zr	344.3	388.1	275.4	262.3	189.2	246.5	340.1
Y	10.8	10.3	10.8	11.6	16.1	17.8	7.4
Mo	0.7	0.9	0.7	1	0.5	0.7	1.3
Cu	13.2	5.9	30.5	58.4	25.7	30.1	60.8
Pb	13.7	7.5	4.9	5.9	3.8	2.9	3.8
Zn	54	60	29	27	48	16	55
Ni	17.3	13.2	36	10.4	189.8	39.3	11.4
As	<0.5	<0.5	0.6	0.9	2.4	0.7	<0.5
Au	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.2
Ti	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	80.6	97.4	81.7	71.7	33.6	77.2	47.7
Ce	133.3	149.9	142.5	142.3	62.9	144.8	81.3
Pr	13.18	14.21	13.15	13.07	7.23	15.44	8.04
Nd	42.8	46.8	42	46.5	27.2	54	26.3
Sm	5.65	5.28	5.67	5.66	4.69	7.55	2.94
Eu	1.67	1.63	1.62	1.68	1.34	2.2	0.98
Gd	3.85	3.62	4.22	3.25	3.8	5.55	2.01
Tb	0.5	0.47	0.49	0.46	0.56	0.74	0.27
Dy	2.15	2.03	2.05	2.13	2.93	3.53	1.35
Ho	0.35	0.35	0.36	0.37	0.56	0.57	0.22
Er	0.92	0.92	0.93	0.9	1.57	1.56	0.7
Tm	0.13	0.13	0.14	0.14	0.22	0.24	0.1
Yb	0.81	0.81	0.89	0.93	1.43	1.36	0.8
Lu	0.11	0.13	0.13	0.14	0.22	0.19	0.14
Q	5.858	2.4	5.523	6.811	0	0	0
Or	23.757	23.048	20.388	20.743	7.387	12.115	1.241
Ab	42.478	49.586	44.593	44.593	27.924	30.885	8.23
An	9.878	10.255	9.73	9.935	18.931	14.997	13.336
Ne	0	0	0	0	0	0	4.389
Di	4.126	2.711	5.269	4.054	10.435	20.109	64.346
Hy	5.39	4.558	6.15	5.554	15.631	11.417	0
Ol	0	0	0	0	9.318	0.979	1.103
Mt	3.726	3.19	3.61	3.596	3.233	3.697	3.625
IL	2.261	1.919	2.204	2.242	2.052	2.565	1.843
Ap	1.326	1.09	1.445	1.303	0.829	1.326	0.024
SUM	98.801	98.755	98.913	98.83	95.741	98.092	98.137



جدول ۵- نتایج مربوط به مقادیر  $\epsilon Nd$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd$ ,  $Nd, Sm$  در ۴ نمونه توده نفوذی اکاپل.

شماره نمونه	نوع سنگ	Sm (PPm)	Nd (PPm)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ today	$^{143}Nd/^{144}Nd$ initial	$\epsilon Nd$ initial	$\epsilon Nd$ today
K-B-90-S	مونزونیت	۸/۱۱	۶۵/۸	۰/۵۱۲۶۲۴	۰/۵۱۲۵۹۷	۰/۴۴۸۷	۰/۹۷۵۴
K-C-18-S	گرانیت	۲/۳۸	۱۸/۱	۰/۵۱۲۵۹۱	۰/۵۱۲۵۶۲	-۰/۲۳۴۱	۰/۳۳۱۶
K-D-6-S	کوارتز مونزونیت	۵/۰۱	۳۷/۷	۰/۵۱۲۶۲۶	۰/۵۱۲۵۸۷	۰/۲۵۳۶	۰/۸۱۹۳
K-E-2-S	مونزودیوریت	۶/۹۵	۴۹	۰/۵۱۲۶۵۶	۰/۵۱۲۶۲۵	۰/۹۹۴۹	۱/۵۹۹۷

## کتابنگاری

آفانیاتی، س.ع.، ۱۳۸۵- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
 رنجیر مالی دره، ح.، ۱۳۷۰- بررسی پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین اکاپل (کلاردشت) البرز مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.  
 مرتضوی، م.، ۱۳۸۲- پتروگرافی و ژئوشیمی توده نفوذی اکاپل کلاردشت، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.  
 وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۹- نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazely, R. A. & Davies, R. G., 1975- Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quaderangles map, Tehran Geological survey of Iran, 94p.
- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formation in Central Elburz (Iran) , Preliminary note. Rivista Italian di Paleontologia e stratigrafia .69;PP. 503-543.
- Axen, G. J., Lam, P. J., Grove, M., Stockli, D. F. & Hasanzadeh, J., 2001- Exhumation of the west central Alborz Mountains, Iran, Caspian sunsidence, and collision related tectonics, geology, v.29; pp.559-562.
- Barbarin, B., Dodge, F. C. W., Kistler, R. W. & Bateman, P. C., 1989- Mafic inclusions and associated aggrrgates and dikes in granitoid rocks,central Sierra Nevada batholiths. Analytic data.U.S.Geol.Surv.,BUL.,1899:1-28.
- Baxter, S. & Freely, M., 2002- Magma mixing and mingling textures in granitoid: examples from the galway granite , connemarra Ireland mineral petrol.76; pp.63-74.
- Boynton, W. V., 1984 - Cosmochemistry of the rare earth elements ; meteorite studies. In: Henderson, P., (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 63.
- Cartier, E., 1971-Die Geologie des Unteren Chalus Tals Zentral Alburz (Iran). Mitt. Geol. Inst. E.T.H.U.Zurich.N.S.N.164,134p.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two constrasting granite types : 25 years later. Australian Journal of Earth Scince 48, pp.489-499.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. & White, A. J. R., 1998- High- and Low tempreture I-type granites. Resource Geology. 48; pp. 225-235.
- De la Roch, H., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and majure element analyses. Chemistry geology 29.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. G., Arculus, J. R., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001- A geochemichal classification for granitic rock .journal of petrology.vol. 42; pp 2033-2048.
- Gansser, A. & Huber, H., 1962- Geological observation in the central Elburz, Iran ; Schweiz.miner.petroger.Mitt., V.42; pp.583-630.
- Glaus, M. 1965- Die geologie des nordelieh des Kandeavan passes (Zentral Elburz). Mitt.Geol., Inst.E.T.H.V.48,165 P, Zurich.
- Hibbard. M. J., 1991-Textural anatomy of twelve magma – mixed granitoid systems . in : Didier J, Barbarin B (eds) Enclaves and granite petrology . Elsevier , Amesterdam; pp 431-444 (Dev Petrol 13).
- Hupert, H. E. & Sparks, R. S. J., 1988- The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continenetal crust . J Petrol 29; pp. 599-624.
- Irvin, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to chemical classification of the common Igneous rocks, Can.J.Sci.,8, pp.523-548.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. Geological society of America Bulletin.101; pp. 635-643.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Magmas and magmatic rocks, logman. London and New York.266 p.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology.25; pp. 956-983.
- Shand, S. J., 1943- The Eruptive rocks ,2<sup>nd</sup> edn ,New York : John Wiley, 444pp.
- Sun, S. S. & Mc Donogh, W. F., 1989- Chemical and Isotopic systematic of oceanic Basalts: implications for mantle composition and processes.In: Magmatism is the ocean basins.Saunders,A.D. and Norry,M.J.(Editors), geological society of London.42:313-345.
- Vernon , R. H., 2004 - A practical guide to rock microstructure . Cambridge university press, 594p.
- Weaver, B. L. & Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, Nature 310:575-577.
- White, W. M., 2003- Isotope geochemistry,Cornell University press USA,292P.
- Wilson, M., 1989- igneous petrogenesis a global tectonic approach: Unwin Hyman Ltd, London 466p.

# Petrogenesis of the Akapol Granitoidic Intrusion, Kelardasht Area, Central Alborz, Iran

M. A. Sajadi Nasab<sup>1\*</sup>, M. Vosoughi Abedini<sup>2</sup>, M. H. Emami<sup>3</sup> & M. Ghorbani<sup>4</sup>

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

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

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2011 July 18

Accepted: 2012 January 17

## Abstract

The studied granitoidic intrusion with about 50 km<sup>2</sup> area is located in the SW of Kelardasht, one of the regions in Mazandaran Province. It is one of the pluton masses of the Central Alborz structural zone. The mass has an age between  $56 \pm 4$  and  $54 \pm 4$  million years (late Paleocene to early Eocene) and has intruded in the Mobarak and Shemshak formations. Petrologically it contains of two units of felsic (granite, qz-syenite, and qz-monzonite) and intermediate to mafic (monzonite to monzodiorite, diorite, and gabbro). The rocks of the first group especially granites and q-monzonites show many mineralogical and textural similarities and in which the evidences of magma mixing like rapakivi texture, poikilitic texture, acicular apatite, calcic plagioclase "spikes" in plagioclase, and micro granular mafic enclaves can be seen. These rocks have weak metaaluminous to peralumine nature (granite samples) and are richer in  $K_2O+Na_2O$ ,  $K_2O$  and the elements of Rb, Th, Hf than the second group. Due to the diagram related to REE, the rocks of this group have remarkable enrichment of LREE and related to the behavior of Y, Ba, Ce, and Zr in segregation process, they show the properties of low temperature I-type granites. In the second group, monzonite and monzodiorite rocks also show the evidences of alkaline metasomatism, associated with magma mixing textures including acicular apatite, septum biotites and anortite spikes in plagioclases. These rocks have meta alumine nature and show more richness in FeOT, MgO, CaO,  $bP_2O_5$ ,  $TiO_2$ , and the elements such as Sr, Ba, V, and Y than the first group; and also they show the properties of the high temperature I-type granites. Due to the geochemical evidences and the age of the mass, it can be categorized as post orogenic granite types, which have the properties between VAG and WPG. The isotopic investigation of  $^{143}Nd/^{144}Nd$  revealed that only the granites of the region have can have enriched lithospheric source (negative  $\epsilon Nd$ ) and the other rocks have a depleted mantle source (positive  $\epsilon Nd$ ). According to the petrographical and geochemical evidences, magma mixing has played an important role in magma evolution, and therefore, the crust melting model by mantle-derived magma is suggested for the magma generation of the area.

**Keywords:** Granitoid, Magma Mixing, Akapol, Central Alborz, Iran

For Persian Version see pages 215 to 229

\*Corresponding author: M.A. Sajadi Nasab; Email: M\_sajjady@yahoo.com