

ژئوشیمی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای متالومینوس سیرجان، کمربند ماگمایی ارومیه - دختر، ایران

سوسن جامعی^۱، عبدالناصر فضل‌نیا^{۲*} و امین جعفری^۳

۱-۲ و ۳- دانشگاه ارومیه، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

*a.fazlnia@urmia.ac.ir

دریافت: ۹۲/۷/۳۰ پذیرش: ۹۲/۱۰/۸

چکیده

باتولیت تخت در سیرجان و در بخش جنوب‌شرقی زون ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این مجموعه از لحاظ لیتولوژیکی دارای طیف ترکیبی وسیعی بوده و شامل سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزیدیوریت و گابرو می‌باشد. این ترکیبات دارای مرز مشخصی با یکدیگر بوده بطوری که سنگ‌های مافیک‌تر در حواشی و در سمت داخل باتولیت، سنگ‌های اسیدی‌تر رخنمون یافته‌اند. تمامی واحدهای ذکر شده از نوع نفوذی‌های نوع I هستند و دارای ماهیت متالومینوس و کالک‌آلکالن می‌باشند. فراوانی بلورهای هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت و عدم وجود مسکویت، گارنت، کوردیریت و... تنوع سنگی گسترده، وجود شواهدی از آمیختگی ماگمایی (حرکت به سمت تشکیل گرانیتوئیدهای نوع-H) همگی با ماهیت نوع I بودن آن‌ها سازگار است. روند خطی عناصر کمیاب در نمودارهای هاگر و نیز روند مشابه عناصر در نمودارهای عنکبوتی، نشان می‌دهد که نفوذی‌های مورد مطالعه دارای رابطه خویشاوندی با یکدیگر بوده و از یک ماگمای مادر مشتق شده‌اند. غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILE و LREE نسبت به عناصر HREE و HSFE نشان می‌دهد که این نفوذی‌ها در یک حاشیه فعال قاره‌ای، از یک منبع گوشته‌ای غنی شده شکل گرفته‌اند. همچنین وجود ناهنجاری‌هایی منفی Nb و Ta و نیز غنی‌شدگی از K، Rb، Th و Cs حاکی از یک محیط مرتبط با قوس بوده و نشانگر دخالت پوسته است. بنابراین هضم مواد پوسته‌ای در طی فرآیند شکل‌گیری آن‌ها دخیل بوده است. در اثر فرورانش مایل اقیانوس نفوتتیس به زیر ایران مرکزی، ماگماهای بازیک مادر از یک گوشته متاسوماتیز تشکیل شده است. این ماگماها در طی صعود به افق‌های بالایی پوسته، طی فرآیند هضم و تبلور تفریقی (فرآیند AFC) سبب شکل‌گیری توده‌های حدواسط و فلسیک گردیده‌اند. در نهایت گرانیتوئیدهای تشکیل یافته به کمک گسل‌های عمیق منطقه مخصوصاً گسل چهارگنبد، نفوذ و جایگیری کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ارومیه-دختر، گرانیتوئید متالومینوس، ژئوشیمی، فرآیند AFC.

مقدمه

ترشیری جایگیری شده‌اند [۱۰]. کمربند کوهزایی زاگرس که بخشی از سیستم کوهزایی آلپی به شمار می‌آید شامل سه زون تکتونیکی موازی با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است. این زون‌ها عبارتند از: ۱- کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA)، ۲- زون سنندج-سیرجان (SSZ) و ۳- کمربند چین‌خورده و تراستی زاگرس (ZFTB) [۴] (شکل ۱) [۱]. کمربند چین‌خورده و تراستی زاگرس به سمت شمال‌شرق توسط گسل اصلی زاگرس محدود شده است که حاکی از زون جوش‌خورده بودن آن بین اوراسیا و ورقه عربی می‌باشد. این کمربند شامل توالی ضخیمی از رسوبات فلات قاره‌ای به سن پالئوزوئیک تا اواخر ترشیری و به ضخامت ۱-۲ کیلومتر است. اعتقاد بر این می‌باشد که این رسوبات از

شاید بتوان گفت که مادر تمامی سنگ‌های کوهی زمین سنگ‌های آذرین می‌باشند و در این میان فراوان‌ترین گونه‌ی آن در پوسته‌ی قاره‌ای، گرانیت‌ها و یا به عبارتی خانواده گرانیتوئیدها هستند. سنگ‌های گرانیتی در بیش‌تر کمربندهای کوهزایی حضور داشته و فراوان‌ترین سنگ‌های پلوتونیک در پوسته‌ی فوقانی می‌باشند بطوری که چگونگی تشکیل، حرکت و جایگیری این سنگ‌ها یکی از مهم‌ترین ابزارها برای شناخت تحولات پوسته‌ای است. بنابراین با توجه به اهمیت مطالعه گرانیتوئیدها و نیز حجم قابل توجه‌شان در کره زمین نمی‌توان از آن‌ها چشم‌پوشی کرد.

در ایران عمده سنگ‌های گرانیتوئیدی با کمربند کوهزایی زاگرس مرتبط بوده و بیش‌تر در طول مزوزوئیک و

توده‌های گرانیتوئیدی مذکور را قطع کرده‌اند. هدف از این مطالعه تشریح ارتباط ژنتیکی لیتولوژی نفوذی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه با تاکید بر داده‌ها و مطالعات ژئوشیمیایی است. بنابراین جهت دستیابی به هدف مذکور از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و نیز نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی بهره گرفته شده‌است. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی جهت بررسی پتروژنز و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها مورد بحث واقع شده‌اند.

روش کار

مطالعه بر روی تغییر و تحولات ایجاد شده و دنبال کردن روند حوادث رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصله از آن توسط مطالعات ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد. بنابراین به منظور مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، ۱۶ نمونه‌ی تازه و غیر دگرسان از گرانیتوئیدهای مورد مطالعه انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال گردیدند. عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS و ICP-ES مورد تجزیه واقع شدند که نتایج حاصل در (جدول ۱) ارائه شده است. آنچه که در این مقاله به نگارش در آمده است در نتیجه استفاده و تفسیر از داده‌های مذکور می‌باشد. برای ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی مربوطه از نرم‌افزارهای کامپیوتری Microsoft Office Excel, Triplot, Petrograph و Adobe Illustrator استفاده گردیده است.

روابط صحرایی و پتروگرافی

باتولیت تخت از لحاظ سنگ‌شناسی دارای تنوع ترکیبی گسترده‌ای است به‌طوری‌که شامل سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزادیوریت و گابرو می‌باشد. این گستره ترکیبی، حاکی از رخداد تبلور تفریقی وسیع در ماگمای مادر سازنده نفوذی‌های مذکور است. مرز توده‌های فلسیک با مافیک تدریجی بوده به طوری‌که سینوگرانیت‌ها و گرانیت‌های آلکالن (بطور کلی سنگ‌های اسیدی) در بخش‌های مرکزی و سنگ‌های مافیک‌تر در حواشی باتولیت رخنمون یافته‌اند. با توجه به اینکه سنگ‌های گرانیتوئیدی فقط سنگ‌های ائوسن را قطع کرده‌اند، لذا بر پایه شواهد چینه‌ای زمان جایگیری توده‌های نفوذی منطقه بعد از ائوسن خواهد بود. وجود

سنگ اساس دگرگونی پرکامبرین، توسط لایه نمکی هرمز جدا شده‌اند [۴ و ۳]. زون سنندج-سیرجان کمربند باریکی است که در امتداد کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته و از اواسط ژوراسیک تا اوایل کرتاسه به عنوان یک حاشیه فعال عمل کرده است، به‌طوری‌که با فعالیت‌های ماگمایی کالک‌آلکالن مشخص می‌شود [۹]. این زون در بخش جنوب‌شرقی شامل سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک با درجه دگرگونی نسبتاً بالاست که در اواسط تا اواخر تریاس دگرشکل و دگرگون شده‌اند [۸]. همچنین بخش شمال‌غرب زون سنندج-سیرجان غالباً حاوی سنگ‌های رسوبی و دگرشکل شده مرتبط با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و سنگ‌های آتشفشانی مزوزوئیک می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه (چهارگنبد) در ۱۲۰ کیلومتری جنوب‌غرب کرمان واقع شده است و با توجه به تقسیمات ساختاری-رسوبی ایران، اشتوکلین [۳۳]، در جنوب‌شرق کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد (شکل ۱) [۱]. کمان ماگمایی ارومیه-دختر در امتداد حاشیه فعال خرده قاره ایران مرکزی و در حد فاصل زون‌های سنندج-سیرجان و ایران مرکزی، یک کمان ماگمایی از نوع آندی می‌باشد که عمدتاً از سنگ‌های نفوذی و خروجی با ترکیب توله‌ای، کالک‌آلکالن، آلکالن غنی از پتاسیم تشکیل شده است [۴ و ۳۲]. لیتولوژی مذکور در نتیجه فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی ایجاد شده‌اند [۱۰]. قدیمی‌ترین سنگ‌های مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر، سنگ‌های نفوذی کالک‌آلکالن به سن قبل ژوراسیک هستند که در حاشیه جنوب‌شرقی ایران مرکزی قرار گرفته‌اند. همچنین جوان‌ترین آن‌ها جریان‌های گدازه و آذرآواری‌هایی به سن کواترنری تا مخروط‌های آتشفشانی با ترکیب آلکالن و کالک‌آلکالن به سن پلیوسن می‌باشند [۹].

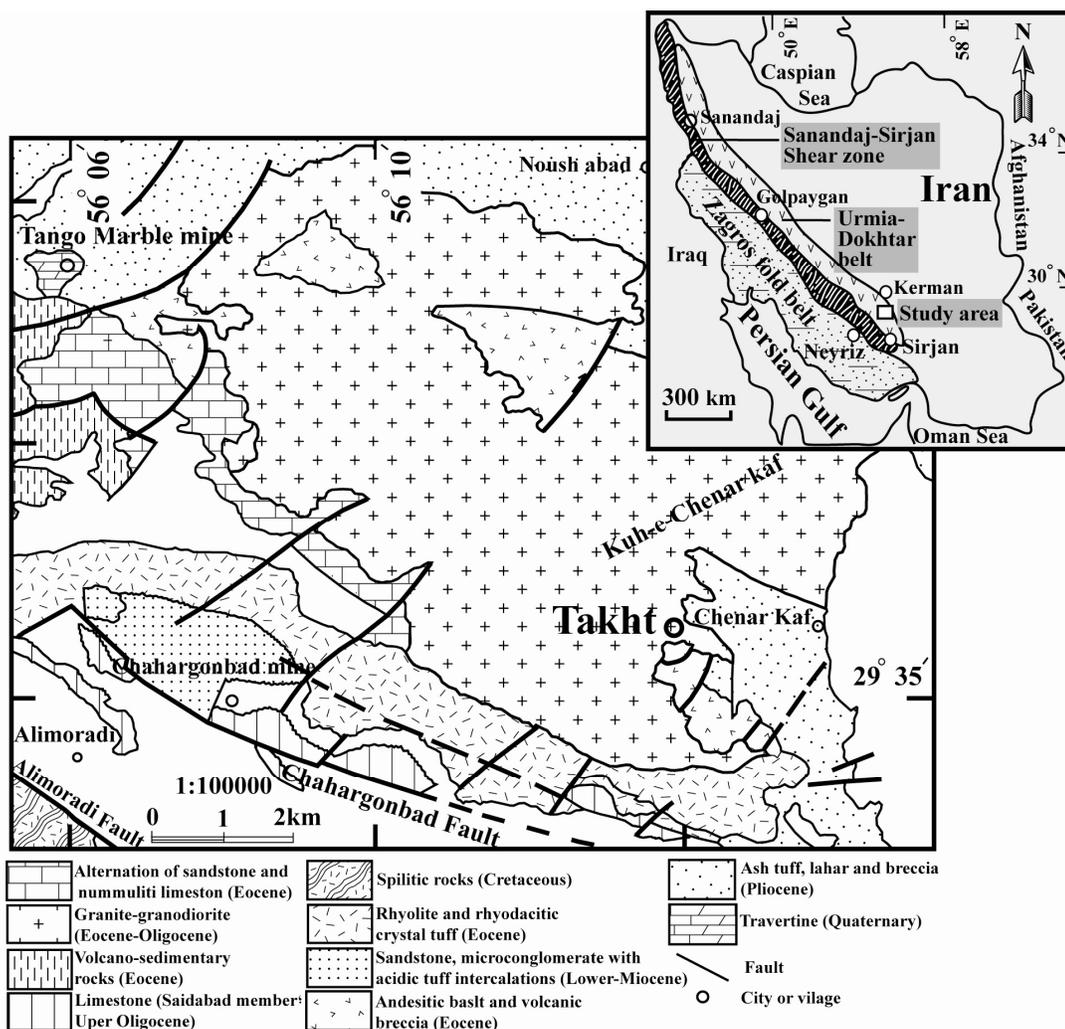
بیش‌تر گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب کرمان ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی داشته و متالومینوس و کالک‌آلکالن هستند [۱۴]. فرورانش مایل اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی [۲۳، ۲۲ و ۱۰] باعث فعالیت گسل‌های برشی در قسمت‌های فوقانی پوسته و نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی شده است. این گرانیتوئیدها به سن لیگومیوسن بوده و در اثر عملکرد گسل چهارگنبد، نفوذ و جایگیری کرده‌اند. همچنین دایک‌هایی به سن میوسن

(۱۰-۲۰٪) و کوارتز (۲۰-۳۰٪). هم‌چنین کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر می‌باشد. کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های رسی نیز به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند.

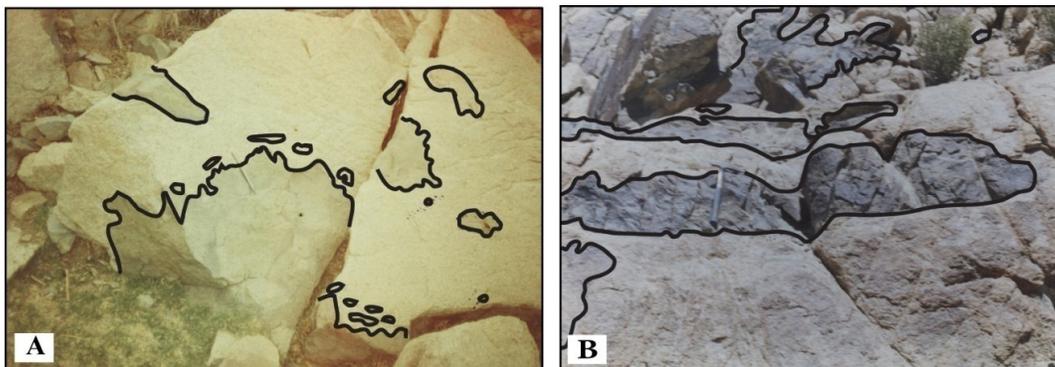
پلاژیوکلاز به همراه هورنبلند دو کانی اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های متفاوتی مشاهده می‌شوند. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها وجود منطقه‌بندی نوسانی، حواشی خورده شده و نیز دگرسانی از مرکز می‌باشد (شکل ۳A). هم‌چنین ماکل‌های پلی‌سنتتیک، کارلسباد و پریکلین در آنها قابل مشاهده است. برخی از پلاژیوکلازها بدلیل ادخال کانی‌های دیگر (آپاتیت، اسفن و...) دارای بافت پوئی‌کلیتیک هستند.

آنکلاوهای فلسیک و مافیک در ابعاد کوچک در نفوذی‌های منطقه مورد مطالعه حاکی از فرآیند آمیختگی ماگمایی در بین اعضاء مافیک و فلسیک می‌باشد (شکل ۲ A و B).

جهت سهولت در بررسی پتروگرافی، لیتولوژی ذکر شده در دو گروه اصلی فلسیک (سینوگرانیت، مونزوگرانیت) و مافیک (گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزیدیوریت و گابرو) طبقه‌بندی شده‌اند. گروه مافیک به رنگ تیره تا خاکستری روشن بوده و عمدتاً دارای بافت گرانولار هستند. هم‌چنین از لحاظ اندازه دانه، متوسط بلور تا ریز بلور می‌باشد. عمده کانی‌های سازنده این سنگ‌ها عبارتند از هورنبلند (۲۰-۳۰٪)، پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰٪)، کلینوپیروکسن (۱۰-۲۰٪)، بیوتیت (۵٪)، ارتوکلاز



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی تخت با تغییرات از [۱].



شکل ۲. (A, B) تصاویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اندازه‌های مختلف که آثار اختلاط ماگمایی در آن مشاهده می‌شود.

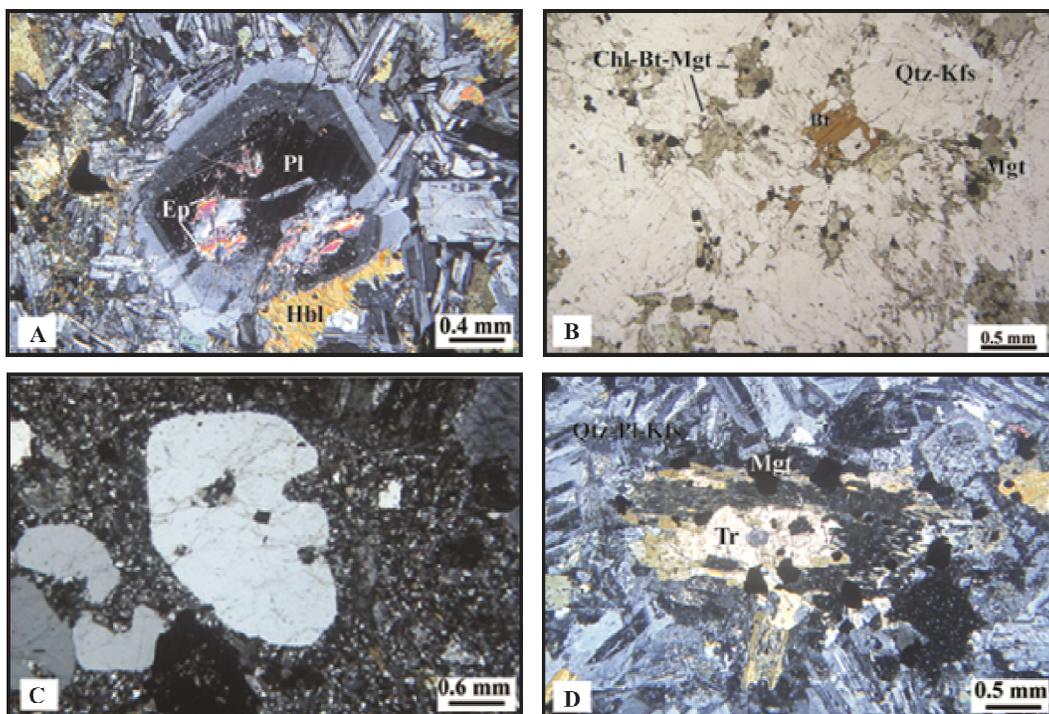
عمق تشکیل و فشار بخار کم می‌باشد. فلدسپارهای آلکالن بصورت بلورهای ریز تا درشت، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شوند و غالباً از نوع پرتیت هستند. هم‌چنین دگرسانی به کانی‌های رسی در آن‌ها وجود دارد. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و غالباً به صورت بلورهای درشت در زمینه دانه‌ریز مشاهده می‌شوند. از مشخصات این بلورها وجود زون‌بندی نوسانی در آن‌ها است (شکل ۴C). هم‌چنین ماکل پلی‌سنتتیک، بافت پوئی‌کلیتیک و دگرسانی به کانی‌های رسی در آن‌ها قابل مشاهده است. بیوتیت‌ها فراوانی بسیار اندکی دارند و در اثر دگرسانی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۴D).

ژئوشیمی سنگ کل

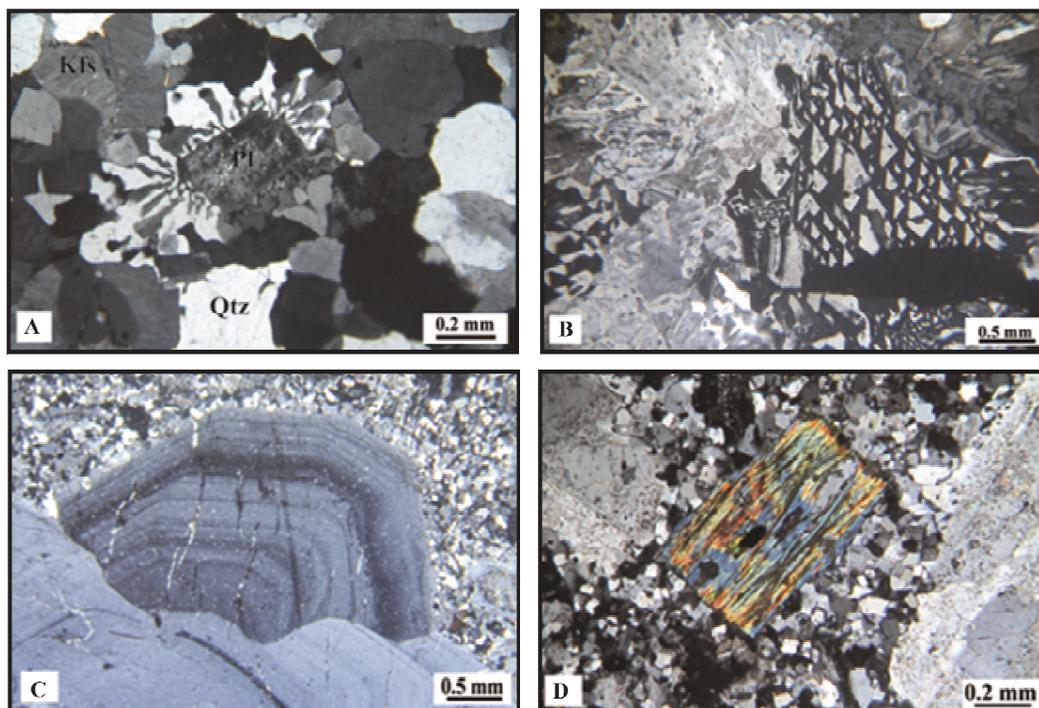
محتوای SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه دارای طیف وسیعی بوده و از ۵۵ تا ۷۶ درصد وزنی از سنگ‌های مافیک تا اسیدی در تغییر است (جدول ۱). با توجه به نمودارهای FeOt-Alk-MgO [۱۹] (شکل ۵a) تمامی نمونه‌ها در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکالن تصویر می‌شوند. هم‌چنین بر اساس نمودار $A/\text{CNK}-A/\text{NK}$ [۳۰] (شکل ۵b) نمونه‌های مطالعه شده غالباً دارای مشخصه متاآلومینوس و در مواردی، به طور بسیار ملایم پرآلومینوس می‌باشند. جهت تعیین نوع توده‌های گرانیتوئیدی چهارگنبد از دو نمودار Zr-SiO_2 [۱۵] (شکل ۶a) و $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ [۱۲ و ۱۳] (شکل ۶b) بهره گرفته شده است. با توجه به نمودارهای مذکور تمامی لیتولوژی موجود در محدوده نفوذی‌های نوع I پلات می‌شوند.

آمفیبول‌ها به حالت نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و به صورت بلورهای درشت تا ریز مشاهده می‌شوند. برخی از آمفیبول‌ها شکل اولیه خود را از دست داده و به کلریت، اپیدوت و کلسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۳B). بیوتیت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دارای دو نسل هستند به طوری که هم به صورت ماگمایی و هم به صورت ثانویه حاصل از تجزیه آمفیبول و پیروکسن‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۳B). کوارتزها نیز همانند بیوتیت‌ها دارای دو نسل می‌باشند. ریز بلورهای کوارتز حاصل انجماد سریع و درشت بلورها حاصل مرحله‌ی آرامش و رشد آرام و آهسته هستند. از دیگر ویژگی‌های کوارتزها وجود بافت خلیجی در آن‌ها است (شکل ۳C). آلکالی فلدسپارها به صورت بلورهای ریز غالباً از نوع پرتیت‌اند. پیروکسن‌ها نیز غالباً به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند و در آن‌ها اورالیتی شدن نیز قابل مشاهده است (شکل ۳D).

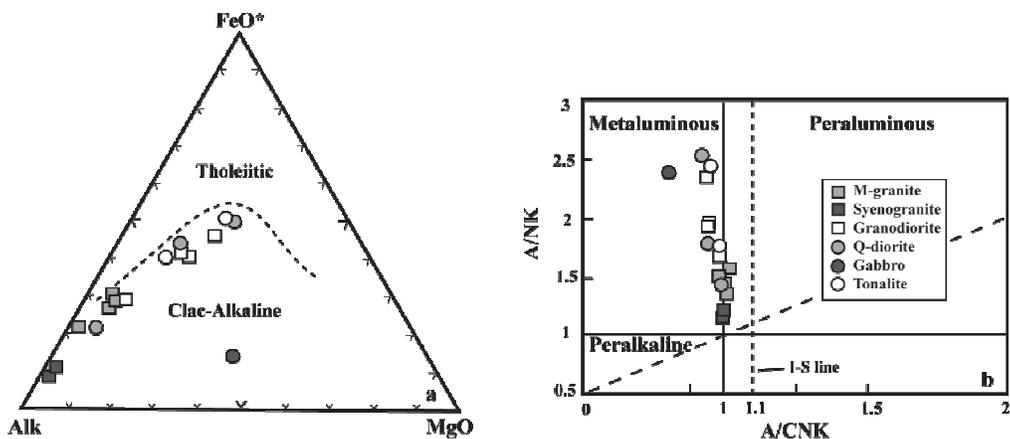
اعضای گروه فلسیک در سطح تازه به رنگ روشن هستند و دارای بافت گرانولار و در مواردی بافت گرانوفیری می‌باشند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عبارتند از فلدسپار آلکالن، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت است. هم‌چنین کانی‌های فرعی شامل اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر می‌باشد که همراه با کلریت و کانی‌های رسی به عنوان محصولات ثانویه در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌گردند. کوارتز و فلدسپارهای پتاسیم دو فاز عمده سازنده این سنگ‌ها هستند. کوارتزها به صورت بلورهای ریز تا درشت و غالباً به حالت نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شوند. از ویژگی‌های مشخص کوارتزها وجود بافت گرانوفیری (هم‌رشدی کوارتز با آلکالی فلدسپار) در آن‌ها است (شکل ۴A, B). وجود این بافت نشان‌دهنده



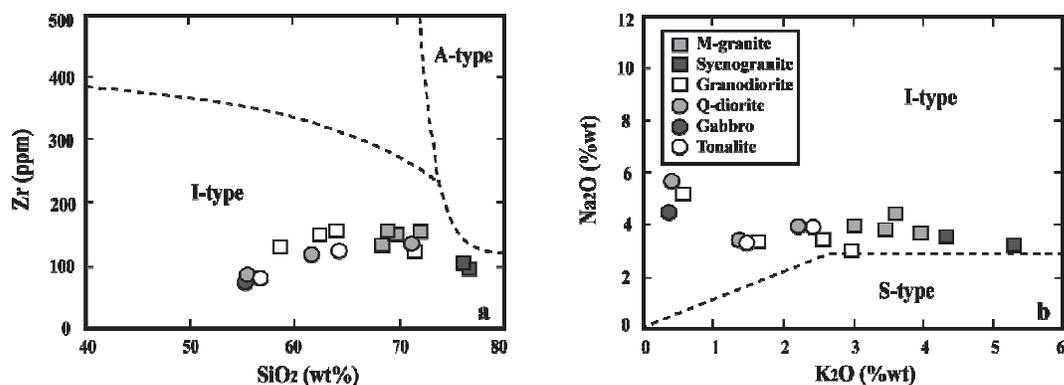
شکل ۳. (A) منطقه‌بندی ترکیبی در بلور پلاژیوکلاز به همراه حواشی خورده شده و دگرسانی به اپیدوت از مرکز (xpl). (B) دگرسانی بلورهای بی‌شکل آمفیبول به بیوتیت و کلریت به همراه بیوتیت‌های ماگمایی (ppl). (C) درشت بلور کوارتز با بافت خلیجی در زمینه دانه ریز (xpl). (D) تبدیل پیروکسن به ترمولیت‌های دسته‌جاریبی (xpl). (پلاژیوکلاز: Pl، اپیدوت: Ep، هورنبلند: Hbl، کلریت: Chl، بیوتیت: Bt، کوارتز: Qtz، مگنتیت: Mgt، فلدسپار پتاسیم: Kfs، ترمولیت: Tr).



شکل ۴. (A و B) تشکیل بافت گرانوفیری در اثر هم‌رشدی بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار (xpl). (C) منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها (xpl). (D) دگرسانی بیوتیت به کلریت و اپیدوت (xpl). (فلدسپار پتاسیم: Kfs، کوارتز: Qtz).



شکل ۵. (a) نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی [۱۹]، (b) نمودار تعیین شاخص آلومینوس بر اساس دو شاخص A/NK در مقابل A/CNK [۳۰].



شکل ۶. (a) نمودار جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و A [۱۵]، (b) نمودار تفکیک گرانیت‌های نوع I و S [۱۳، ۱۴].

خود نشان می‌دهند. روند افزایشی عناصر مذکور بیشتر به دلیل جانشینی آن‌ها در آلکالی فلدسپار و به میزان کمتر در بیوتیت و آپاتیت در مراحل انتهایی تبلور ماگمایی در ترم‌های اسیدی است. به عبارتی دیگر، این عناصر با پیشرفت جدایش، در ماگمای باقی‌مانده مقدارشان افزایش یافته و در نهایت وارد ساختار کانی‌های ذکر شده می‌شوند.

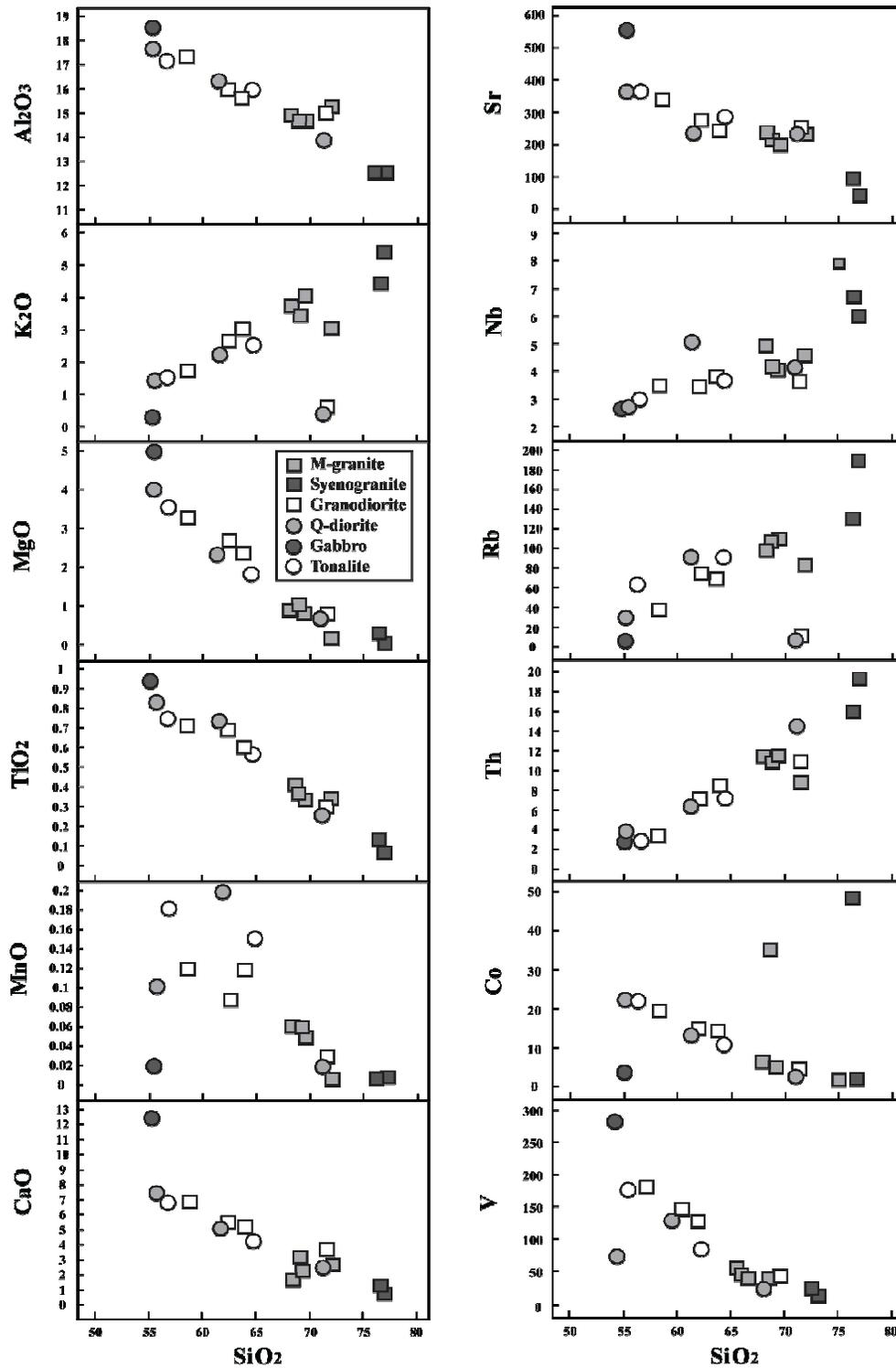
آنچه که در حالت کلی می‌توان از نمودارهای هارکر عناصر اصلی و فرعی دریافت کرد، وجود روند خطی و تقریباً پیوسته با افزایش محتوای سیلیس در میان عناصر می‌باشد. این ویژگی حاکی از ارتباط توده‌های نفوذی مورد مطالعه با یکدیگر است و به عبارتی گویای رابطه خویشاوندی ماگماهای مادر سازنده آن‌ها می‌باشد. همچنین روند کاهشی و افزایشی عناصر با ویژگی‌های کانی‌شناسی نفوذی‌ها همخوان می‌باشد. بطوریکه با پیشروی از سنگ‌های مافیک‌تر به سمت سنگ‌های

به منظور شناسایی و مطالعه‌ی روند تغییرات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و تحولات ماگمایی از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر مختلف در مقابل SiO_2 [۱۷] (شکل ۷) استفاده شده است. طبق این نمودارها محتوای عناصر V و Co ، Sr ، CaO ، MnO ، TiO_2 ، MgO ، Al_2O_3 روند کاهشی را با افزایش مقدار SiO_2 نشان می‌دهند.

روند کاهشی اکسیدهای MgO ، TiO_2 و MnO به همراه عناصر V و Co با افزایش میزان سیلیس، بیانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنینزین نظیر پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، اسفن و اکسیدهای آهن در واحدهای مافیک در مراحل ابتدایی تبلور ماگمایی می‌باشد. همچنین روند نزولی اکسید CaO ، Al_2O_3 و Sr نیز می‌تواند به دلیل مشارکت آن‌ها در ساختمان پلاژیوکلاز در سنگ‌های با خاصیت بازیکی بیشتر تعبیر شود. علاوه بر موارد ذکر شده، مقادیر عناصر Nb ، K_2O ، Rb و Th با افزایش محتوای سیلیس، روند افزایشی از

مطالب بیان شده نشان دهنده وقوع پدید گسترده تفریق ماگمایی در مجموعه نفوذی مورد مطالعه است.

اسیدی از حاشیه باتولیت تخت به طرف مرکز از میزان کانی‌هایی نظیر پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و مگنتیت و در کل کانی‌های فرومنیزین‌دار کاسته می‌شود. بنابراین



شکل ۷. نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی در مقابل SiO₂.

نفوذی مورد مطالعه در حواشی فعال قاره‌ای و به عبارتی در زون‌های فرورانشی است [۳۸ و ۳۰].

هم‌چنین مشابَهت روندها، گویای ارتباط ژنتیکی ماگماهای مادر توده‌های نفوذی مورد مطالعه است. در بررسی جزئیات ناهنجاری‌هایی مشخصی که در نمودارهای چند عنصری مشاهده می‌شود ناهنجاری‌های مثبت K، Rb، Cs، Pb، Th و ناهنجاری‌های منفی Ba، Nb و Ta می‌باشد. غنی‌شدگی از K، Rb، Th و Cs می‌تواند به دلیل هضم و آرایش با مواد پوسته‌ای حادث شود [۳۵ و ۲۸]. ناهنجاری مثبت Pb نیز می‌تواند با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای مرتبط باشد [۶]. هم‌چنین ناهنجاری‌های منفی Nb و Ta نیز نشان از از مذاب‌های مرتبط با فرورانش می‌باشد [۳۱]. به عبارتی سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو با متاسوماتیسم نمودن گوه گوشته‌ای باعث ایجاد نوسان در فراوانی عناصر و تهی و غنی‌شدگی آنها می‌شوند. ناهنجاری منفی (Ba) نیز با تفریق فلدسپار پتاسیم توجیه می‌شود [۳۹ و ۷].

علاوه بر موارد ذکر شده گابروها نسبت به دیگر نفوذی‌های موجود از عناصر Sr، Ti، Eu و P رفتار تهی شده‌تری را نشان می‌دهند. ناهنجاری Eu زمانی که با ناهنجاری منفی Sr همراه باشد با تفریق پیدا کردن پلاژیوکلازها توجیه می‌شود [۳۹ و ۷]. مقادیر پایین Ti نیز می‌تواند به دلیل حضور کانی‌های فرومینزین و عدم حضور پلاژیوکلاز در منشاء باشد [۲۱]. هم‌چنین ناهنجاری منفی P در این سنگ‌ها بیانگر کم بودن مقدار آپاتیت در سنگ‌های مورد نظر و جدایش آپاتیت در ماگمای مولد توده‌های مذکور است.

علاوه بر گابروها، سنگ‌های اسیدی نیز دارای ناهنجاری‌های مثبت LILEs بیش‌تری را نشان می‌دهند. دلیل این امر می‌تواند بدین صورت بیان کرد که در مناطق فرورانشی میزان فشار بخار آب و فوگاسیته اکسیژن بالا می‌باشد. این عامل سبب می‌گردد که فازهای نگه‌دارنده عناصر Nb، Ti و Ta مانند ایلمنیت و اسفن و نیز عناصر Hf و Zr مانند زیرکن پایدار باقی بمانند.

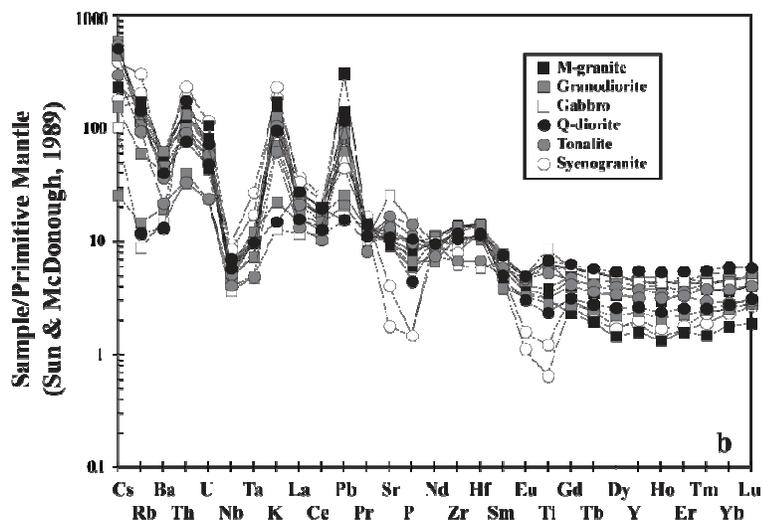
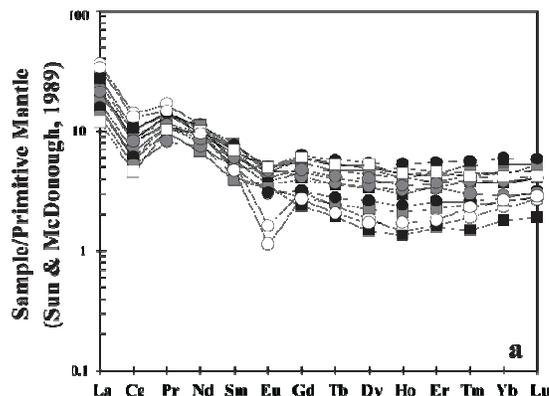
نتیجه کلی که از نمودارهای عنکبوتی (شکل ۸) می‌توان دریافت کرد غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) و تهی‌شدگی از عناصر با بار یونی زیاد (HSFE) می‌باشد.

به منظور بررسی مسائل ژنتیکی و روند تحولات ماگمایی از نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی نادر و نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه [۳۴] (مطابق شکل ۸a,b) استفاده شده است. در بررسی عناصر خاکی نادر (شکل ۸a) در یک دید کلی روند تغییرات عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه مشابه می‌باشد که نشان از یکسان بودن منشاء شکل‌گیری آنها است. در بررسی این عناصر می‌توان مشاهده کرد که میزان عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی شده‌تر می‌باشند. حضور ماگما در مراحل اولیه ذوب بخشی یا مراحل آخر تبلور تفریقی در مذاب از دلایل غنی‌شدگی LREE می‌تواند باشد. هم‌چنین بالا بودن میزان LREE می‌تواند بیان‌کننده رخداد تفریق ماگمایی نیز باشد. علاوه بر موارد ذکر شده روند عناصر HREE روندی صاف و به عبارتی غیرتفریقی را نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهنده فقدان کانی گارنت در سنگ‌های منشاء ماگماهای سازنده نفوذی‌ها مورد مطالعه است. غنی‌شدگی از LREEs با میزان $(\text{La}_n/\text{Sm}_n)_{1/7}$ و نیز روند غیرتفریقی HREEs با میزان $(\text{Gd}_n/\text{Yb}_n)_{0.91-1.44}$ (جدول ۱) همخوان و سازگار است. تنها ناهنجاری (آنومالی) مشخصی که در روند عناصر نادر خاکی مشاهده می‌شوند ناهنجاری منفی Eu و به مقدار کمتر Ce است. در ماگماهای گرانیتی مقدار Eu بیش‌تر توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و ناهنجاری منفی آن نشانه تفریق یافتگی زیاد و کاهش قابل توجه مقدار پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها می‌باشد یا به عبارت ساده‌تر به دلیل تفریق آنها از مذاب گرانیتی یا برجای ماندن آنها در منشاء است [۲۹ و ۱۸]. هم‌چنین فقدان آنومالی (Eu) در دیگر نمونه‌های مطالعاتی نشان‌دهنده آن است که تبلور پلاژیوکلاز کلسیک نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است [۴۰]. آنومالی منفی Ce نیز می‌تواند با تبلور کانی‌هایی مثل کلینوپیروکسن، بیوتیت، زیرکن و اسفن و هم‌چنین ذوب رسوبات طی فرورانش توجیه شود [۱۶].

در بررسی نمودارهای چند عنصری (شکل ۸b) آنچه که از مشاهده اول از روند تغییرات عناصر مشاهده می‌شود غنی‌شدگی LREE و LILE نسبت به HFSE و HREE می‌باشد. این مشخصه بیان‌کننده شکل‌گیری توده‌های

آلودگی و هضم پوسته‌ای و نقش پوسته در شکل‌گیری توده‌های مورد مطالعه باشد.

هم‌چنین نوسانات فراوانی عناصر ذکر شده می‌تواند هم به دلیل مایعات مشتق شده از صفحه فرورو و هم در نتیجه



شکل ۸. (a). نمودار عنکبوتی عناصر خاکی و (b) نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۴].

هم‌چنین مطالعات ژئوشیمیایی حاکی از شکل‌گیری توده‌های نفوذی مورد مطالعه در محیط‌های مرتبط با زون‌های فرورانشی است (شکل ۱۰) [۳۷]. ماگماهای کمانی به طور معمول، دارای مشخصه‌ای از میزان بالای LILE/HFSE و LREE/HFSE و ناهنجاری منفی Nb، Ta، Hf و گاهی اوقات Zr یا Ti در نمودارهای بهنجار شده با گوشته یا کندریت، می‌باشند [۱۱]. ویژگی بیان شده کاملاً سازگار با روند تغییرات عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد. تهی‌شدگی نسبی از HFSE در تضاد با دیگر محیط‌های تکتونیکی از قبیل پشته‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (MORB و OIB به ترتیب [۱۱]) می‌باشد. غنی‌شدگی معمول گدازه‌های کمانی در LILE و LREE به متاسوماتیسم

بحث

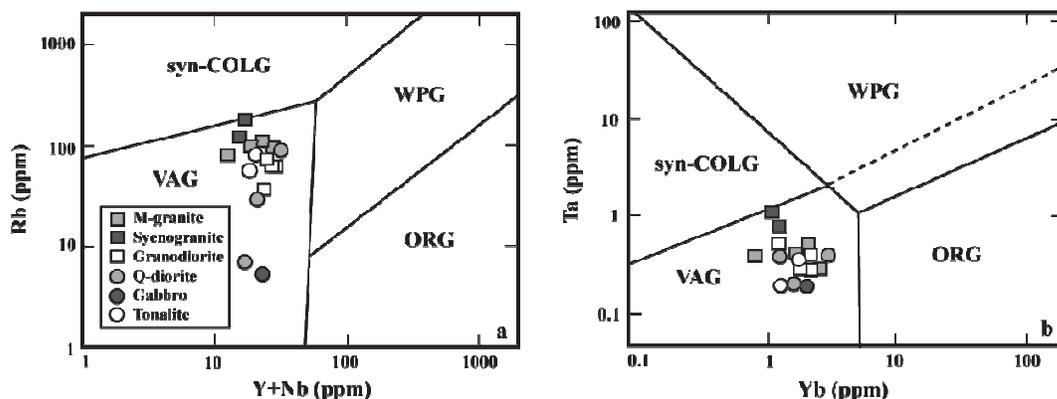
با توجه به نمودارهای تمایز نکتونیکی (Y+Nb) و Ta-Yb [۲۵] (شکل ۹) گرانیتوئیدهای تخت همگی در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و به مقدار جزئی در محدوده گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-COLOG) قرار می‌گیرند. در گرانیت‌های کمان آتشفشانی مقدار Rb بالا بوده و میزان Nb و Y به دلیل جذب شدن توسط کانی آمفیبول، پایین می‌باشد. گرانیت‌های قوس ماگمایی حاشیه قاره‌ای و همزمان با برخورد می‌توانند در کنار هم دیده شوند [۲۵]. بنا به مطالعات ژئوشیمیایی این توده‌ها [۲]، محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای تخت مربوط به قوس آتشفشانی بوده و در یک محیط حاشیه قاره‌ای تشکیل شده است.

مشتق شده‌اند. این ماگماها در طی صعود به افق‌های بالایی پوسته، طی فرآیند هضم و تبلور تفریقی (فرآیند AFC) (شکل ۱۱ [۲۶]) سبب شکل‌گیری توده‌های حدواسط و فلسیک گردیده‌اند.

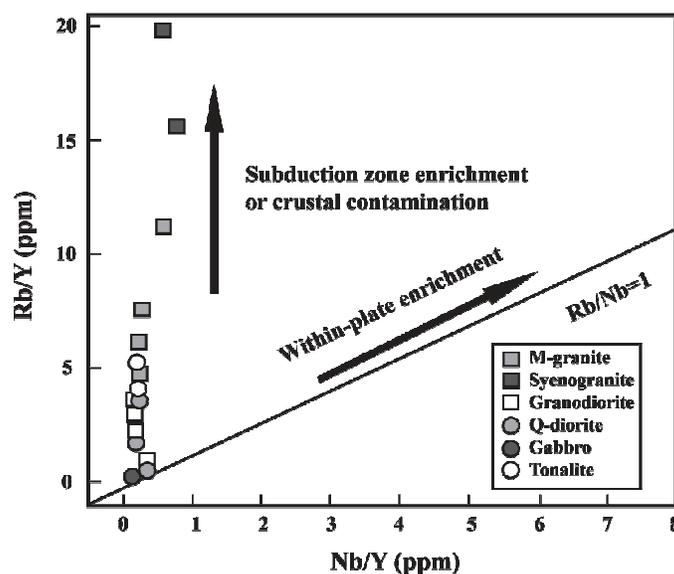
برای تعیین عمق سنگ منشأ سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار $YbSm$ در مقابل Sm [۵] (شکل ۱۲) استفاده شده است. با توجه به این شکل می‌توان گفت که منشأ گرانیتوئیدهای تخت از روند اسپینل-گارت لزلولیت پیروی می‌کند که حاکی از شکل‌گیری آن‌ها از یک گوشته‌ای غنی شده است. نمونه‌های مورد مطالعه حدود ۵ درصد ذوب بخشی را متحمل شده‌اند. بنابراین یکی دیگر از دلایل تغییرات غنی‌شدگی و فقیرشدگی عناصر خاکی نادر می‌تواند ناشی از وجود گارت و کمی اسپینل در سنگ منشأ ماگمای مادر باشد.

منبع گوشته زیر کمان توسط مایعات غنی شده از عناصر فرعی مشتق شده از تیغه فرورانشی، نسبت داده شده است [۳۶ و ۲۷]. علاوه بر موارد ذکر شده، بر اساس یافته‌های [۲۴، ۲۸ و ۳۸] که در مناطق فرورانشی انجام شده است، ناهنجاری منفی Nb و Ta در نمونه‌های مورد مطالعه نشانگر نقش پوسته در تولید ماگما بوده و مشخصه زون‌های فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای است و افزایش آن، اختلاط هر چه بیش‌تر پوسته‌ای قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌سازد.

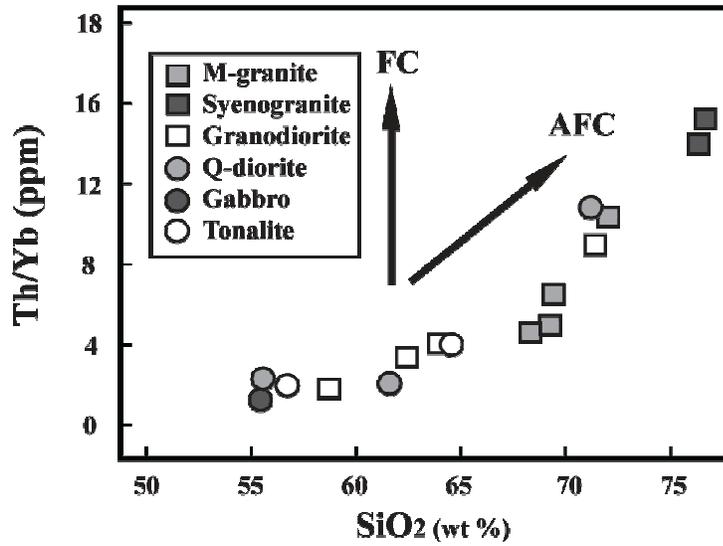
روندهای تقریباً موازی تغییرات عناصر در نمودارهای هارکر و نیز عنکبوتی نشان از تشابه فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل آن‌ها می‌باشد. بنابراین این ارتباط را با توجه به مطالب بیان شده بدین صورت می‌توان بیان کرد که ماگماهای مافیک از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده



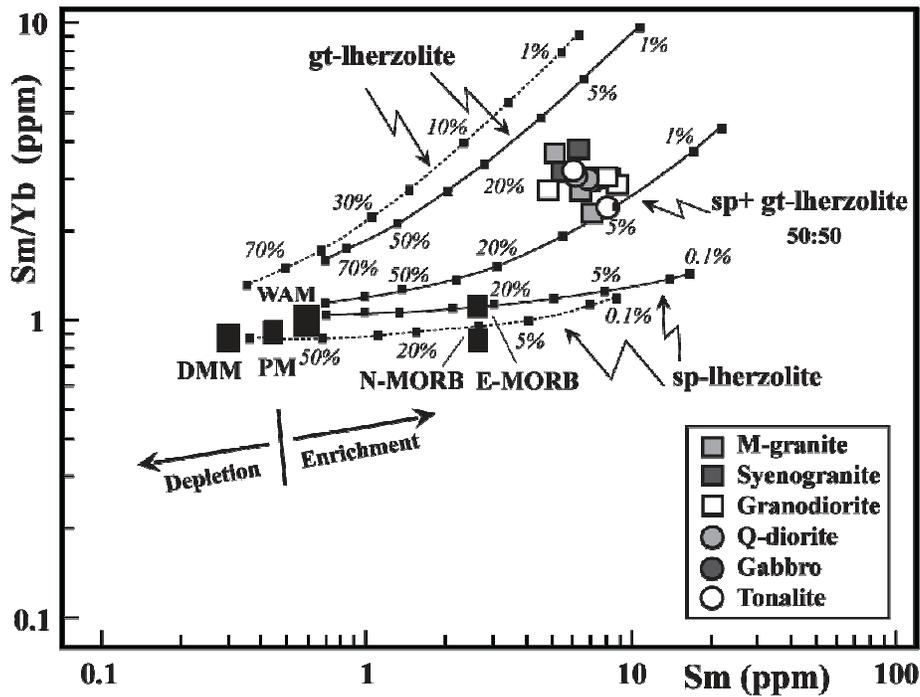
شکل ۹. نمودارهای تمایز تکتونیکی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی [۲۵].



شکل ۱۰. نمودار $Rb/Y-Nb/Y$ جهت تعیین منشأ دوران صفحهای یا منشأ فرورانشی و آلودگی پوسته‌ای ماگماها [۳۷].



شکل ۱۱. نمودار تعیین روند پدیده‌های تبلور تفریقی (FC)، هم‌م و تبلور تفریقی (AFC) [۲۶].



شکل ۱۲. نمودار جهت تعیین روند عمق شکل‌گیری توده‌های نفوذی [۵].

جدول ۱. تجزیه شیمی سنگ کل باتولیت تخت (عناصر اصلی به درصد و عناصر فرعی به پی‌پی‌ام)

	Sye-granite		Mon-granite				Tonalite	
	B-12	C-6	A-4	A-5-1	A-5-2	C-7	E-17-2	E-16-1
SiO ₂	76.28	76.76	69.02	69.34	68.31	71.82	56.68	64.44
TiO ₂	0.13	0.07	0.36	0.33	0.41	0.33	0.73	0.56
Al ₂ O ₃	12.48	12.44	14.69	14.63	14.84	15.13	17.15	15.92
Fe ₂ O ₃	0.94	0.85	3.18	3.18	3.74	1.93	8.10	5.42
MgO	0.20	0.04	0.96	0.80	0.87	0.17	3.54	1.75
MnO	0.01	<0.01	0.06	0.05	0.06	0.01	0.18	0.15
CaO	0.92	0.61	2.87	2.11	1.62	2.42	6.61	4.04
Na ₂ O	3.51	3.20	3.73	3.67	4.46	3.96	3.27	3.93
K ₂ O	4.36	5.35	3.44	3.97	3.62	3.00	1.44	2.45
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.10	0.08	0.11	0.08	0.19	0.13
Cr ₂ O ₃	<0.002	0.050	<0.002	0.057	0.061	0.074	0.018	0.038
LOI	0.9	0.6	1.4	1.7	1.8	1.0	1.9	1.0
Sum	99.81	99.95	99.84	99.88	99.89	99.91	99.84	99.88
Ba	412	307	431	423	379	369	150	255
Cs	1.4	3.0	1.8	1.2	1.2	4.0	2.3	4.2
Ga	12.3	10.4	14.5	12.6	14.1	13.2	17.3	15.3
Hf	3.8	3.8	4.1	4.3	4.2	4.4	2.1	3.4
Nb	6.7	6.0	4.1	4.0	4.9	4.5	2.9	3.6
Rb	128.6	187.9	106.0	107.5	98.5	81.4	58.8	88.1
Sn	3	<1	<1	1	2	<1	1	1
Sr	86.0	37.9	204.8	191.6	222.8	221.3	352.6	276.2
Ta	1.1	0.7	0.5	0.4	0.3	0.4	0.2	0.4
Th	16.1	19.4	10.9	11.7	11.6	9.2	2.8	7.6
Zr	98.5	88.6	154.3	147.7	134.3	150.3	75.4	118.1
Y	8.3	9.2	17.6	14.2	20.8	7.3	14.5	17.1
La	24.9	22.9	18.5	18.6	14.3	17.1	9.1	14.4
Ce	45.5	40.9	35.1	34.1	26.6	29.7	18.2	26.6
Pr	4.63	4.02	3.88	3.84	3.22	3.07	2.25	3.08
Nd	15.1	12.7	14.7	14.1	13.0	10.6	10.0	11.4
Sm	2.42	2.07	2.98	2.54	2.75	1.83	2.22	2.61
Eu	0.27	0.19	0.64	0.61	0.69	0.57	0.81	0.78
Gd	1.86	1.61	2.68	2.38	2.88	1.39	2.48	2.81
Tb	0.26	0.22	0.44	0.38	0.51	0.21	0.39	0.45
Dy	1.35	1.25	2.77	2.49	3.48	1.08	2.53	2.94
Ho	0.24	0.28	0.63	0.49	0.68	0.22	0.52	0.57
Er	0.79	0.86	1.83	1.63	2.14	0.76	1.60	1.74
Tm	0.14	0.17	0.31	0.28	0.38	0.11	0.22	0.28
Yb	1.14	1.29	2.25	1.80	2.60	0.89	1.42	1.85
Lu	0.20	0.21	0.34	0.30	0.39	0.14	0.22	0.30
Co	47.5	1.1	34.6	4.6	5.2	2.0	21.4	9.7
U	1.4	2.4	1.7	1.5	2.2	0.9	0.5	1.2
V	13	8	51	44	52	45	174	87
W	907.9	1.3	402.1	0.9	1.3	1.2	0.9	1.6
Mo	0.1	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4
Cu	4.5	15.9	31.4	36.2	50.2	10.6	50.6	23.7
Pb	3.7	3.1	8.0	20.8	21.9	9.8	6.3	6.7
Zn	13	4	25	22	27	13	53	37
Ni	0.3	2.7	1.4	4.2	4.1	4.6	5.6	2.7
Sc	2	<1	7	7	9	5	17	10
La _n /Yb _n	13.41	11.746	5.861	6.678	3.95	13.157	4.455	5.17
La _n /Sm _n	6.65	7.15	4.012	4.733	3.361	6.039	2.649	3.566
Gd _n /Yb _n	1.35	1.032	0.985	1.094	0.916	1.292	1.445	1.256
Sm _n /Yb _n	2.357	1.782	1.471	1.567	1.174	2.283	1.736	1.567

	Gran-diorite				Q-diorite			Gabbro
	B-14	B-2	G-7	E-10	E-14-1	D-18	I-10	I-9
SiO ₂	58.55	71.38	62.29	63.79	71.17	61.56	55.44	55.29
TiO ₂	0.70	0.30	0.68	0.59	0.25	0.72	0.82	0.91
Al ₂ O ₃	17.22	14.90	15.89	15.52	13.87	16.20	17.54	18.46
Fe ₂ O ₃	7.18	2.58	5.82	5.73	1.77	6.52	8.53	1.44
MgO	3.25	0.80	2.58	2.31	0.61	2.24	3.93	4.88
MnO	0.12	0.03	0.09	0.12	0.02	0.20	0.10	0.02
CaO	6.75	3.40	5.28	5.01	2.26	4.94	7.35	12.11
Na ₂ O	3.37	5.14	3.34	2.94	5.75	4.06	3.36	4.51
K ₂ O	1.63	0.52	2.56	2.94	0.35	2.20	1.33	0.30
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.13	0.13	0.06	0.14	0.14	0.20
Cr ₂ O ₃	0.003	0.055	0.031	0.049	0.048	0.022	0.025	0.002
LOI	0.9	0.7	1.1	0.7	3.8	1.1	1.2	1.7
Sum	99.82	99.92	99.84	99.84	99.94	99.87	99.81	99.80
Ba	284	135	319	427	91	277	237	103
Cs	1.2	0.2	3.4	4.5	<0.1	3.9	2.2	0.8
Ga	16.0	12.7	14.1	13.3	12.4	16.5	17.6	16.2
Hf	3.2	3.4	4.2	4.3	3.6	3.5	1.9	1.8
Nb	3.4	3.6	3.4	3.7	4.1	5.0	2.6	2.6
Rb	37.5	9.4	73.8	67.3	7.5	89.7	27.2	5.6
Sn	<1	4	<1	1	<1	2	<1	<1
Sr	328.7	239.4	257.4	235.4	221.7	229.9	352.0	536.3
Ta	0.3	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2
Th	3.4	11.1	7.1	8.5	14.6	6.4	3.9	2.8
Zr	127.9	120.2	148.9	150.5	131.0	115.2	80.5	70.0
Y	18.4	10.9	20.2	22.0	12.0	25.0	16.8	19.5
La	11.9	10.4	15.2	15.1	18.6	10.7	9.8	8.1
Ce	25.2	23.9	30.6	30.0	34.5	22.3	20.8	19.9
Pr	3.05	2.65	3.65	3.73	3.81	3.05	2.63	2.79
Nd	12.3	9.1	15.1	14.9	13.0	12.8	11.8	13.4
Sm	2.93	1.71	3.22	3.45	2.22	3.34	2.59	3.04
Eu	0.83	0.56	0.76	0.81	0.51	0.83	0.81	0.82
Gd	3.23	1.65	3.48	3.50	1.88	3.74	2.93	3.55
Tb	0.50	0.27	0.56	0.58	0.30	0.62	0.47	0.56
Dy	3.23	1.64	3.65	3.51	1.92	3.96	2.95	3.84
Ho	0.67	0.34	0.72	0.80	0.39	0.87	0.60	0.72
Er	1.80	1.09	2.07	2.23	1.24	2.60	1.65	2.16
Tm	0.29	0.18	0.32	0.33	0.19	0.41	0.26	0.31
Yb	1.90	1.26	2.25	2.17	1.36	2.93	1.68	2.05
Lu	0.30	0.21	0.35	0.38	0.23	0.43	0.28	0.31
Co	18.7	3.0	14.1	13.6	2.1	13.0	22.0	2.7
U	0.5	1.4	1.2	1.3	1.5	1.0	0.5	0.5
V	183	55	147	127	26	131	227	284
W	0.9	0.6	0.8	0.8	<0.5	1.3	0.5	<0.5
Mo	0.4	<0.1	0.3	0.2	0.1	0.5	0.3	0.2
Cu	84.6	8.0	23.9	81.9	7.6	69.6	145.2	6.0
Pb	1.5	5.8	1.8	4.4	1.1	8.1	1.9	1.1
Zn	25	25	19	25	4	40	18	13
Ni	3.8	4.0	5.6	6.2	3.0	1.7	7.4	1.6
Sc	22	5	18	16	3	16	24	25
La _n /Yb _n	4.273	5.334	4.678	4.28	8.711	2.68	3.770	2.814
La _n /Sm _n	2.625	3.931	3.051	2.829	5.415	2.07	2.445	1.722
Gd _n /Yb _n	1.406	1.083	1.279	1.334	1.143	1.056	1.442	1.432
Sm _n /Yb _n	1.712	1.507	1.589	1.765	1.813	1.266	1.711	1.647

نتیجه‌گیری

باتولیت تخت در سیرجان و در جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. این مجموعه دارای تنوع سنگ‌شناختی گسترده‌ای از سنگ‌های بازیک تا اسیدی می‌باشد (سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزیدیوریت). تمامی واحدهای ذکر شده از نوع نفوذی‌های نوع I با ماهیت متآلومینوس و کالک‌آلکان هستند. مطالعات پتروگرافی و نیز وجود شواهدی از آمیختگی ماگمایی همگی با ماهیت نوع I بودن آن‌ها همخوان است. طیف وسیع ترکیبی باتولیت تخت، حاکی از رخداد تبلور تفریقی گسترده در این مجموعه می‌باشد. وجود روندهای خطی و پیوسته عناصر در نمودارهای هارکر و نیز روند مشابه عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نشان از ارتباط توده‌های نفوذی با یکدیگر و اشتقاق سنگ‌های فلسیک از توده‌های مافیک‌تر در طی فرآیند تبلور تفریقی وسیع می‌باشد. غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LREE و LILE، همچنین فقیرشدگی آن‌ها از عناصر HREE و HFSE نشان دهنده شکل‌گیری آن‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی شده در زون‌های فرورانشی است. هم‌چنین تهی‌شدگی از عناصری مانند Nb و Ta و غنی‌شدگی از K، Rb، Th در توده‌های نفوذی مورد مطالعه می‌تواند در نتیجه آرایش با مواد پوسته‌ای نیز حادث شود. بنابراین در اثر فرورانش مایل اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در ابتدا، ماگمای مادر بازیک از یک گوشته غنی یا متاسوماتیسم شده پدید آمده است. این ماگما در طی صعود به افق‌های بالایی دچار هضم و تبلور تفریقی وسیع شده (فرآیند AFC) و در نهایت ماگماهای حدواسط و اسیدی از آن مشتق شده‌اند. در نهایت گسل‌های عمیق منطقه (مخصوصاً گسل چهارگنبد) راه را برای نفوذ و جایگیری توده‌های گرانیتوئید فراهم ساخته است.

تشکر و قدرانی

بدین وسیله از معاونت محترم پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه که هزینه‌های مالی این پژوهش را فراهم نمودند تشکر می‌شود. از سردبیر و کارکنان محترم مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی و داوران محترم این مقاله تشکر و قدرانی می‌گردد.

منابع

- [۱] خان‌ناظر، ن.ع.، امامی، ه (۱۳۷۵) نقشه چهارگنبد. سازمان زمین‌شناسی کشور. مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- [۲] فضل‌نیا، ع.ن.، مرادیان، ع (۱۳۸۰) محیط تکتونوماگمایی گرانیتوئیدهای چهارگنبد سیرجان. پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران.
- [3] Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 401-419
- [4] Alavi, M (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229: 211-238
- [5] Aldanmaz, E., Pearce, JA., Thirlwall, MF., Mitchell, JG (2000) Petrogenetic evolution of the late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67-95
- [6] Atherton, MP., Ghani, AA (2002) Slab break off: a model for Caledonian, Late Granite syncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62: 65-85
- [7] Barnes, CG., Dumond, G., Chapman, K., Yoshinobu, AS., Nordgulen, O., Prestvik, T., Karlsson, H (2001) Mafic plutons in the Caledonian Bindal batholith, Norway, *Geological Society of America Abstracts*, 33: 32 p
- [8] Berberian, M (1995) Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241: 193-22
- [9] Berberian, F., Berberian, M (1981) Tectono-Plutonic episodes in Iran. *Geological Survey of Iran Report*, 52: 566-593
- [10] Berberian, M., King, GCP (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265
- [11] Castillo, PR., Rigby, SJ., Solidum, RU (2007) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines. *Lithos*, 97: 271-288
- [12] Chappell, BW., White, AJR (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174
- [13] Chappell, BW., White, AJR (1992) I-and S-type granites in the Lachlan fold belt: Royal Society of Edinburgh Transactions. *Earth Sciences*, 83: 1-269

- components in western Pacific arcbasin systems. *Journal of Petrology*, 40: 1579-1611
- [27] Pearce, JA., Peate, DW (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-285
- [28] Reichew, MK., Saunders, AD., White, RV., Al MUKhamedov, AI (2004) Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79: 425-452
- [29] Rollinson, H (1993) Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Singapore, 353 p
- [30] Sajona, FG., Maury, RC., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M (1996) High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37: 693-726
- [31] Saunders, AD., Tarney, J., Weaver, SD (1980) Transverse geochemical variations across Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 344-360
- [32] Shahabpour, J (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 652-665
- [33] Stöcklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258
- [34] Sun, SS., McDonough, WF (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.S., Norry, M.J. (Ed.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313-345
- [35] Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G., Schwarz, M (2008) Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research*, 166: 283-296
- [36] Tatsumi, Y., Hamilton, DL., Nesbitt, RW (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 293-309
- [37] Temel, A., Gundogdu, MN., Gourgard, A (1998) Petrological and geochemical characteristic of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 327-354
- [14] Dargahi, S (2007) Post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrehabak region NW of Kerman: Isotopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusives and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization. Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, 310 p
- [15] Furnes, H., El-Sayed, M., Khalil, SO (1996) Pan-African magmatism in the wadi-El-imra district, central Desert, Egypt: geochemistry & tectonic environment, *Journal of Geosciences Society*, 153 p
- [16] Hack, PJ., Nielsen, RJ., Johnston, AD (1994) Experimentally Determined Rare-Earth Element and Y Partitioning Behavior between Clinopyroxene and Basaltic Liquids at Pressure up to 20 kbar. *Chem. Geol*, 117: 89-105
- [17] Harker, A (1909) *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London, 384 p
- [18] Henderson, P (1984) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science, 501 pp. Hildreth, E.W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib Mineral Petrol*, 76: 177-195
- [19] Irvine, TN., Baragar, WRA (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548
- [20] Maniar, PD., Piccoli, PM (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643
- [21] Martin, H (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429
- [22] McClay, KR., Whitehouse, PS., Dooley, T., Richards, M (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology journal*, 21: 857-877
- [23] Molinaro, M., Zeyen, H., Laurencin, X (2004) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-Mountains, Iran recent slab break-off. *Terra Nova*, 17: 1-6
- [24] Patchett, PJ (1992) Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: K.C. Condie (Ed.): *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam.
- [25] Pearce, JA., Harris, NBW., Tindle, AG (1984) Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983
- [26] Pearce, JA., Kempton, PD., Nowell, GM., Noble, SR (1999) Hf-Nd elements and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction

- [38] Wilson, M (1989) *Igneous petrogenesis. A global tectonic. Approach*, Unwin, Hyman, 466 p
- [39] Wu, F., Jahn, BM., Wilde, SA., Lo, CH., Yui, TF., Lin, Q., Ge, WC., Sun, D (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (II), isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67: 191–204
- [40] Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y., Zhou, X., Liu, X (2007) Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi province, Western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. *Lithos*, 98: 45-66