

فعالیت آتشفشانی داسیت - آندزیتی میو - پلیوسن جنوب خاوری کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر (شمال خاوری شهر بابک)

غلامرضا قدمی^{۱*}، محمد پوستی^۱ و فرخنده بابایی^۲

^۱ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران
^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۴/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۲/۰۱

چکیده

در جنوب خاوری کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر و شمال خاوری شهرستان شهر بابک چندین توده آتشفشانی داسیت - آندزیتی به سن میو - پلیوسن در خاور و جنوب آتشفشان مزاحم حضور دارند. بافت آنها بیشتر هیالوپورفیری، هیالوپورفیری میکرولیتی و پورفیری - تراکیتی و درشت بلورهای آنها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی سرشت ماگمایی این سنگ‌ها کالک آلکالن است و از عناصر LILE غنی و از عناصر HFSE مانند Nb, Ti و Ta نهی شده و در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند. در نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه دارای یک الگوی تفریق یافته از عناصر خاکی کمیاب و بدون بی‌هنجاری منفی یورومیم هستند. این سنگ‌ها دارای مقادیر بالای SiO_2 , Al_2O_3 , Sr, Yb و La/Yb و مقادیر پایین MgO , Y و Yb نسبت به سنگ‌های کالک آلکالن و از نوع آداکیت‌های پرسلیس (HAS) هستند. مقادیر بالای استرانسیم، نبود بی‌هنجاری منفی یورومیم، غنی شدن عناصر خاکی کمیاب سبک، نهی شدن عناصر خاکی کمیاب سنگین، Y و Yb نشانگر حضور گارنت، آمفیبول و نبود پلاژیوکلاز در منشأ ذوب است. بر پایه سیمای یادشده این سنگ‌ها می‌توانند از ذوب گارنت - آمفیبولیت حاصل شده باشند که احتمالاً حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی نوتتیس در طی فرورانش به زیر قاره ایران مرکزی در نئوژن است.

کلیدواژه‌ها: داسیت، آندزیت، نوتتیس، آداکیت، ارومیه - دختر.

* نویسنده مسئول: غلامرضا قدمی

E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

دارند، مورد مطالعه قرار گرفت و در این میان سنگ‌نگاری، ویژگی‌های ژئوشیمیایی، محیط ژئودینامیکی تشکیل توده‌ها، خاستگاه و سازوکارهای احتمالی تولید ماگمای مادر سازنده این توده‌ها مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب خاوری کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر و در شمال شهرستان شهر بابک میان طول‌های جغرافیایی $55^{\circ} 00'$ تا $55^{\circ} 30'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ} 10'$ تا $30^{\circ} 20'$ شمالی جای گرفته است (شکل ۱). در این ناحیه شماری توده آتشفشانی داسیت - آندزیتی به سن میو - پلیوسن به درون سنگ‌های کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر به صورت گنبد و یا مخروط آتشفشانی کوچکی فوران کرده که در جنوب و شمال خاور آتشفشان مزاحم جای گرفته‌اند. در این پژوهش دو توده آتشفشانی چنار و مدوار مورد بررسی قرار گرفته‌اند و به شرح هریک از آنها پرداخته شده است.

توده آتشفشانی چنار در خاور آتشفشان مزاحم و خاور توده گرانیته گلاب قرار گرفته و به درون سنگ‌های آتشفشانی انوسن تزریق شده است. سنگ‌های توده آتشفشانی چنار از نوع آندزیت و داسیت است. سن این توده بر پایه نقشه زمین‌شناسی شهر بابک، میو - پلیوسن گزارش شده است. ارتفاع بالا نسبت به سنگ‌های آتشفشانی انوسن مجاور و رنگ روشن سنگ‌های داسیت - آندزیتی، این توده را از دیگر سنگ‌های منطقه مجزا می‌کند. مرز جنوبی و باختری این توده با سنگ‌های آتشفشانی انوسن به صورت گسل خورده است. خاور این توده نیز به وسیله کنگلومرای نئوژن پوشیده شده است (شکل‌های ۲ و ۳).

توده مدوار در جنوب آتشفشان مزاحم قرار گرفته است و برخی از پژوهشگران آن را به عنوان یک مخروط آتشفشانی کوچک معرفی کرده و با توجه به ماهیت کالک آلکالن آن، تشکیل این توده آتشفشانی را به فرورانش نوتتیس به زیر

حاصل جوش خوردن قاره عربستان و میکرو قاره ایران تشکیل سه عنصر زمین‌ساختی اصلی با روند شمال باختری - جنوب خاوری در ایران است؛ این عناصر شامل کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر (کمر بند آتشفشانی ایران مرکزی)، پهنه دگرگونی سندج - سیرجان و کمر بند چین‌خورده - راندگی زاگرس است (Mohajjel et al., 2003; Alavi, 2004; Ghasemi & Talbot, 2006; Shahabpour, 2007). کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر شامل سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی به سن انوسن تا کواترنری به عرض 50° تا 150° کیلومتر، طول 1800 کیلومتر و ستبرای 4 کیلومتر با روند شمال باختر - جنوب خاور است (Alavi, 2004).

اوج فعالیت در کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر مربوط به انوسن است (Alavi, 2004). بسیاری از زمین‌شناسان ماهیت سنگ‌های کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر را به فرورانش نوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می‌دهند (Berberian, & King, 1981; Mohajjel et al., 2003) و بر این باورند که برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی در انوسن بالایی - الیگوسن صورت گرفته و فرورانش نوتتیس تا نئوژن ادامه یافته است (Agard et al., 2005 & 2011). هر چند درباره زمان برخورد اتفاق نظر وجود ندارد، با این وجود فعالیت ماگمایی پس از برخورد که از اواخر میوسن شروع شده تا کواترنری ادامه یافته است (Berberian, & King, 1981; Ghasemi & Talbot, 2006). سنگ‌های آلکالن نیز در پهنه ماگمایی ارومیه - دختر به صورت محلی گزارش شده است (Amidi et al., 1984; Moradian, 1997) و برخی به یک مدل کافتی در مورد سنگ‌های ماگمایی ارومیه - دختر باور دارند (Amidi et al., 1984).

بررسی سنگ‌های آتشفشانی سنوزویک ایران می‌تواند در روشن شدن مباحث وابسته به فرورانش صفحه نوتتیس به زیر ایران مرکزی، سرنوشت صفحه فرورونده و ادامه فرورانش در نئوژن کمک فراوانی کند. در این پژوهش توده‌های آتشفشانی میو - پلیوسن که در شمال خاور شهر بابک (خاور و جنوب آتشفشان مزاحم) قرار

ایران مرکزی در نئوژن نسبت داده‌اند (Hassanzadeh, 1993). سنگ‌های توده آتشفشانی مدوار از نوع داسیت و ریوداسیت و سن آن میوسن گزارش شده است (Hassanzadeh, 1993) و پیرامون آن به وسیله آذرآواری‌ها و کنگلومرای نئوژن پوشیده شده است (شکل‌های ۲ و ۳).

۳- روش انجام پژوهش

در طی مطالعات صحرایی دو توده یادشده، در حدود ۱۰۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی توده‌های منطقه مورد مطالعه گردآوری شد. پس از بررسی‌های اولیه، بیش از ۶۰ مقطع نازک از آن‌ها تهیه شد و مورد مطالعه دقیق سنگ‌نگاری قرار گرفت. پس از بررسی مقاطع نازک در زیر میکروسکوپ، به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی و تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی توده‌های پیرامون آتشفشان مزاحم، ۲۵ نمونه برای تجزیه به انتخاب شد که نتایج تجزیه ۱۵ نمونه در جدول ۱ آورده شده است. تجزیه نمونه‌ها توسط شرکت زرآرما انجام شد. تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی به روش ICP-MS و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS انجام گرفته است.

۴- سنگ‌نگاری

بررسی‌های کانی‌شناسی و میکروسکوپی نمونه‌های منطقه نشان داد که سنگ‌های توده‌های یادشده، در محدوده آندزیت، داسیت و ریوداسیت قرار می‌گیرند؛ بافت آنها هیالوپورفیری، هیالوپورفیری میکرولیتی و پورفیری- تراکتیتی است. درشت‌بلورها در یک زمینه ریزبلور یا شیشه‌ای قرار گرفته‌اند و شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند. ریزبلورها نیز شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار قلیایی و کوارتز است. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن است. نتایج حاصل از سنگ‌نگاری سنگ‌های یادشده به شرح زیر است:

در آندزیت‌ها که بیشتر به صورت جریان گدازه در منطقه دیده می‌شوند، پلاژیوکلاز اصلی‌ترین کانی روشن است که حدود ۳۰ تا ۵۰ درصد درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهد و به صورت درشت‌بلور و میکرولیت دیده می‌شود. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه‌شکل دار و دارای ماکل پلی سنتتیک و یا ساختار منطقه‌ای هستند و اندازه آنها میان ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر است. گاه دارای میانبارهایی از مگنتیت، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و زیرکن هستند. در برخی از نمونه‌ها، پلاژیوکلازها بافت اسکلتی و غربالی دارند (شکل ۴-الف). آمفیبول‌های موجود در آندزیت‌ها از نوع هورنبلند و به رنگ سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای هستند. این کانی به دو صورت بلورهای درشت اولیه و ریزبلورهای سوزنی در خمیره سنگ حضور دارند. اندازه آنها میان ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر است و ۵ تا ۱۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. در برخی مقاطع به صورت میانبار درون درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز حضور دارند که نشان از تبلور مقدم آنها بر پلاژیوکلاز و بالا بودن فشار مواد فرار در اولین مراحل تبلور است. گاهی تحت تأثیر آب‌های گرم به کانی‌های ثانویه از جمله کلریت، کلسیت و گاهی بیوتیت و اکسید آهن تجزیه شده‌اند (شکل ۴).

داسیت‌ها بیشتر به صورت گنبد و گاه به صورت جریان گدازه در منطقه دیده می‌شوند. بیشترین حجم سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. در این سنگ‌ها بلورهای شکل دار و نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز بیش از ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتز نیز به صورت ریزبلور در زمینه فلسیتی وجود دارد و بیشینه تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. همچنین در زمینه دارای ریزبلورهایی از سانیدین هستند (شکل‌های ۴-ب و پ).

مهم‌ترین ویژگی مشترک داسیت‌ها و آندزیت‌ها بافت‌های اسکلتی، پلی سنتتیک و ساختار منطقه‌ای در پلاژیوکلازها و اپاسیته شدن کانی‌های مافیک (آمفیبول

و بیوتیت) است (شکل ۴). این ویژگی‌ها ناشی از کاهش فشار حاکم بر ماگما در اثر بالا آمدن آن، افزایش فشار بخار آب در اثر بالا آمدگی ماگما و جدایش آب در آن به صورت یک فاز مجزا، افزایش دمای ماگما در نتیجه ورود یک ماگمای داغ‌تر به درون مخزن و یا افزایش دمای آن در اثر خروج ماگما و یا اکسایش و شعله‌ور شدن آن پس از رسیدن به سطح زمین باشد (Shelly, 1993).

ریوداسیت‌ها در کنار داسیت‌ها هستند و واحد مجزایی را ایجاد نمی‌کنند. بلورهای شکل دار و نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز بیش از ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند؛ ریزبلورهایی از سانیدین دارند که در سنگ‌های ریوداسیتی به ۲۵ درصد می‌رسد و پس از پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی سنگ‌ساز به شمار می‌روند. از جمله مهم‌ترین ویژگی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها خوردگی خلیج مانند کوارتز گلوبولی و خلیجی، بافت‌های اسکلتی، پلی سنتتیک و ساختار منطقه‌ای در پلاژیوکلازها و اپاسیته شدن کانی‌های مافیک است (شکل ۴-ت).

علت ایجاد حالت‌های خلیجی در درشت‌بلورهای کوارتز تغییر حالت اوتکتیک کوارتز- فلدسپار قلیایی در ارتباط با تغییر فشار به ویژه فشار بخار آب است که در این حالت فشار بخار آب سبب پایین آمدن منحنی کوتکتیک و تشکیل نقطه اوتکتیک و در نتیجه ناپایداری و انحلال کوارتز می‌شود (Shelly, 1993). گاهی نیز تبلور کانی‌های میکرولیتی و جهت‌گیری آنها در پیرامون دانه‌های کوارتز سبب صاف و مدور شدن آنها می‌شود (شکل ۴). بالاخره گاهی به صورت ذرات بسیار ریز در خمیره دیده می‌شوند و حدود ۵ تا ۱۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند.

بررسی‌های حاصل از سنگ‌نگاری توده‌های داسیت- آندزیتی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در سه مرحله متبلور شده‌اند، به طوری که در مرحله اول آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای اولیه شکل گرفته‌اند، در مرحله دوم بالا آمدگی ماگما به افق‌های بالاتر و افزایش فشار مواد فرار در مخزن ماگمایی سبب جابه‌جایی منحنی‌های سالیدوس و لیکیدوس و پلاژیوکلازهای اولیه کمی انحلال یافته و یک حاشیه ابری در پیرامون آنها تشکیل شده است؛ در این مرحله نسل دوم پلاژیوکلازهای بدون حاشیه ابری متبلور شده‌اند. در مرحله سوم و بالا آمدگی ماگما به افق‌های بالاتر ریزبلورها تشکیل شده‌اند و در اثر خروج ماگما و رسیدن به سطح زمین متن شیشه‌ای سنگ‌های آتشفشانی منطقه شکل گرفته است.

۵- ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های داسیت- آندزیتی شمال خاور شهربابک در جدول ۱ آورده شده است. برای تقسیم سنگ‌های توده‌های آتشفشانی از نمودارهای SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Cox et al., 1979) و نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) استفاده شد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای یادشده در گستره آندزیت، داسیت و ریولیت- ریوداسیت قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۵-الف و ب).

به منظور تعیین سری ماگمایی از نمودار SiO_2 در برابر K_2O استفاده شد که نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکانل معمولی و پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند. جدایش نمونه‌های آندزیتی و اسیدی احتمالاً به دلیل پدیده تفریق در ماگمای اولیه و یا آرایش با پوسته در طی توقف ماگما در مخازن ماگمایی بوده است. (شکل ۶-الف) (Peccerillo & Taylor, 1976). همچنین در نمودار AFM نیز نمونه‌های مورد مطالعه روند کالک‌آلکانل را دنبال می‌کنند (شکل ۶-ب) (Irvine & Baragar, 1971).

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های مورد مطالعه از دو نمودار استفاده شد، در نمودار دوتایی Y در برابر Zr از (Muller & Groves, 1997) که محیط کماتی را از درون صفحات جدا می‌کند. سنگ‌های منطقه در موقعیت کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). همچنین در نمودار سه‌تایی

پرسیلیس و آداکت‌های کم‌سیلیس در نمودارهای پهناجر شده با کندریت وجود دارد. آداکت‌های کم‌سیلیس الگوی REE جدایافته‌تری را نسبت به آداکت‌های پرسیلیس نشان می‌دهند که با نسبت‌های بالاتر Sr/Y و La/Yb نسبت به آداکت‌های پرسیلیس شناسایی می‌شوند (Moyen, 2009). از سوی دیگر آداکت‌های پرسیلیس الگوی HREE مقعری را نسبت آداکت‌های کم‌سیلیس به نمایش می‌گذارند؛ به طوری که نسبت Yb/Lu در آداکت‌های کم‌سیلیس حدود ۱۰ و در آداکت‌های پرسیلیس حدود ۵ گزارش شده است (Moyen, 2009). آداکت‌های قاره‌ای یا پتاسی، طیف گسترده‌ای از سیلیس (کمتر از ۶۰ درصد تا بیش از ۷۵ درصد) دارند و میزان Y و Yb آنها پایین است؛ ولی همیشه نسبت Sr/Y (۱۵ تا ۱۵۰) و La/Yb بالایی را نشان نمی‌دهند. همچنین در چین، آداکت نوع پتاسیم بالا را به نام C-type معرفی کرده‌اند (Xiao et al., 2006). این آداکت دارای پتاسیم بالا با نسبت K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ است. آزمایشات تجربی دمای ۱۰۵۰ تا ۱۰۷۵ سانتی‌گراد و فشار ۲ گیگاپاسگال و مقدار آب تقریباً برابر با ۶ درصد را برای تشکیل ماگمای این سنگ‌ها پیشنهاد کرده‌اند. مقدار بالای آلکالی‌ها، با فشار بالای ذوب بخشی در ارتباط است (Xiao et al., 2006). آداکت‌های آرکنن که بر اثر فرورانش گرم و از ذوب قطعه فرورانده حاصل شده‌اند در کمربند گرینستون دیده می‌شوند؛ معمولاً فلیسیک هستند؛ میزان Na_2O بالا و K_2O پایینی دارند و نسبت Sr/Y بالایی را نشان می‌دهند. بنابراین تحت عنوان آداکت معرفی شده‌اند.

سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه‌ژرف شمال شهر بابک دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با آداکت‌های پرسیلیس (HSA) هستند؛ زیرا میزان سیلیس آنها بیشتر از ۵۶ درصد است؛ الگوی REE آنها جدایش شدیدی نشان نمی‌دهد، ولی الگوی HREE مقعری دارند و میزان Yb/Lu آنها حدوداً برابر ۵ است که با HAS هماهنگی بیشتری دارد. افزون بر نشانه‌های یادشده نسبت پایین K_2O/Na_2O (با میانگین ۰/۴۵) آنها اختلاف فاحشی را با آداکت‌های با منشأ پوسته قاره‌ای یا پتاسی به نمایش می‌گذارند (Moyen, 2009).

جهت نشان دادن نوع آداکت‌های مورد مطالعه از نمودارهای بسیاری استفاده شد. در نمودار La/Yb نسبت به Sr/Y که گستره وابسته به خاستگاه ماگمایی با منشأ گوه گوشته‌ای و تأثیر پوسته (S and I)، آداکت‌های پرسیلیس (HSA)، آداکت‌های کم‌سیلیس (LSA) و آداکت‌های آرکنن (Arc) را از هم جدا می‌کند، نمونه‌های داسیت-آندزیتی میو-پلیوسن شمال خاور شهر بابک در گستره آداکت‌های پرسیلیس (HSA) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱).

همچنین نمونه‌های مطالعه شده در نمودار Sr در برابر CaO+Na₂O و نمودار Sr در برابر Na₂O+K₂O جدا کردن آداکت‌های پرسیلیس (HSA) و آداکت‌های کم‌سیلیس (LSA) ارائه شده است (Martin et al., 2004)، در گستره آداکت‌های پرسیلیس قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲).

همچنین در نمودار Th در برابر Th/Ce که منشأ آداکت‌ها را از یکدیگر جدا می‌کند (Wang et al., 2006)، نمونه‌های منطقه مطالعه شده در محدوده آداکت‌های با منشأ صفحه فرورانده و محدوده متعلق به کمان ماگمایی جای گرفته‌اند (شکل ۱۳). از سوی دیگر نمونه‌های بررسی شده در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه و کندریت، بی‌هنجاری منفی Sr، P، Ba و Eu نشان نمی‌دهند و بنابراین منشأ پوسته قاره‌ای زیرین برای این سنگ‌ها مردود است. زیرا نبود بی‌هنجاری منفی در عناصر یادشده، بیانگر عدم جدایش بلورین و یا ذوب بخشی پوسته پایینی است (Chappell & White, 1992; Pi-Piper et al., 2002). برای تعیین خاستگاه توده‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار پیشنهادی مرجع (Defant & dramund, 1993) نیز استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره گارنت-آمفیبولیت (با ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت) جای گرفته‌اند

Muller et al. (1992) از $TiO_2^*1000/100$ -La-Hf*10 که محیط زمین‌ساختی کمان میو-پلیوسن شمال شهر بابک، در محیط زمین‌ساختی کمان حاشیه قاره‌ای و پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب).

الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های داسیت-آندزیتی شمال خاور شهر بابک که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است نشان می‌دهد که از LILE (Th, Ba, Rb, Sr) غنی و از Yb, Y, Hf, Zr و HFSE (Ta, Nb, Ti) تهی شده‌اند (شکل ۸). در این نمودار بی‌هنجاری منفی Ta و Nb دیده می‌شود که نشانگر وابستگی ماگمای سازنده این سنگ‌های آتشفشانی به پهنه فرورانش است (Willson, 1989). نتایج حاصل از عناصر خاکی کمیاب نیز که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از LREE غنی و از HREE فقیر شده‌اند و بدون بی‌هنجاری منفی Eu هستند؛ فقیرشدگی از HREE نشانگر پایداری گارنت در منشأ ذوب است (شکل ۹).

۶- بحث

سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دارای مقادیر بالایی از Sr/Y، Sr و La/Yb و مقادیر پایینی از MgO، Y و Yb نسبت به سنگ‌های نفوذی آهکی-قلیایی معمول هستند (جدول ۱). این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی و از عناصر Ta و Nb، Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند و بدون بی‌هنجاری منفی یوروپیم هستند (شکل‌های ۸ و ۹). همچنین دارای مقادیر بالای Al_2O_3 (>۱۵٪)، Na_2O (۳/۱۵-۵/۳۹ درصد)، مقادیر پایین K_2O/Na_2O (<۰/۴۲)، مقادیر بالای استرانسیم (۶۱۶ تا ۷۳۱ ppm)، مقادیر پایین ایتیریم ($Y < 18$ ppm) و ایتربیم ($Yb < 1.5$ ppm) هستند. سنگ‌های آتشفشانی الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب با شیب زیاد ($La/Yb > 20$) و نبود بی‌هنجاری منفی یوروپیم دارند (جدول ۱) که از ویژگی‌های ماگماهای آداکتی است (Defant & Drummond, 1990; Martin, 1999; Defant & Kepezhinskas, 2001; Martin et al., 2004). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Y در برابر Sr/Y که برای جدا کردن سنگ‌های کالک‌آلکالن و آداکتی ارائه شده است در گستره آداکت قرار می‌گیرند (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskas, 2001; Oyarzun, et al., 2002; Martin et al., 2004 (شکل ۱۰-الف). همچنین نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Yb_N در برابر La_N/Yb_N در گستره آداکت‌ها قرار می‌گیرند و از سنگ‌های کالک‌آلکالن جدا می‌شوند (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskas, 2001; Oyarzun et al., 2002; Martin et al., 2004 (شکل ۱۰-ب).

۷- آداکت‌ها

آداکت‌ها به ۴ گروه آداکت‌های پرسیلیس (HSA)، آداکت‌های کم‌سیلیس (LSA)، آداکت‌های قاره‌ای یا پتاسی و آداکت‌های آرکنن تقسیم شده‌اند (Moyen, 2009). البته گروهی از آندزیت‌ها نیز ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکت‌ها را نشان می‌دهند که به شبه آداکت‌ها معروفند. آداکت‌های پرسیلیس (HSA) دارای $SiO_2 > 56\%$ ، $MgO > 3\%$ ، میزان پایین $Y < 18$ و $Yb < 19$ ، میزان Sr بالا ($Sr > 400$)، $Sr/Y > 40$ و $La_N/Yb_N > 10$ هستند و با آداکت‌های پیشنهاد شده توسط Drummond & Defant, 1990; Reich et al., 2003; Oyarzun et al., 2002 (شکل ۱۰-ب) این آداکت‌ها بر اثر ذوب بخشی متابازالت‌ها در گستره پایداری گارنت تشکیل می‌شوند. آداکت‌های کم‌سیلیس (LSA)، ۵۰ تا ۶۰ درصد سیلیس دارند و نسبت Sr/Y و La/Yb در آنها بالاتر است (به ترتیب ۱۰۰ تا ۳۰۰ و ۴۰ تا ۸۰) (Moyen, 2009). اختلافات ژئوشیمیایی آشکاری میان دو گروه آداکت‌های

همگرایی مایل صفحه عربی به سوی ایران مرکزی همچنین سبب فعالیت آتشفشانی آداکتی میو- پلیوسن پس از برخورد در این ناحیه و دیگر نقاط پهنه ماگمایی ارومیه- دختر شده است (Jahangiri, 2007; Omrani et al., 2008; Ghadami et al., 2008). این مدل برای بخش‌هایی از ارومیه- دختر و ترکیه (Keskin, 2003) نیز ارائه شده است و علت فعالیت ماگمایی آداکتی پس از برخورد را ذوب قطعه‌ای از پوسته اقیانوسی فرورفته و دگرگون شده نوتتیس در ژرفای زیاد دانسته‌اند (Jahangiri, 2007; Omrani et al., 2008; Ghadami, 2008).

۸- نتیجه‌گیری

توده‌های آتشفشانی میو- پلیوسن شمال خاوری شهر بابک از نوع آندزیت، داسیت و ریوداسیت با برتری حجم داسیت‌ها در توده‌های مطالعه شده هستند. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل یک سری ماگمایی کالک‌آلکان هستند و در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. سنگ‌های یادشده در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی و از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند، بدون بی‌هنجاری منفی یوروپیم و متعلق به محیط‌های فرورانشی هستند. این سنگ‌ها مقادیر بالای Na_2O (۳/۱۵-۵/۳۹ درصد)، مقادیر به نسبت پایین $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (میانگین ۰/۴۵)، مقادیر بالای استرانسیم (۶۱۶ تا ۷۳۱ ppm)، مقادیر پایین ایتیریم ($Y < 18 \text{ ppm}$) و ایتیریم ($\text{Yb} < 1.5 \text{ ppm}$) دارند. همچنین دارای الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب با شیب زیاد ($\text{La}/\text{Yb} > 20$) نسبت به سنگ‌های کالک‌آلکان معمول هستند، که از ویژگی‌های آداکت‌هاست. با توجه به مقادیر استرانسیم، سیلیس، ایتیریم و عناصر خاکی کمیاب سنگین، نبود بی‌هنجاری منفی یوروپیم، الگوی عناصر کمیاب و نمودارهای تعیین کننده موقعیت آداکت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی میو- پلیوسن شمال شهر بابک از نوع آداکت‌های پرسیلیس هستند. مقادیر بالای Sr نبود بی‌هنجاری منفی Eu نشانگر نبود پلاژیوکلاز در منشأ ذوب است. تهی‌شدگی از Ta، Nb و Ti نیز نشانگر حضور اکسیدهای تیتانیم و آمفیبول در منشأ ذوب است. از سوی دیگر الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب نیز نشانگر حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشأ است. با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی یادشده و نمودارهای ارائه شده، منشأ این سنگ‌ها آمفیبول- اکلوزیت یا گارنت- آمفیبولیت و فاز باقیمانده ذوب گارنت، یک فاز تیتانیم دار و هورنبلند است. سنگ منشأ آمفیبول- اکلوزیت یا گارنت- آمفیبولیت می‌تواند در طی فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتتیس ایجاد شود. در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و منطقه شمال شهر بابک (پیرامون آتشفشان مزاحم) علت فعالیت ماگمایی آداکتی پس از برخورد میو- پلیوسن را می‌توان ذوب قطعه‌ای از پوسته اقیانوسی فرورفته نوتتیس در ژرفای زیاد در نظر گرفت.

سپاسگزاری

نویسندگان از معاونت پژوهشی دانشگاه هرمزگان برای تأمین منابع مالی این پژوهش، از مسئولان محترم فصلنامه علوم زمین در زمینه پذیرش و چاپ این مقاله و از داوران محترم برای نظرات سازنده‌شان در راستای ارائه هر چه مطلوب‌تر این مقاله سپاسگزاری می‌کنند.

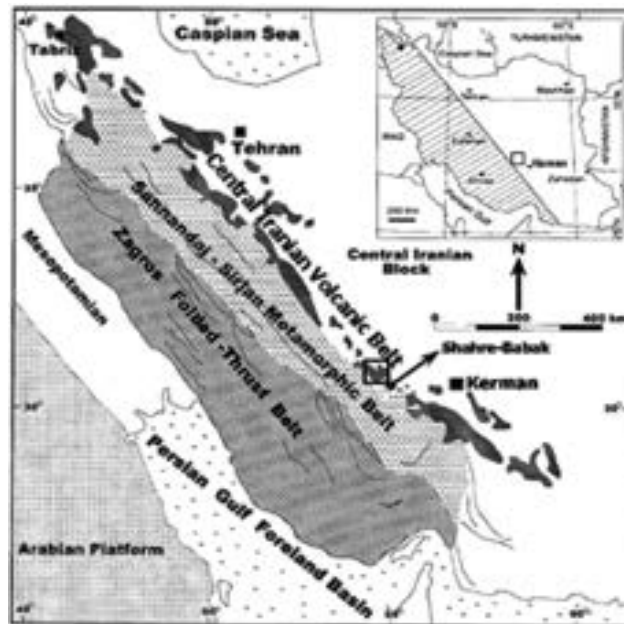
(شکل ۱۴). به نظر می‌رسد که ذوب بخشی گارنت- آمفیبولیت (با ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت) خاستگاه اصلی ماگمایی توده‌های داسیت- آندزیتی مطالعه شده در منطقه شمال شهر بابک و پیرامون آتشفشان مزاحم در نئوژن باشد.

عامل مؤثر دیگر در تغییرات عناصر در این سنگ‌ها حضور و یا نبود برخی از کانی‌های حامل عناصر فرعی و کمیاب در منشأ ذوب است که می‌توان به نقش پلاژیوکلاز، آمفیبول، گارنت و کانی‌های تیتانیم‌دار اشاره کرد. ذوب در شرایط نبود یا ناپایداری پلاژیوکلاز موجب افزایش استرانسیم و نبود بی‌هنجاری منفی یوروپیم در ماگمای حاصل خواهد شد (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Rosu et al., 2004). مقادیر بالای Sr نبود بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های منطقه نشانگر نبود پلاژیوکلاز در منشأ ذوب این سنگ‌هاست. حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن و تیتانیم مانند روتیل و ایلمنیت در منشأ ذوب می‌تواند بی‌هنجاری‌های منفی نیوبیم، تیتانیم و تانتالیم را در ماگما ایجاد کند (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Rosu et al., 2004). بنابراین تهی‌شدگی Ta، Nb و Ti نشانگر فرورانش و حضور آمفیبول و اکسیدهای تیتانیم در منشأ ذوب این سنگ‌هاست. حضور گارنت (و احتمالاً هورنبلند) نیز در باقیمانده حاصل از ذوب، سبب تهی‌شدن ماگما از عناصر خاکی کمیاب سنگین و به‌ویژه Yb می‌شود (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Martin et al., 2004). الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه نشانگر حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشأ است (شکل‌های ۹ و ۱۴). پایین بودن میزان کروم، نیکل، اسکاندیم و اکسید منیزیم (MgO) در سنگ‌های منطقه، نشانگر تأثیر کم گوشته بر ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.

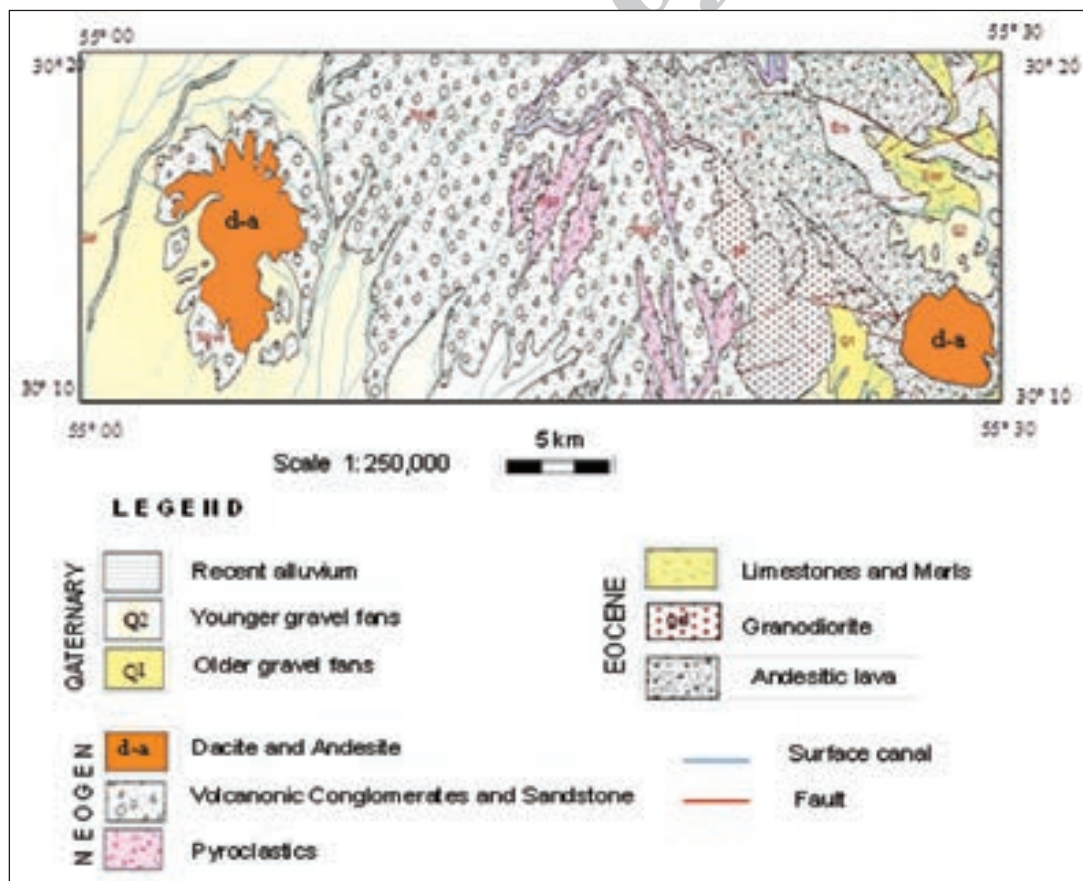
ذوب بخشی قطعه فرورفته سنگ‌کره اقیانوسی که در ژرفای معادل با فشار رخساره اکلوزیت- آمفیبولیت قرار گرفته است، می‌تواند ماگماهای آداکتی تولید کند (Defant & Drummond, 1990; Castillo, 2006)؛ به‌ویژه در فرورانش سریع و مایل که در حالت اخیر سنگ‌کره اقیانوسی پیش از آبگیری تحت تأثیر گرمای حاصل از تنش برشی و فشارشی در محدوده ذوب آمفیبول قرار می‌گیرد (Peacock et al., 1994; Peacock, 1996).

با استناد به داده‌های ژئوشیمیایی، خاستگاه ماگمای سازنده توده‌های داسیت- آندزیتی خاور و جنوب آتشفشان مزاحم (شمال خاوری شهر بابک)، گارنت- آمفیبولیت یا اکلوزیت آمفیبول‌دار به همراه یک فاز تیتانیم‌دار است. این سنگ منشأ می‌تواند در اثر فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتتیس یا قطعه جدا شده و فرو رفته آن در نئوژن تولید شده باشد. برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی بر پایه مطالعات (McClusky et al., 2003) یک برخورد مایل (۴۵ درجه تا ۶۰ درجه در جهت شمال خاوری) بوده که در ائوسن بالایی- الیگوسن صورت گرفته است (Agard et al., 2005 & 2011) و در ناحیه نوار ماگمایی ارومیه- دختر سبب حاکم شدن رژیم تنش برشی و فشارشی از انتهای پالئوژن تا سراسر نئوژن شده است (McClusky et al., 2003). ادامه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی و یا قطعه جداشده از آن (slab break-off) می‌تواند سبب ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورفته و دگرگون شده شود (Peacock et al., 1994; Peacock, 1996).

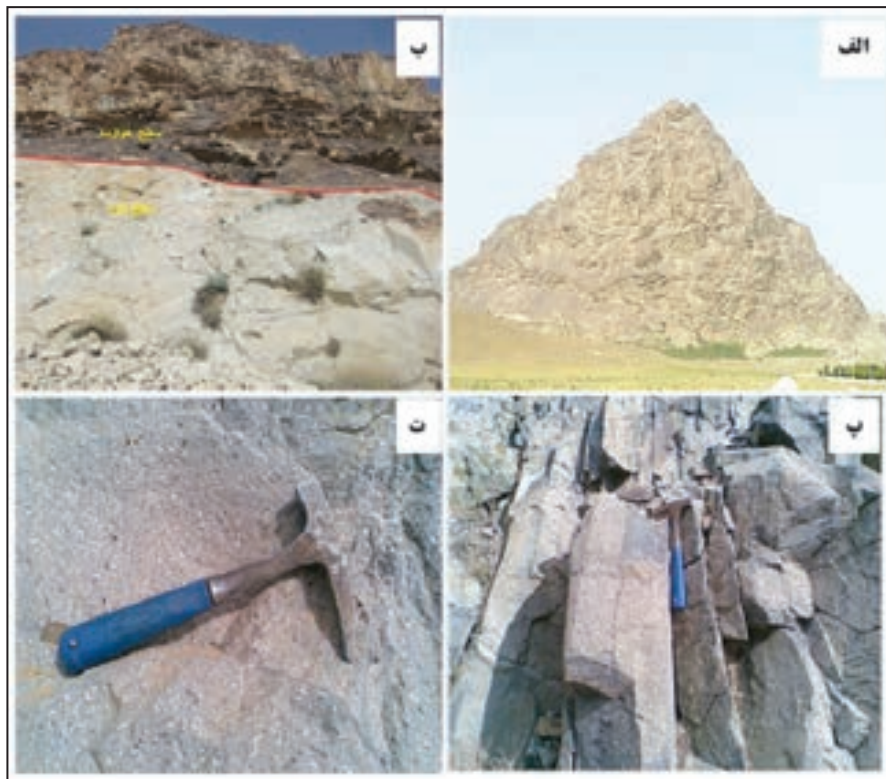
ادامه فرورانش قطعه‌ای از سنگ‌کره اقیانوسی (slab break-off) نوتتیس و



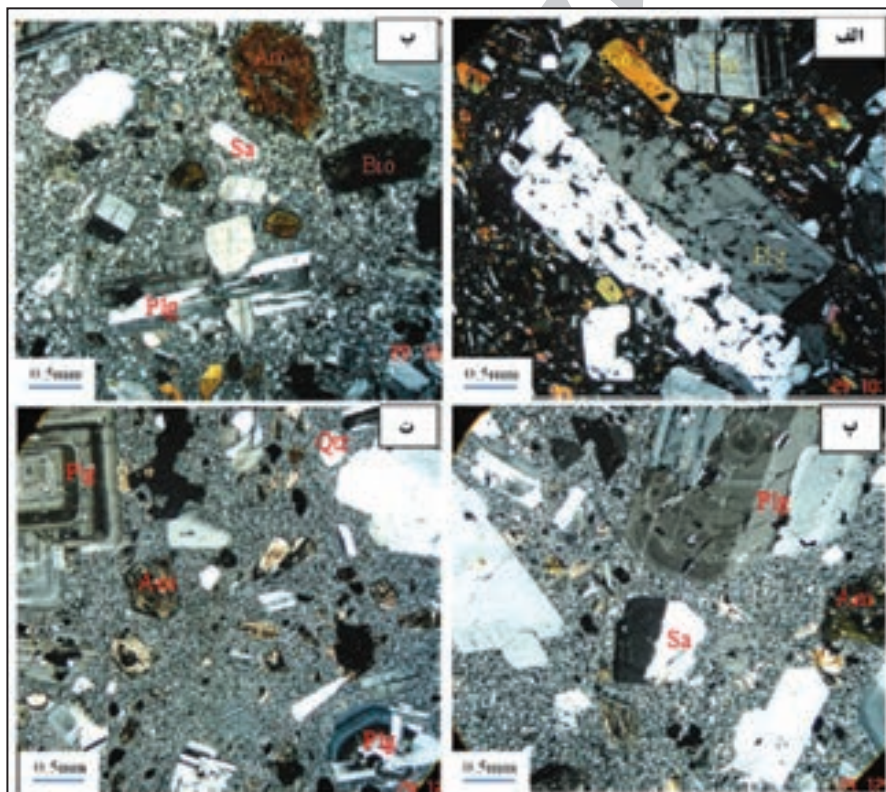
شکل ۱- سه عنصر اصلی واقع در کمربند کوهزایی زاگرس (Mohajjel et al., 2003).
□ منطقه مورد مطالعه در شمال شهر بابک را نشان می‌دهد.



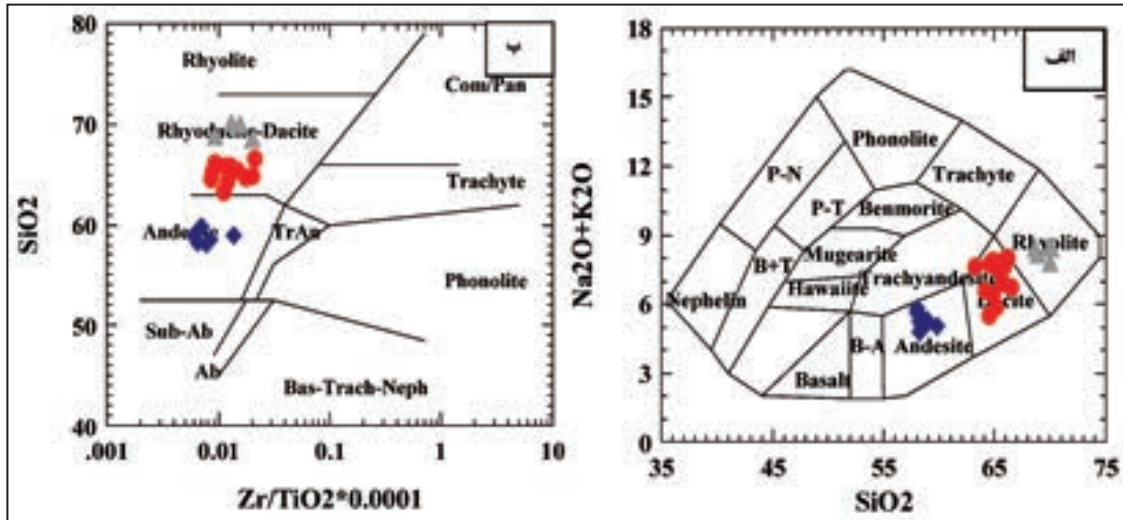
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی توده‌های مدوار و چنار که به ترتیب در باختر و خاور نقشه بروند دارند. (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی شهر بابک با تغییرات از Dimitrijevic et al. (1971)).



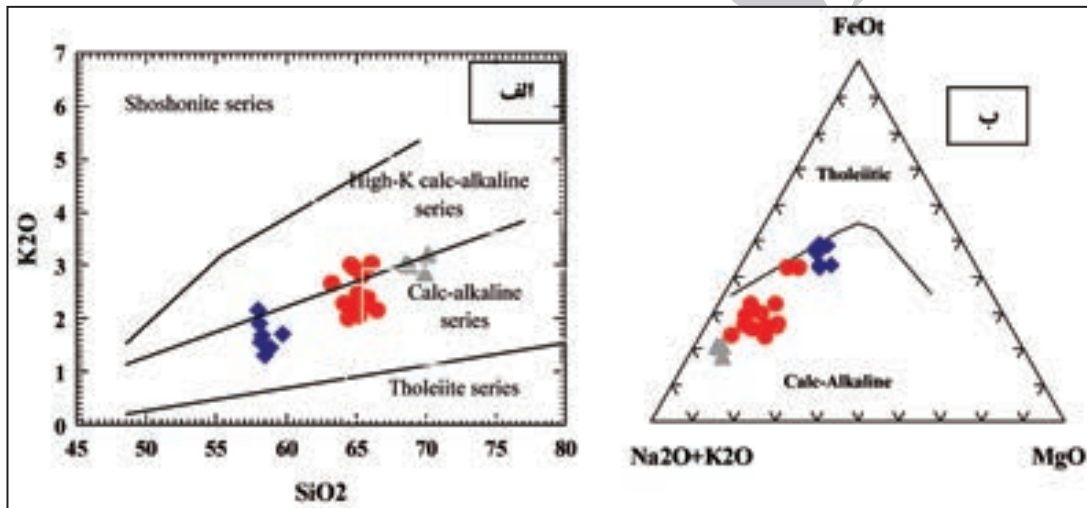
شکل ۳- تصاویر صحرایی توده‌های آتشفشانی مطالعه شده. الف) نمای از توده آتشفشانی مدوار از فاصله ۵ کیلومتری که از بلندترین ارتفاعات منطقه است؛ ب) سطح هوازده قهوه‌ای و سطح تازه سنگ‌های آتشفشانی توده مدوار؛ پ) درزه‌های ستونی در سنگ‌های آندزیتی در توده خاور چنار که حاصل سرد شدن حجم قابل توجهی از گدازه است؛ ت) بافت پورفیری در سنگ‌های آندزیتی توده آتشفشانی خاور چنار که درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در آن با رنگ سفید قابل تشخیص است.



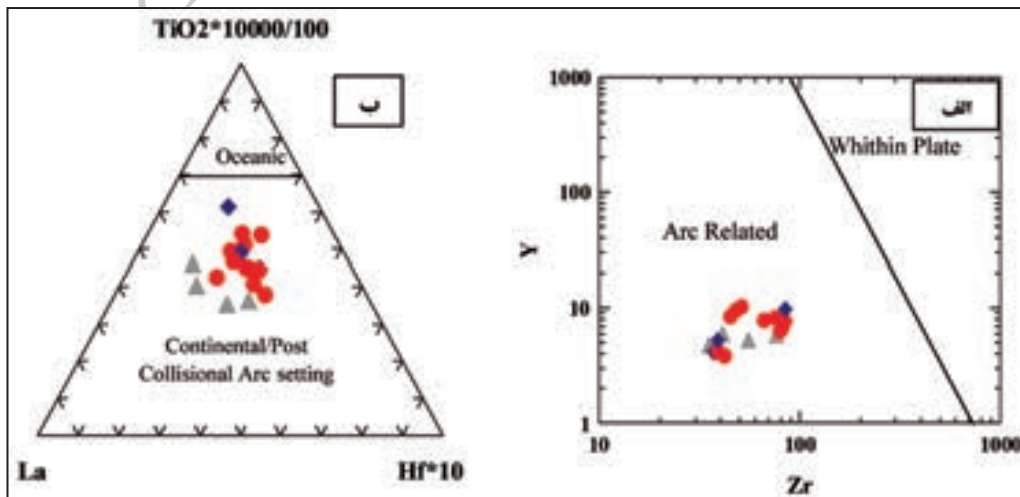
شکل ۴- الف) دو نسل پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و بافت اسکلتی در سنگ‌های آندزیتی با بافت هیالوپورفیری تراکیتی؛ ب) پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت سوخته همراه سانیدین در سنگ‌های داسیتی با بافت هیالوپورفیری؛ پ) پلاژیوکلاز با زونینگ کامل، آمفیبول سوخته و کوارتز گرد شده در سنگ‌های داسیتی با بافت پورفیری؛ ت) پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز خلیجی (انحلال یافته) در ریوداسیت‌ها با بافت هیالوپورفیری (Plg=پلاژیوکلاز، Am=آمفیبول، Bio=بیوتیت، Sa=سانیدین، Qtz=کوارتز).



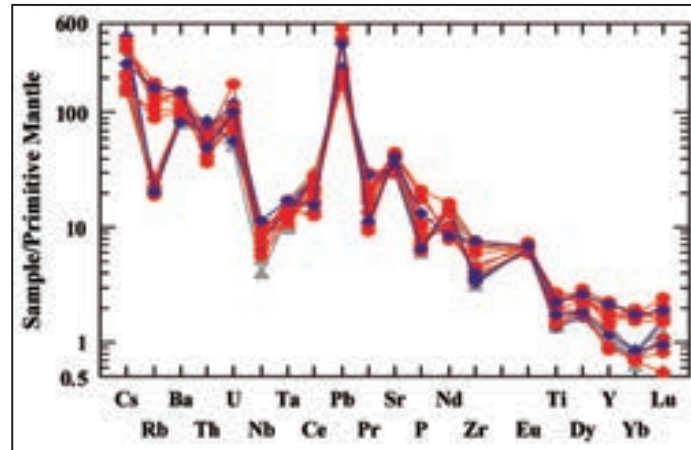
شکل ۵- الف) نمودار SiO_2 برابر Na_2O+K_2O (Cox et al., 1979)؛ ب) نمودار Zr/TiO_2 برابر SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در گستره آندزیت، داسیت و ریولیت-ریوداسیت قرار گرفته‌اند (♦: آندزیت، ●: داسیت، ▲: ریوداسیت-ریولیت).



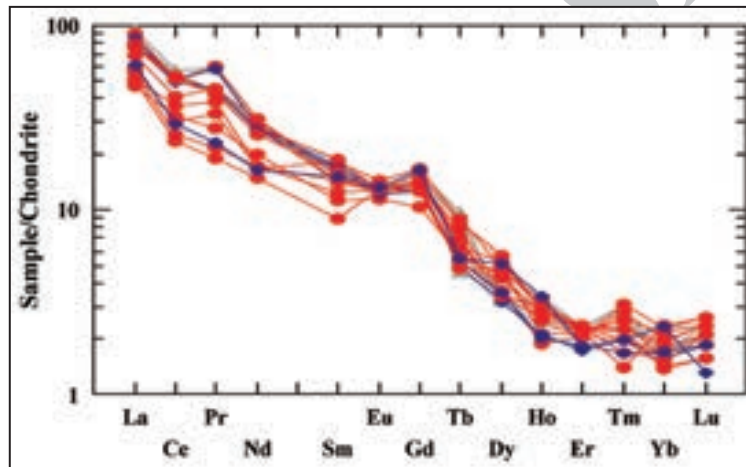
شکل ۶- الف) نمودار SiO_2 برابر K_2O . نمونه‌ها در محدوده کالک آلکان معمولی و پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (Peccerillo & Taylor, 1976)؛ ب) در نمودار AFM نیز نمونه‌ها روند کالک آلکان دنبال می‌کنند (Irvine & Baragar, 1971). نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.



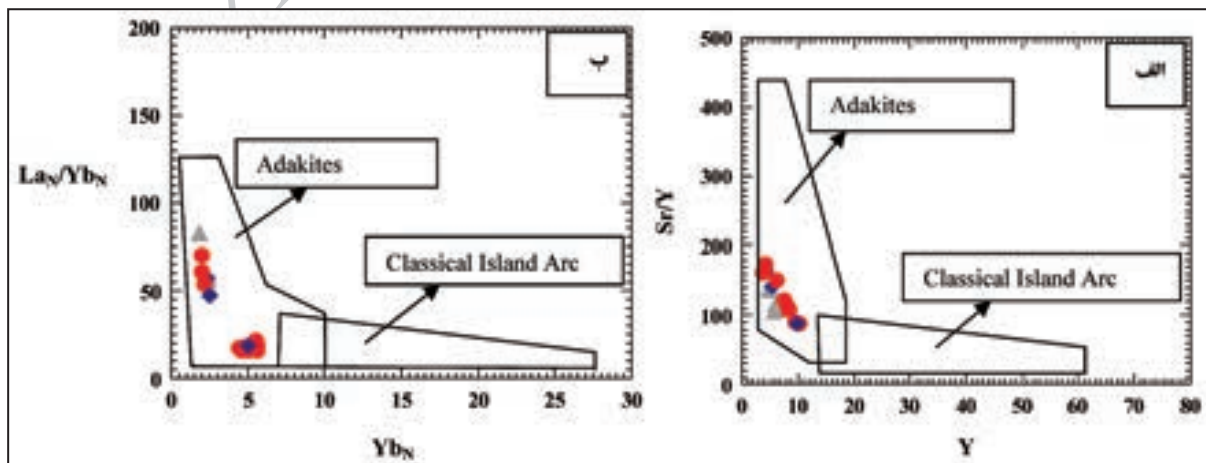
شکل ۷- الف) موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار (Muller & Groves (1997). همه نمونه‌ها در موقعیت کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند؛ ب) موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار (Muller et al. (1992). نمونه‌ها در محیط کمان قاره‌ای و پس از برخورد قرار می‌گیرند. نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.



شکل ۸- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و فرعی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه از (Sun & McDonough (1989). نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.

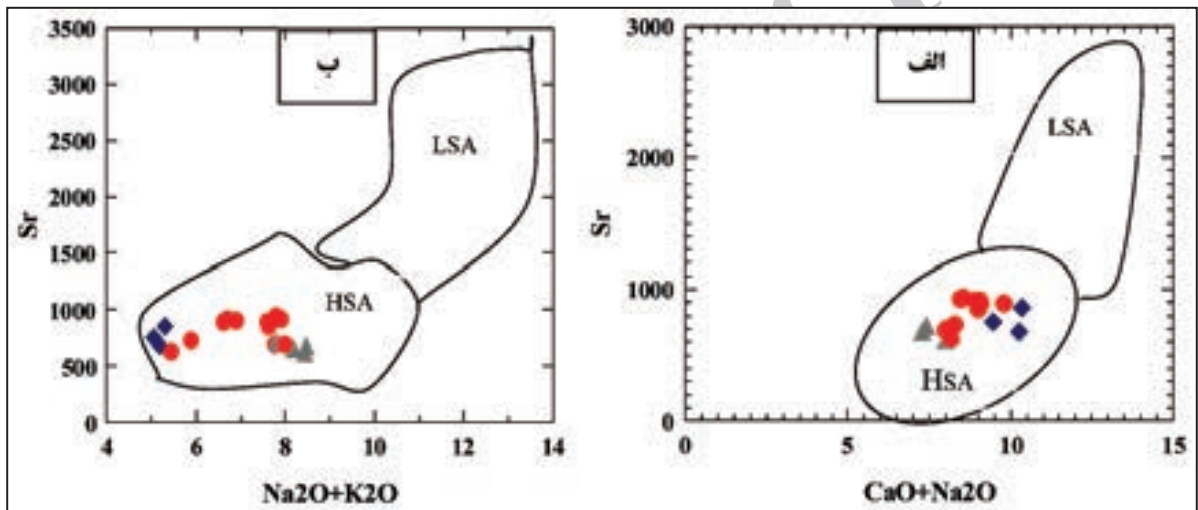
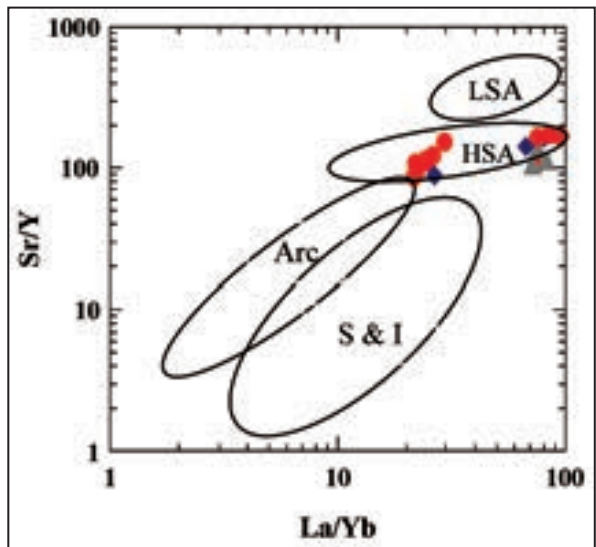


شکل ۹- الگوی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه از (Sun & McDonough (1989). نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.



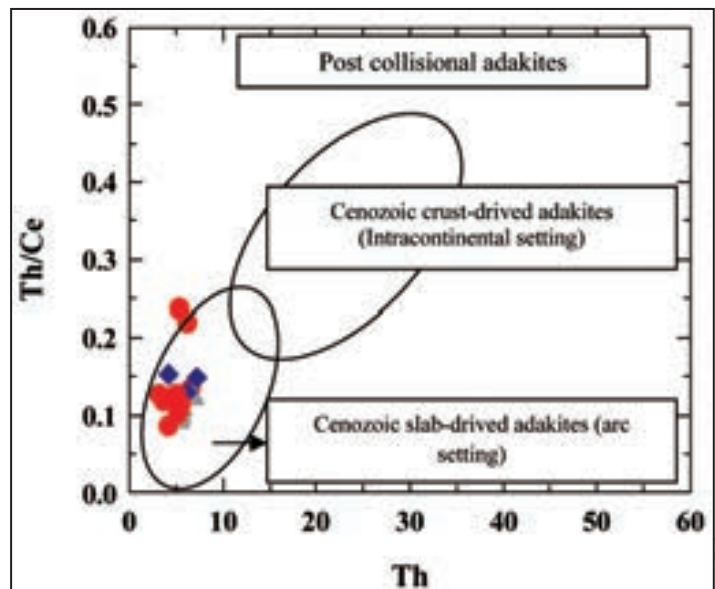
شکل ۱۰- نمودارهای جدا کننده سنگ‌های کالک‌آلکان معمولی از آداکیت‌ها برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. الف) Sr/Y در برابر Y (Drummond & Defant, 1990; Oyarzun et al., 2002)، ب) La_N/Yb_N در برابر Yb_N (Reich et al., 2003). نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.

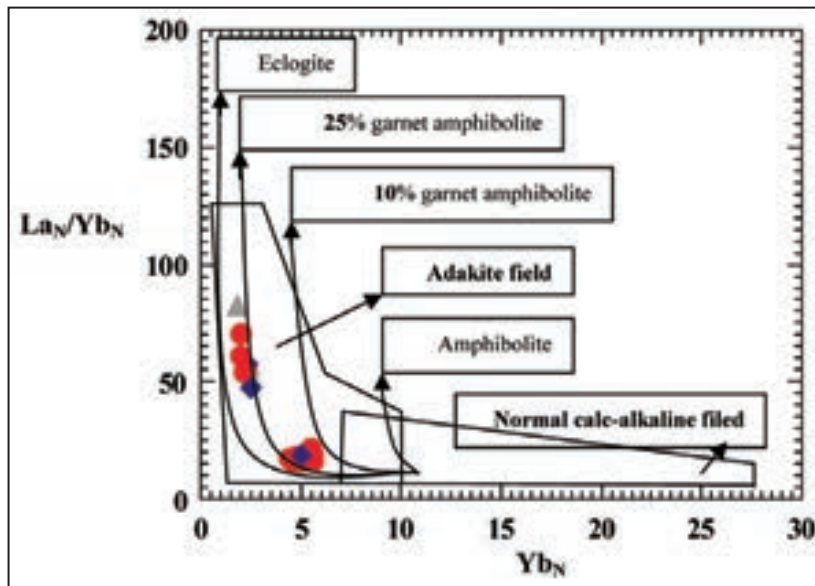
شکل ۱۱- نمودار تغییرات La/Yb در برابر Sr/Y و تفکیک خاستگاه ماگمایی با منشأ گوه گوشته‌ای و تأثیر پوسته (S and I)، آداکیت‌های کم سیلیس (LSA)، پرسیلیس (HSA) و آرکنن (Arc) (Moyen, 2009). نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.



شکل ۱۲- نمودار الف) Sr در برابر CaO+Na₂O؛ ب) نمودار Sr در برابر Na₂O+K₂O که برای جدا کردن آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) به کار رفته است (Martin et al., 2004). نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.

شکل ۱۳- نمودار Th/Ce در برابر Th برای نشان دادن آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه که در محدوده با منشأ صفحه فرورفته قرار گرفته‌اند (Wang et al., 2006). نشانه‌ها همانند شکل ۴ است.





شکل ۱۴- نمودار La_N/Yb_N در برابر Yb_N بهنجار شده با کندریت برای نشان دادن سنگ منشأ و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آنها (Defant & dramund, 1993). نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی شماری از سنگ‌های داسیت- آندزیتی شمال خاور شهر بایک (توده‌های مدوار و چنار). Da: داسیت، Rd: ریوداسیت و An: آندزیت.

Smpel	D-1	D-7	D-8	D-12	D-14	D-15	D-19	D-25	R-1	R-9	10-R	R-2	R-36	R-21	R-26
Rock Type	Da	Rd	Da	Rd	Da	Rd	Rd	Rd	An	An	An	An	An	Da	Da
SiO ₂	۶۴/۶۲	۶۸/۶	۶۵/۷	۶۸/۸۵	۶۴/۱	۷۰/۱۱	۶۹/۹۵	۶۷/۹۸	۵۷/۷	۵۸/۲۵	۵۸/۰۵	۵۷/۴۵	۵۶/۱۵	۶۴/۵	۶۵/۲
Al ₂ O ₃	۱۷/۲	۱۵/۸۱	۱۶/۱	۱۵/۶۵	۱۷/۱۶	۱۵/۹۵	۱۵/۸۷	۱۶/۱۲	۱۷/۱	۱۶/۷	۱۷/۰۸	۱۷/۴	۱۷/۵۷	۱۵/۵۶	۱۵/۹۱
CaO	۳/۲۵	۲/۶	۳/۱	۲/۹۹	۳/۱۴	۲/۰۲	۲/۴۵	۲/۶۶	۶/۷۱	۶/۶۲	۶/۶۵	۶/۶۳	۶/۷۵	۴/۵۲	۴/۲۳
Fe ₂ O ₃	۰/۴	۰/۳	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۴۲	۰/۲	۰/۱	۰/۴۶	۰/۷	۰/۶۴	۰/۶	۰/۶	۰/۸۸	۰/۶	۰/۴۷
FeO	۳/۱	۲/۱۷	۲/۸	۲/۰۹	۳/۰۵	۱/۹	۲/۱۲	۲/۹۸	۶/۲۵	۵/۷۱	۵/۹۵	۵/۹۹	۶/۶۵	۵/۳۵	۴/۲۳
K ₂ O	۳/۰۱	۳/۰۴	۳/۵	۳/۰۲	۳/۲۲	۳/۲۱	۲/۸۵	۳/۰۵	۱/۹۵	۲/۱	۱/۸	۱/۷۵	۱/۷۳	۲/۰۱	۲/۰۵
MgO	۱/۹۵	۰/۸	۲/۱	۰/۶۲	۱/۲۶	۰/۹۵	۰/۶۹	۰/۶۱	۲/۲۸	۳/۲	۲/۹۹	۲/۷۱	۲/۹۸	۱/۸۴	۱/۴۸
MnO	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۴
Na ₂ O	۴/۷۵	۵/۳۹	۴/۹۵	۵/۱۷	۴/۸۷	۵/۲۹	۴/۹۵	۴/۸۱	۴/۲۵	۳/۹۵	۳/۹	۳/۸۷	۳/۶۵	۳/۱۵	۳/۵۵
P ₂ O ₅	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۳۱	۰/۴۵	۰/۴۲	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۲۴	۰/۲۶
TiO ₂	۰/۴۵	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۲۸	۰/۶۱	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۴۹	۰/۴۴
LoI	۰/۷۶	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۸۳	۰/۴۱	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۷۴	۲/۱	۱/۷۵	۱/۹۵	۲/۱۱	۲/۱۵	۱/۷۱	۲/۱۳
Total	۱۰۰	۱۰۰	۹۹/۹	۹۹/۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
La	۲۹/۱	۳۰/۸	۳۱/۲	۳۰/۸	۳۱/۲۵	۳۱/۲	۳۵/۱	۲۹/۷۵	۳۱/۳	۲۸/۲	۲۸/۹	۲۸/۶	۲۹/۶	۲۷/۹	۲۹/۱
Ce	۴۹/۲۵	۵۳	۴۸/۵	۵۲/۶	۵۳/۴۵	۵۱/۲	۵۱/۵	۵۴/۲	۴۸/۲	۴۷/۳	۴۸/۷	۴۹/۳	۴۹/۲	۵۱/۱	۵۰/۲۵
Pr	۶/۱۳	۶/۱۱	۸/۲۵	۶/۰۹	۷/۱۵	۵/۹۵	۸/۱۲	۵/۹۸	۷/۹۱	۶/۲۲	۵/۴۸	۵/۴۷	۵/۶۴	۵/۹۸	۶/۱
Nd	۱۹/۹۵	۲۱/۸	۲۲/۱	۲۱/۳	۲۱/۵	۲۰/۸	۲۰/۴	۲۰/۴۵	۱۹/۹۸	۱۸/۹۹	۱۹/۶	۱۸/۲	۱۸/۶	۱۹/۵	۲۰/۱
Sm	۳/۵۲	۳/۳۹	۳/۵۵	۳/۴۶	۴/۱	۳/۲۴	۴/۲۵	۳/۱	۳/۹۵	۳/۸۵	۳/۱۷	۳/۱	۳/۳۲	۳/۲۵	۴/۳۱
Eu	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۹	۱/۱۲	۱/۰۱	۱/۰۸	۱/۰۴	۱/۰۵	۱/۱۳	۱/۰۶	۱/۰۷	۱/۰۳	۱/۰۱	۱/۰۹	۱/۱۱
Gd	۴/۱۲	۴/۴۶	۴/۲۵	۴/۴۶	۴/۱۵	۴/۲۱	۴/۹۵	۴/۳۸	۳/۹۵	۳/۸۵	۴/۲	۳/۷۶	۳/۵۱	۴/۱۹	۴/۳۵
Tb	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۳۹	۰/۴۱
Dy	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۸	۱/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۳۶	۰/۲۲	۰/۳۵	۰/۲۴	۱/۱۷	۱/۱۹	۱/۳۱	۱/۲۹
Ho	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۲۶
Er	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۳۲	۰/۴۷	۰/۳۶	۰/۴۴	۰/۳۸	۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۴۱	۰/۳۹
Tm	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۶
Yb	۰/۳۹	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۳۱	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۳	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۳۴
Lu	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۴

Smpel	D-1	D-7	D-8	D-12	D-14	D-15	D-19	D-25	R-1	R-9	10-R	R-2	R-36	R-21	R-26
Rock Type	Da	Rd	Da	Rd	Da	Rd	Rd	Rd	An	An	An	An	An	Da	Da
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ag	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۰۶
As	۰/۶	۰/۸	۰/۵	۰/۹	۰/۷	۰/۷	۱/۱	۰/۶	۱/۳	۰/۹۵	۰/۷۴	۰/۵۸	۰/۷۲	۰/۸۷	۰/۶۳
Ba	۶۸۵	۶۹۸	۶۸۱	۶۹۷	۷۰۱	۷۰۵	۵۶۵	۶۷۵	۶۸۷	۵۷۵	۶۳۶	۶۲۵	۶۴۴	۶۴۵	۶۲۱
Be	۱/۴	۱/۶	۱/۴	۱/۷	۱/۵	۱/۵	۱/۳	۱/۵	۱/۳	۲/۴	۱/۳	۱/۵	۱/۲	۱/۷	۱/۶
Cd	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱
Co	۶/۵	۴/۸	۵/۱	۵/۵	۴/۶	۳/۹	۴/۹	۵/۲۵	۴/۲	۳/۹	۴/۹۶	۶/۲	۴/۴۷	۵/۲	۷/۱
Cr	۸	۶	۱۰	۷	۹	۹	۱۱	۷	۹	۵	۷	۱۱	۸	۲۵	۵۰
Cs	۱/۳	۱/۷	۱/۶	۱/۵	۱/۵	۱/۲	۱/۴	۱/۳	۲/۷	۳/۷	۱/۹	۲/۵	۲/۹	۱/۷	۱/۲
Cu	۵۳/۲	۴۹/۵	۴۶/۵	۴۵/۴	۴۸/۳	۵۱/۵	۴۳/۲	۴۶/۷	۴۱/۲	۵۲/۴	۴۷/۸	۴۴/۳	۴۸/۲	۴۵/۱	۵۳/۳
Ga	۲۵/۱	۲۰/۹	۲۴/۱	۲۱/۸	۲۱/۴	۲۲/۱	۲۰/۹	۲۱/۳۵	۱۷/۹	۱۹/۹	۱۸/۵	۱۷/۳۵	۱۷/۱۵	۱۸/۲	۱۷/۲
Ha	۳/۶۵	۳/۵۲	۲/۲	۱/۲۲	۳/۴۵	۱/۴۵	۲/۸۵	۲/۸۵	۴/۴۵	۲/۸۷	۳/۷۵	۴/۲۲	۳/۹۵	۳/۲۳	۴/۳۲
Mo	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۰/۸	۰/۶	۰/۹	۰/۴	۰/۸	۱/۸	۱/۹	۱/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۸۵	۱/۷
Nb	۶/۵	۷/۸	۴/۵	۲/۹	۵/۹	۵/۵	۳/۸	۶/۸۵	۷/۲	۵/۲	۷/۲	۶/۹	۶/۴۵	۶/۳	۴
Ni	۶	۵	۹	۷	۵	۸	۸	۶	۹	۵	۸	۱۱	۹	۱۰	۹
Pb	۱۴/۵	۱۴/۸	۱۴/۵	۱۳/۵	۱۳/۸	۱۳/۹	۱۲/۲	۱۴/۴۵	۱۵/۲	۱۷/۳	۱۳/۶۸	۱۳/۱	۱۴/۱۲	۱۲/۲	۱۴/۹
Rb	۱۲/۱	۱۴/۸	۱۲/۵	۱۳/۵	۱۴/۲	۱۳/۱	۱۳/۸	۱۴/۳۹	۱۴/۲	۱۳/۱	۱۲/۸	۱۲/۳	۱۲/۳	۱۷/۲	۱۴/۵
Sn	۱/۳	۱	۱/۸	۱/۲	۱/۶	۱/۱	۱/۵	۱/۷	۲/۱	۳/۱	۱/۴	۱/۹	۱/۲	۱/۷	۱/۶
Sr	۶۹۰	۶۱۶	۶۹۵	۶۶۰	۶۳۰	۶۸۰	۷۲۰	۶۴۵	۶۸۴	۷۵۲	۷۱۰	۷۲۸	۷۴۲	۶۲۵	۷۳۱
Ta	۳/۹	۴/۸۸	۱/۵۵	۱/۸۳	۲/۶	۲/۱	۱/۴۵	۲/۸۶	۱/۶۵	۱/۹۲	۱/۸	۱/۷	۱/۵۸	۱/۲	۱
Th	۶/۵۳	۶/۷۹	۴/۲۳	۵/۴۳	۴/۹	۵/۷۵	۵/۳۵	۶/۱	۷/۲	۶/۱	۵/۲	۵/۱۱	۶/۳	۵/۲۱	۵/۳۳
U	۱/۸۵	۱/۹۲	۱/۴۵	۱/۰۶	۱/۳	۱/۲۳	۱/۶۵	۱/۶۶	۱/۲	۲/۵۴	۱/۳۸	۱/۵۲	۱/۲۵	۱/۷۵	۸۵/۱
V	۵۲	۲۹	۳۲	۴۱	۳۱	۳۵	۳۸	۳۷	۳۵	۴۱	۳۹	۳۳	۴۹	۲۷	۴۶
W	۶	۴	۲/۵	۰/۱	۲/۷۵	۵	۳/۲۵	۳/۴	۰/۶	۰/۴	۰/۷	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۵
Y	۶/۵۴	۵/۸۴	۴/۱۵	۴/۷۹	۴/۹۵	۵/۹۵	۵/۲۵	۵/۵۶	۴/۲	۵/۳۱	۴/۴	۳/۹۳	۴/۴	۳/۸۵	۴/۲
Zr	۸۱	۷۶	۳۸	۳۵	۶۸	۴۱	۵۵	۷۱	۳۷	۳۹	۴۸	۴۱	۳۶	۴۲	۳۹
Ti	۲۶۰	۱۷۵۰	۱۹۲۵	۲۵۲۰	۲۲۳۰	۱۸۵۰	۲۳۲۰	۱۷۲۵	۱۷۵۰	۲۲۵۰	۱۹۷۰	۱۹۲۵	۲۱۴۵	۱۸۵۶	۲۲۵۰
P	۶۷۵	۵۸۰	۶۱۵	۶۵۲	۶۶۰	۶۲۵	۵۹۵	۵۹۴	۶۲۳	۶۱۵	۶۱۰	۶۴۱	۶۳۵	۶۷۵	۵۹۰
Ge	۰/۵۴	۰/۶۸	۰/۷۸	۰/۸	۰/۵۴	۰/۷۱	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۶۵	۰/۷۲	۰/۵۹	۰/۷۳	۰/۴۴	۰/۸۱	۰/۶۹
Sc	۴	۳	۶	۳	۴	۵	۷	۵	۷	۶	۶	۴	۵	۵	۴
Zn	۵۵/۲	۵۰/۷	۵۸/۱	۶۴/۳	۵۴/۳	۶۹/۲	۶۲/۲	۵۴/۰۹	۶۴/۱	۵۹/۰۲	۵۷/۳	۵۶/۷	۵۴/۵	۷۵/۵	۶۱/۲

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International journal of Science*. 94: 401-419 .

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*. 1-34 .

Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American journal of Science*, 304: 1-20.

Amidi, S. M., Emami, M. H. & Michel, R., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.

Berberian, M. & King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonics evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.

Castillo, P. R., 2006- An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51, 257-267.

Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992- I & S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Tran. R. Soc. Of Edinb. *Journal of Earth Sciences*. 83:1-26.

Cox, K. G., Bel, G. D. & Pankhurst, R. G., 1979- The interpretation of igneous rocks, George Allen and Unwin, London.

Defant, J. & Drummond, S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 374, 662-665.

Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1993- Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, *Journal of Geology* 21:547-550.

Defant, M. J. & Kepezhinskas, P., 2001- Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS Trans.*, 20, American Geophys. Union, Washington, DC., 82: 67-69.

Dimitrijevic, M. D., Dimitrijevic, M. N., Djordjevic, M. & Djokovic, I., 1971- Geological Survey of Iran, 1:100,000 Series, Sheet 7250, Anar.

Drummond, M. S., Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503-21521.

Ghadami, G. R., 2008- Petrography, geochemistry and petrogeneses of intrusive and subvolcanic masses (adakitic) in Northwest Shahr-Babak, Kerman, Ph. D. Thesis, Shaheed Bahonar University of Kerman, Islamic Republic Of Iran 334p.

- Ghadami, G. R., Moradian, A. & Mortazavi, M., 2008- Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic volcanism in Central Iranian Volcanic Belt: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Islamic Republic Of Iran* Vol. 19, No.3, 223-236 p.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre-Babak area, Kerman Province). Unpublished Ph. D thesis, University of California, Los Angeles, 204pp.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jahangiri, A., 2007- Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433-447.
- Keskin, M., 2003- Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia. Turkey, *Geophysical Research Letters*, 30, 46-80.
- Martin, H., 1999- The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46(3), 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R. & Moyen, J. F., 2004- Champion. An overview of adakite-tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), an Sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- McCluske, S., Balassanain, S., Baraka, A., Dmir, C., Ergintav, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Nadariya, M., Ouzounis, A., Toksoz, M. N. & Veis, G., 2003- Global positioning system constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophys. Res.*, 105: 5695-5719
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397-412.
- Moradian, A., 1997- Geochemistry, Geochronology and petrography of Feldspathoid Bearing Rocks in Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt of Iran Unpublished Ph. D. thesis. University of Wollongong, Australia, 412 pp.
- Moyen, J. F., 2009- High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the Adakitic signature. *Lithos* 112:556-574.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer, 241p.
- Muller, D. Rock, N. M. S. & Groves, D. L., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46: 259-289.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380-398.
- Oyarzun, R., Marques, A., Lillo, J., Lopez, I., & Rivera, S., 2002- Gant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineral. Deposita*. 36:794-798.
- Peacock, S. M., 1996- Thermal and petrologic structure of subduction zones. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P. (eds.), *Subduction: Top to Bottom: Washington, DC*, American Geophysical Union, *Geophys. Mon.* 96:119-133.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. & Thompson, A. B., 1994- Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 224-227.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pi-Piper, G., Piper, D. J. W. & Matarangas, D., 2002- Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece, *Lithos*, 60: 47-66.
- Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. & Lehman, B., 2003- Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineral. Deposita*, 38: 876-885.
- Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D. H. M., Szakacs, A., Panaiotu, C. E. & Nedelcu, L., 2004- Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84: 153-172.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 652-665.
- Shelly, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 445p.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J., (Eds.), *magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Special Publication, 42: 313-345.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L., & Ma, J. L., 2006- Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization, *J. Petrol.*, 47: 119-144.
- Willson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis, Global Tectonic Approach*, Harper Collins Academic, 466p.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D. & Wang, Q. W., 2006- Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* in review.

Petrogenesis of Mio-Pliocene Dacite-Andesite Volcanism in SE of Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, (NE Shahr-e-Babak)

Gh. R. Ghadami ^{1*}, M. Poosti ¹ & F. Babai ²

¹Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Hormozgan University, Hormozgan, Iran

²M. Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Hormozgan University, Hormozgan, Iran

Received: 2014 July 14

Accepted: 2015 April 21

Abstract

Few More than 5 dacite to andesite volcanic masses with Mio-Pliocene age are exposed to older volcanic rocks at the south and east of the Mozahem volcano, in south-east of Urumieh-Dokhtar magmatic belt, north-east of Shahr-e-Babak. These rocks show hyaloporphyritic-trachytic texture and consist of phenocrysts of plagioclase, amphiboles and biotites. Based on geochemical data and multi elements patterns, these rocks are medium to high K calc-alkaline suite and they show LILE and LREE enriched normalized multi-element patterns, and negative Nb, Ti and Ta anomalies. Chondrite normalized REE patterns display a steep decrease from LREE to HREE without any Eu anomaly. They have higher SiO₂ and Sr contents and Sr/Y and La/Yb ratios and low MgO, Y and Yb contents than the normal calc-alkaline volcanic rocks. These volcanic rocks are formed in the a subduction zone in an active margin, and showing full complete of HSA (high SiO₂ adakites) characteristics. HREE and Y depleted patterns suggest the existence of garnet and amphibole as a residue in the source. The source of these rocks was probably amphibole-eclogite or garnet-amphibolite possibly generated during subduction or slab break of the Neo-Tethyan oceanic slab beneath the Central Iran microplate in Neogene.

Keywords: Dacite, Andesite, Neo-Tethyan, Adakite, Urumieh-Dokhtar.

For Persian Version see pages 37 to 48

*Corresponding author: Gh. Ghadami; E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

Archive of SQU