

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و پرلیت‌های آق‌کند، شمال زنجان

محمد ابراهیمی^{۱*}، حسین کوهستانی^۱، میرعلی اصغر مختاری^۱ و مریم فیضی^۲

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۵/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۱/۲۸

چکیده

منطقه آق‌کند در فاصله ۴۸ کیلومتری شمال زنجان جای دارد و بخشی از زیرپهنه طارم در پهنه ساختاری البرز-آذربایجان به شمار می‌رود. سنگ‌های اسیدی رخنمون یافته در این منطقه شامل گدازه‌های ریولیتی-ریوداسیتی، پرلیت، پیجستون و ایگنمبریت به سن الیگوسن هستند. ریولیت‌ها و ریوداسیت‌ها به شکل‌های گنبد و روانه‌های گدازه رخنمون دارند. پرلیت‌ها در بخش‌های پایینی گنبد‌های ریولیتی-ریوداسیتی قرار گرفته‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت کالک‌آلکانل و ویژگی کمان‌ماگمایی برای این سنگ‌هاست. الگوی عناصر کمیاب خاکی این سنگ‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی آنها در LREE با نسبت بالای LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی مشخص Eu است. بی‌هنجاری‌های مثبت عناصر Pb، Rb و Th در نمودارهای عنکبوتی بیانگر دخالت پسته‌قاره‌ای در تکوین و تحول ماگمای مادر سنگ‌های اسیدی این منطقه است. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های اسیدی منطقه آق‌کند در موقعیت پس از کوهزایی قرار می‌گیرند. مجموعه شواهد سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی بیانگر این است که در مراحل پایانی پس از برخورد قاره‌ای، سنگ‌کره زیرقاره‌ای سبتر شده البرز، از قاعده پسته‌جدا و توسط گوشته داغ سست‌قاره‌ای جایگزین شده است. بالاآمدگی گوشته داغ سست‌قاره‌ای سبب ذوب بخشی سنگ‌کره زیرقاره‌ای شده و سنگ‌های بازالتی الیگوسن منطقه مورد مطالعه را به وجود آورده است. جایگیری ماگمای بازالتی یاد شده در ترازهای بالای پسته‌قاره‌ای، موجب ذوب بخشی پسته‌شده و ماگماهای اسیدی را تولید کرده است. در اثر سرد شدن سریع گدازه‌های اسیدی، سنگ‌های شیشه‌ای مانند افسیدین تشکیل شده‌اند که در مجاورت با آب‌های جوی و گرم به پرلیت تبدیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، پرلیت، آق‌کند، زنجان، البرز-آذربایجان.

*نویسنده مسئول: محمد ابراهیمی

E-mail: ebrahimi@znu.ac.ir

۱- پیش‌نویس

منطقه آق‌کند در فاصله ۴۸ کیلومتری شمال زنجان با مختصات $37^{\circ} 4' 13''$ عرض شمالی جای گرفته و بخشی از پهنه ساختاری طول خاوری و $30^{\circ} 4' 30''$ عرض شمالی جای گرفته و بخشی از پهنه ساختاری البرز (Alavi, 1991) یا البرز-آذربایجان (نبوی، ۱۳۵۵) در زیرپهنه طارم است (شکل ۱). همانند بسیاری از بخش‌های پهنه البرز-آذربایجان، در این منطقه نیز در اثر عملکرد فاز کوهزایی آلپی، سنگ‌های خروجی، نیمه‌نفوذی و نفوذی بسیاری از ائوسن تا الیگوسن تشکیل شده است که در این میان، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی الیگوسن گسترش قابل توجهی در مقایسه با دیگر بخش‌های البرز دارند. مطالعات بسیاری روی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و توده‌های نفوذی بخش‌های مختلف البرز انجام شده است (مؤید، ۱۳۷۰ و ۱۳۸۰؛ خان‌محمدی، ۱۳۸۵؛ ندری، ۱۳۹۰؛ نظری‌نیا، ۱۳۹۰؛ Asiabanha and Foden, 2012؛ Nabatian et al., 2014)؛ ولی آنچه کمتر مورد توجه قرار گرفته است، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی و الگوی زمین‌ساخت-ماگمایی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی این منطقه است. گفتنی است که بیشتر مطالعات انجام شده در پهنه طارم در ارتباط با کانه‌زایی‌های موجود (بازرگانی گیلانی و پرچکانی، ۱۳۸۹؛ مهرابی و همکاران، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۳؛ قاسمی سیانی، ۱۳۹۳؛ Esmaeli et al., 2015؛ Nabatian et al., 2014) است و کمتر به مسائل سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی موجود در این پهنه پرداخته شده است. از سوی دیگر، در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی مربوط به تشریری (میوسن) در منطقه میانه، ذخایر بسیاری از پرلیت شناسایی شده و برخی از آنها مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند (مختاری، ۱۳۷۸). در منطقه آق‌کند نیز رخنمون‌هایی از ذخایر پرلیت وجود دارد که در صورت عملیات اکتشافی سیستماتیک، می‌توانند در آینده مورد بهره‌برداری قرار گیرند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این ذخایر پرلیتی و چگونگی تشکیل آنها از جمله مسائلی

است که تاکنون مورد توجه قرار نگرفته است. گفتنی است که مطالعات پیشین انجام شده در این منطقه شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک‌مقیاس توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همچنین فعالیت‌های اکتشافی موضوعی در رابطه با اکتشاف رخنمون‌های کوچک کانی‌سازی مس و پرلیت موجود در منطقه آق‌کند است. بر این اساس، در این پژوهش ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی، خاستگاه ماگمایی، جایگاه زمین‌ساختی و الگوی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی همراه با ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی پرلیت‌ها و چگونگی تشکیل آنها مورد بحث قرار می‌گیرد.

۲- روش مطالعه

بررسی‌های انجام شده در این پژوهش شامل ۲ بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل بازدید از منطقه مورد مطالعه، شناسایی واحدهای سنگی مختلف موجود در منطقه، بررسی ارتباط آنها با یکدیگر، شناسایی ذخایر پرلیت و در پایان نمونه‌گیری از واحدهای سنگی و رخنمون‌های پرلیت برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. مطالعات آزمایشگاهی شامل تهیه ۲۴ مقطع نازک از واحدهای سنگی و پرلیت‌های منطقه، مطالعات میکروسکوپی آنها و تجزیه شیمیایی ۶ نمونه از سنگ‌های اسیدی سالم و با کمترین دگرسانی برای تعیین محتوای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های ICP-MS و XRF در آزمایشگاه‌های شرکت کیمیا پژوه البرز بوده است (جدول ۱). شایان توجه است که مراحل خرید و نرم‌آزمایش نمونه‌ها با استفاده از آگات در دانشگاه زنجان انجام شده است. در مرحله آخر، با استفاده از نرم‌افزارهای ArcGIS+Minpet و GCDKit، داده‌های آزمایشگاهی مورد پردازش و تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند.

۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه آق‌کند بخش کوچکی از ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۷۹) است. با توجه به نقشه مزبور، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی موجود در این منطقه، سنگ‌های مربوط به اتوسن (معادل سازند کرج، Hirayama et al., 1966) شامل توف‌های شیشه‌ای-سنگی (واحد Et) با میان‌لایه‌های گدازه‌های داسیتی و آندزیتی (واحد E^{h1}) و توف‌های بازیک با درون‌لایه‌های گدازه‌های تراکی‌بازالتی (واحد E^{h2}) هستند (شکل ۱). واحدهای سنگی مربوط به الیگوسن با ناپوستگی زاویه‌دار روی واحدهای سنگی اتوسن قرار گرفته‌اند. این توالی معمولاً با توف‌های پامیسی شروع شده و به ترتیب با خروج گدازه‌های ریولیتی، ریوداسیتی و ته‌نشست‌های آواری موجی (واحد OI^{h1})، گدازه‌های تراکی‌بازالتی و تراکی‌آندزیتی (واحد OI^{h2}) و گدازه‌های بازالتی، آندزیتی-بازالتی و آندزیتی با ساخت ستونی (واحد OI^{h3}) ادامه می‌یابد (شکل ۱). سنگ‌های آذرین نیمه‌ژرف منتسب به الیگوسن (واحد OI^{h5}) ترکیب تراکی‌آندزیتی دارند (فریدی و انوری، ۱۳۷۹) که به شکل دایک، سیل و لاکولیت درون واحدهای Et و OI^{h1} تزریق شده‌اند (شکل ۱).

واحدهای اسیدی الیگوسن بیشتر به صورت ارتفاعات با ریخت‌شناسی خشن در منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها حفره‌دار و متخلخل هستند و بیشتر به صورت ساختارهای گنبدی شکل دیده می‌شوند (شکل ۲-الف). فرسایش پوست‌پیزی از پدیده‌های سطحی رایج در این سنگ‌ها بوده و سبب ورقه‌ورقه شدن آنها شده است. در دامنه برخی از ارتفاعات، جریان‌های گدازه با گرانروی بالا، دم‌کوله‌هایی تشکیل داده‌اند. در بیشتر نقاط منطقه، لایه‌بندی جریان‌ها در گدازه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-ب). حفرات و شکستگی‌های گدازه‌های ریولیتی به‌طور معمول توسط اوپال و کلسدونی پُر شده‌اند (شکل ۲-پ). در بخش‌هایی از منطقه، گدازه‌ها دارای ساختمان غده‌ای و بیضوی شکل هستند (شکل ۲-ت). در بخش‌های جنوب-جنوب خاوری منطقه، توالی‌هایی از لایه‌های ایگنمبریتی وجود دارد که به صورت لایه‌های با سبزی متوسط در زیر گدازه‌های ریولیتی و روی توف‌های اتوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۲-ث). جهت‌یافتگی مشخصی در این سنگ‌ها دیده می‌شود که قطعات خُردسنگی مختلف و بلورهای شکسته شده در متن آن پراکنده هستند (شکل ۲-ج).

پرلیت‌ها که محصول آب‌گیری سنگ‌های شیشه‌ای مانند اسیدین هستند، بیشتر در مرکز منطقه مورد مطالعه و در بخش پایینی گنبد‌های ریولیتی دیده می‌شوند (شکل ۲-الف). پرلیت‌های منطقه، رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره دارند (شکل‌های ۲-ج و ح) و به دلیل شکستگی‌های زیاد و خُردشدگی، به راحتی به قطعات کوچک شکسته می‌شوند.

۵- ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق‌کند در جدول ۱ آورده شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و با استفاده از نمودار آلکالی‌ها در برابر سیلیس (Cox et al., 1979) نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه در قلمرو داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). در نمودار SiO₂ در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) نیز نمونه‌های منطقه در قلمرو ریوداسیت-داسیت جانمایی می‌شوند (شکل ۴-ب). با استفاده از نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌های سنگی منطقه در گروه ساب‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). در نمودار K₂O در برابر SiO₂ (Rickwood, 1989) همه نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۴-ب).

در الگوی چندعنصری بهنجار شده با کندریت (Thompson, 1982)، همه نمونه‌های اسیدی منطقه از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (Large Ion Lithophile Elements: LILE) و عناصر کمیاب خاکی سبک (Light Rare Earth Elements: LREE) غنی‌شدگی و از عناصر با میدان پایداری بالا (High Field Strength Elements: HFSE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-الف). غنی‌شدگی از LILE (شامل Rb و K) و LREE (مانند La و Ce) و تهی‌شدگی از HFSE (مانند Ta و Nb) و Ti از ویژگی‌های آشکار کمان‌های ماگمایی و از اختصاصات آشکار فعالیت ماگمایی مرتبط با فروانث و

کوارتز و گاه کلریت پُر شده است (شکل ۳-ب).

نتیجه مطالعات سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه مورد مطالعه بیانگر ترکیب ریولیت-ریوداسیت، پرلیت، پیچستون و ایگنمبریت برای این سنگ‌هاست. سنگ‌های ریولیتی-ریوداسیتی بافت‌های پورفیری، پورفیری میکروولیتی، حفره‌ای و بادامکی دارند. درشت‌بلورهای این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت و گاه ساینیدین و کوارتز هستند که در زمینه‌ای دانه‌ریز تا میکروولیتی از جنس همین کانی‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۳-الف). اندازه درشت‌بلورها بیشینه به ۱ میلی‌متر می‌رسد. میکروولیت‌های زمینه معمولاً حالت جریان‌ی مشخصی دارند. پلاژیوکلازها بیشتر از نوع الیگوکلاز و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی هستند. برخی از بلورهای درشت بیوتیت، با درجات متفاوتی اوپاسیته شده‌اند. در برخی نمونه‌های دارای بافت پورفیری، زمینه سنگ حالت فلسیتیک دارد. به علت خروج گاز ماگما در هنگام فوران، در بیشتر نمونه‌ها حفراتی تشکیل شده که بیشتر آنها توسط اوپال و کلسدونی، کوارتز و گاه کلریت پُر شده است (شکل ۳-ب).

۴- سنگ‌نگاری

www.SID.ir

نسبت به HREE یکی از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های کمان آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989). این روند همچنین وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های کالک آلکانل نشان می‌دهد (Winter, 2001). بی‌هنجاری منفی مشخص Eu در سنگ‌های اسیدی بیانگر اهمیت تفریق پلاژیو کلاز در این سنگ‌هاست. به باور Wilson (1989) اگر بی‌هنجاری منفی Eu همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، تفریق پلاژیو کلاز عامل به وجود آمدن بی‌هنجاری منفی Eu است. با توجه به وجود بی‌هنجاری منفی Sr در نمودارهای عنکبوتی (شکل‌های ۵-الف و ب)، می‌توان نتیجه گرفت که تفریق پلاژیو کلاز سبب بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های اسیدی منطقه آق کند شده است.

به طور کلی با توجه به الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی با کندریت (شکل ۵-پ) می‌توان گفت که درجه پایین ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده در ناحیه فرورانشی، سبب تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های اسیدی منطقه آق کند شده است. این فرایند همراه با تفریق پلاژیو کلاز به تشکیل بی‌هنجاری منفی Eu انجامیده است.

۶- خاستگاه زمین‌ساخت-ماگمایی سنگ‌های اسیدی منطقه

بررسی الگوی عناصر کمیاب در قالب نمودارهای عنکبوتی برای گرانیتوئیدهای محیط‌های مختلف زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) بهنجار شده با مقادیر گرانیتهای پشته‌های اقیانوسی (ORG) (شکل ۶)، نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد (Post-COLG)، دارای غنی‌شدگی از LILE به همراه بی‌هنجاری منفی در HFSE هستند (شکل ۶-الف). مقایسه الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های اسیدی منطقه آق کند با الگوی عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای محیط‌های زمین‌ساختی مختلف نشان می‌دهد که سنگ‌های اسیدی این منطقه تطابق نسبی با گرانیتهای پس از برخورد و گرانیتهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) دارند؛ ولی بیشترین تطابق را با گرانیتهای پس از برخورد نشان می‌دهند (شکل ۶-الف). بر این اساس، می‌توان سنگ‌های اسیدی منطقه آق کند را مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد در نظر گرفت.

برای تعیین جایگاه زمین‌ساخت-ماگمایی توده‌های آذرین، از نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی مختلف نیز استفاده می‌شود. این نمودارها بیشتر بر پایه تغییرات عناصر کمیاب طراحی شده و در آنها از عناصر غیرمتحرک یا با تحرک کم استفاده می‌شود. در این میان، عناصر HFSE مانند Ta ، Yb ، Y ، Nb ، Zr ، Ti و P که به نسبت در سیال‌ها، غیرمتحرک و تحت شرایط دگرسانی گرمایی، هوازدهی و درجات بالای دگرگونی پایدار هستند، کاربرد بیشتری دارند. بر این اساس، برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق کند از نمودارهای Th در برابر Ta و Th/Ta در برابر Ta/Yb (Schandle and Gorton, 2002) و نمودارهای Nb در برابر Y، Rb در برابر Ta+Yb و Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce et al., 1984) استفاده شد (شکل ۷). در این نمودارها، سنگ‌های یاد شده در محدوده سنگ‌های کالک آلکانل پس از برخورد و در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

بر پایه نمودارهای (Pearce et al., 1984)، روند تغییرات نمونه‌های منطقه آق کند بیانگر تحول آنها در راستای تأثیر سیال‌های حاصل از فرورانش و مذاب‌های حاصل از منطقه فرورانش است (شکل‌های ۷-ت و ث). در مناطق برخوردی، برخورد با بالازدگی رسوبات حاشیه فعال قاره‌ای که مشرف بر گودال هستند، شروع می‌شود و رسوبات اخیر با منشورهای فزاینده رسوبی در حاشیه فعال قاره‌ای در می‌آمیزند و یک حوضه در حال فرونشینی تشکیل می‌دهند و به همراه فرایندهای کوتاه‌شدگی، سبب بالازدگی حواشی قاره‌ها می‌شوند (Murrell, 1986).

نشان‌دهنده نقش سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره فرورانده در غنی‌سازی این عناصر در ماگماست (Kuster and Harms, 1998; Ulmer, 2001). ویژگی کمان ماگمایی و غنی‌شدگی از LILE در سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشان می‌دهد که منشأ ماگماها می‌تواند مخلوطی از مواد گوشته و پوسته باشد (Miyashiro, 1977; Harris, 1986). وجود بی‌هنجاری مثبت K و Th، بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه است که از آن به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است (Harris, 1986). بی‌هنجاری منفی Nb و Ti می‌تواند به علت: ۱) فعالیت ماگمایی مرتبط با فرایندهای فرورانش (Wilson, 1989; Hongyan et al., 2009)، ۲) شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Rollinson, 1993; Nagudi et al., 2003); Lehmann and Sisson, 1996; Kuster and Harms, 1998; Dostal et al., 2001; Shang et al., 2004)، ۳) فقر این عناصر در منشأ (Wu et al., 2003) و ۴) پایداری فازهای دارای این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها در طی فرایند تفریق (Wu et al., 2003) باشد. افت نسبی این عناصر در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق کند بیانگر مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی منطقه است و ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهد (Richards, 2011). بی‌هنجاری منفی Sr می‌تواند حاصل عملکرد فرایند تبلور تفریقی کانی پلاژیو کلاز باشد. به باور Barnes et al. (2001)، تفریق پلاژیو کلاز سبب کاهش Sr و افزایش بی‌هنجاری منفی Eu در طی تبلور ماگما می‌شود. از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های اسیدی منطقه وجود بی‌هنجاری منفی P است که این ویژگی می‌تواند نشانگر جدایش آپاتیت در مراحل اولیه تفریق بلوری باشد (Fan et al., 2003). تهی‌شدگی Ti می‌تواند نشان‌دهنده تبلور بخشی اکسیدهای Fe-Ti و یا کالینوپروکسن در مراحل اولیه تفریق و فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط منشأ باشد (Edwards et al., 1994).

همانند نمودار بهنجار شده با کندریت (شکل ۵-الف)، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نیز سنگ‌های اسیدی منطقه آق کند از LILE و LREE غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-ب). دو نمودار بهنجار شده با کندریت و گوشته اولیه همانندی زیادی با هم دارند. ویژگی آشکار نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۵-ب)، بی‌هنجاری مثبت Pb برای سنگ‌های اسیدی منطقه است که می‌تواند به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلاش ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای ارتباط داشته باشد (Kamber et al., 2002). همچنین، بی‌هنجاری منفی آشکار Nb در همه نمونه‌ها دیده می‌شود که نشان‌دهنده ماگماهای مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای است و می‌تواند در اثر آلودگی پوسته و سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره فرورونده به وجود آمده باشد (Aldanmaz et al., 2000). همراه بودن بی‌هنجاری مثبت Pb و بی‌هنجاری منفی Nb، نشانه ماگماهای آتشفشانی جزایر کمانی و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1986). به طور کلی می‌توان گفت که احتمالاً ماگمای اولیه سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه در یک محیط فرورانشی تشکیل شده و در ادامه با مواد پوسته‌ای آلاش یافته است.

در الگوی عناصر کمیاب خاکی (Rare Earth Elements: REE) کندریت (Nakamura, 1974) سنگ‌های اسیدی منطقه، یک الگوی پرشیب غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی مشخص Eu و Dy نشان می‌دهند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند در ارتباط با درجه پایین ذوب بخشی و بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wilson, 1989)، وجود گارنت باقیمانده در سنگ منشأ (Zhou et al., 2012)، آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004) و تفریق بلورین باشد. درجات پایین ذوب بخشی به همراه آلودگی پوسته‌ای از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به شمار می‌روند؛ ولی به باور Sylvestre (1989) نرخ ذوب بخشی کم نمی‌تواند تنها عامل مؤثر در غنی‌شدگی LREE باشد. بالا بودن مقدار LREE

۷- پرلیت‌زایی

از دید سنگ‌شناسی، پرلیت یک سنگ آتشفشانی شیشه‌ای با ترکیب اسیدی تا حدواسط است که ۲ تا ۵ درصد آب در ترکیب خود دارد. بیشتر آب موجود در پرلیت به صورت آب مولکولی حل شده در شیشه و تنها بخش کمی از آن به صورت هیدروکسیل است. پرلیت بافت شیشه‌ای با شکستگی‌های مدور (بافت پرلیتی) دارد و همانند بیشتر شیشه‌های آتشفشانی ناپایدار است و به مرور زمان، شروع به تبلور می‌کند و خاصیت خود را از دست می‌دهد. به همین خاطر، پرلیت‌های مرغوب به دوران سنوزویک تعلق دارند. پیدایش پرلیت در ایران معمولاً به کمربندهای ریولیتی با سن تریسیری تا کواترنر محدود شده است. ذخایر مناسب پرلیت عموماً به صورت گنبدهایی با چند صد متر ارتفاع موجود هستند. گرچه پهنه‌های شیشه‌ای در جریان‌های ایگنیمبریتی و دیگر تجمعات همراه دایک‌ها و سیل‌ها نیز گزارش شده‌اند.

طبق تئوری‌های خیلی کهن، پرلیت منشأ اولیه دارد. بر پایه این تئوری‌ها، وجود ۲ تا ۵ درصد آب در پرلیت در ارتباط با انجماد سریع ماگمای اسیدی در محیط آب‌دار است. ولی امروزه تشکیل پرلیت را نتیجه آب‌گیری شیشه‌های آتشفشانی مانند اسیسیدین می‌دانند و برای پرلیت منشأ ثانویه قائل هستند (Ross and Smith, 1955; Friedman et al., 1966; Jesek and Noble, 1978). بر این اساس می‌توان گفت پرلیت در اثر آب‌گیری بعدی اسیسیدین تشکیل می‌شود. به باور Ross and Smith (1955) آب موجود در اسیسیدین از ماگما مشتق می‌شود درحالی که آب موجود در پرلیت از آب‌گیری پس از تبلور ماگما ایجاد می‌شود. به‌طور معمول پس از خروج گدازه ریولیتی و سرد شدن سریع آن، آب بخش‌های پایینی گنبدها را فرا می‌گیرد و سبب می‌شود تا این بخش‌ها که ماهیت شیشه‌ای دارند و از نوع اسیسیدین هستند، در اثر آب‌گیری به پرلیت تبدیل شوند (Ross and Smith, 1955; Fridman et al., 1966; Jesek and Noble, 1978). آب‌گیری لایه نازک اسیسیدین اولیه سبب انبساط و به دنبال آن، ترک خوردن بخش‌های دورتر می‌شود که تکرار این فرایند، سبب رشد ترک خوردگی و تشکیل پیچستون و پرلیت می‌شود (مختاری، ۱۳۷۸؛ کمالی و همکاران، ۱۳۹۰). Chesterman (1954) از مطالعه پرلیت‌های کالیفرنیا، به این نتیجه رسید که پرلیت از اسیسیدین در حضور بخار آب تشکیل شده است. وی مراحل: ۱) قرار گرفتن اسیسیدین به صورت گنبد، سیل و دایک، ۲) تبدیل اسیسیدین به برش پس از جایگزین شدن، ۳) مجاورت بخار آب با اسیسیدین و دگرسان شدن اسیسیدین به پرلیت و ۴) دگرسانی پایانی بخشی از پرلیت به رس در نتیجه آب‌گیری بیش از اندازه و گذشت زمان را به‌عنوان مراحل پرلیتی شدن اسیسیدین پیشنهاد می‌کند. زمانی که اسیسیدین حدود ۳ درصد آب جذب کند، به حد اشباع می‌رسد و این آب به صورت مولکولی در ساختمان اسیسیدین (پرلیت) قرار می‌گیرد. آب مزبور، افزون بر اینکه به عنوان کمک ذوب در نرم کردن شیشه مؤثر است، منشأ نیروی انفجاری ناشی از تبخیر در هنگام انبساط پرلیت است. مقدار آب‌گیری اسیسیدین، نسبت مستقیم با مدت زمان آب‌گیری و دمای محیط دارد.

در منطقه آق‌کند، گنبد‌های بسیار ریولیتی وجود دارد که در دامنه برخی از آنها، ذخایر پرلیتی به صورت عدسی شکل و لایه‌ای تشکیل شده‌اند. شواهد صحرایی نشان از این دارد که پرلیت‌های یاد شده روی واحدهای پامیسی درشت‌حفره قرار می‌گیرند و به سوی بالا توسط پامیس‌های ریزحفره با ستبرای محدود (تا ۲ متر) پوشیده می‌شوند. گنبد‌های ریولیتی نیز در بالاترین بخش این مجموعه دیده می‌شوند (شکل ۲- الف). به باور Flink (1983) وجود درصد بالایی از مواد فرار در ماگما‌های اسیدی سبب فوران تفرای می‌شود. پس از فوران تفرای که سبب باز شدن مجرای خروج می‌شود، بخش غنی از مواد فرار در حال بالآمدگی، به صورت پامیس‌های درشت‌حفره و پر از گاز به سطح زمین گسترش می‌یابد. این گدازه پیش از رسیدن به حالت انجماد کامل، مسافتی را طی می‌کند و همین عامل، سبب کشیدگی حفرات

موجود در گدازه می‌شود. پس از خروج پامیس‌های درشت‌حفره، نوبت خروج ماگمای اصلی می‌رسد که به دلیل سرد شدن سریع، سبب تشکیل شیشه آتشفشانی به صورت اسیسیدین می‌شود. در زمان جایگیری اسیسیدین، مواد فرار موجود در آن، به دلیل چگالی پایین به سوی بالا حرکت و در پایان سرپوش حفره‌داری را ایجاد می‌کنند. بنابراین روی پامیس‌های درشت‌حفره، لایه اسیسیدین و روی اسیسیدین، لایه نازکی از پامیس‌های ریزحفره تشکیل می‌شود. در پایان، گدازه اصلی ریولیتی با گرانروی بالا به صورت گنبد درون مجموعه یاد شده تزریق می‌شود. با توجه به شواهد صحرایی، می‌توان گفت که چگونگی تشکیل پرلیت‌ها منطقه با مدل ارائه شده توسط Flink (1983) تطابق نشان می‌دهد.

پرلیت ماده‌ای ارزشمند است و کاربردهای بسیاری در صنایع مختلف دارد. زمانی که پرلیت خام در معرض گرما قرار داده شود، منبسط می‌شود و افزایش حجم (تا ۲۰ درصد) می‌یابد. مهم‌ترین خواص پرلیت منبسط شده شامل جذب سطحی خارجی زیاد، عدم انتقال صوت، گرما و رطوبت و در برخی از محیط‌ها، مقاومت در برابر مواد شیمیایی است. از مصارف مهم پرلیت منبسط شده می‌توان به تهیه بتن سبک وزن، به‌عنوان ماده پُرکننده، تهیه عایق‌های گرمایی، صوتی و رطوبتی، مصارف کشاورزی و به‌عنوان صافی و ساینده اشاره کرد.

۸- بحث و نتیجه‌گیری

سنگ‌های اسیدی منطقه آق‌کند به صورت محصولات مختلف آتشفشانی مانند روانه‌های گدازه و گنبد تشکیل شده‌اند. بخش پایینی گنبد‌های ریولیتی و ریوداستی در مجاورت با آب‌های جوی و داغ به پرلیت تبدیل شده‌اند، در حالی که بخش‌های بالایی آنها به صورت گدازه ریولیتی با ساختار لایه‌بندی جریان‌ی است و در برخی نقاط ساختمان غده‌ای نشان می‌دهد. به باور Shelly (1993) تکرار خروج گدازه‌های غلیظ و سرد شدن سریع آنها، تفریق مواد فرار در اثر اختلاف نیروهای برشی، رگه‌رگه شدن ماگما‌های مختلط، جریان یافتن یا جوش خوردن نهشته‌های آذرآواری و فراوانی تغییرات بافتی از جمله عواملی هستند که در تولید این ساختار نقش عمده‌ای دارند. ساختار غده‌ای یاد شده در نتیجه جوشش گدازه داغ و غلیظ و سرد شدن سریع و انجماد آن به وجود آمده است (Flink, 1983). به این صورت که حباب‌ها سبب به وجود آمدن حالت جوشش در مذاب می‌شوند؛ ولی غلظت بالای گدازه ریولیتی و سرد شدن سریع مذاب بالای حباب‌ها و انجماد آنها، مانع از خروج گازها می‌شود و تجمعات غده‌ای به وجود می‌آید.

بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده، سنگ‌های اسیدی منطقه آق‌کند دارای ماهیت کالک‌آلکان هستند که این امر می‌تواند نشانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول ماگمای مادر این سنگ‌ها باشد. غنی‌شدگی از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE مانند Nb، Ta و Ti از ویژگی‌های آشکار کمان‌های ماگمایی و فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش و نشان‌دهنده نقش سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره فرورانده در غنی‌سازی این عناصر در ماگماست. وجود بی‌هنجاری‌های مثبت K، Rb، Th و Pb و بی‌هنجاری‌های منفی Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی نیز بیانگر نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه است. غنی‌شدگی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE ممکن است در ارتباط با درجات کم ذوب بخشی سنگ منشأ و آپایش ماگما به وسیله سنگ‌های پوسته‌ای باشد (Srivastava and Singh, 2004). بی‌هنجاری منفی Eu همراه با بی‌هنجاری منفی Sr می‌تواند ناشی از جدایش پلاژیو کلاز از ماگمای اسیدی در ژرفا به علت تفریق بلوری و یا باقی ماندن پلاژیو کلاز در تفال ذوب باشد (Rollinson, 1993). در نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی، سنگ‌های اسیدی منطقه آق‌کند در موقعیت گرانیت‌های پس از کوهزایی قرار می‌گیرد و الگوی نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها بیشتر با

سریعی رخ می‌دهد. به دنبال این بالازدگی و گسترش سامانه شکستگی به موازات پهنه جوش خورده، بالازدگی گرمایی نیز رخ می‌دهد. این فرایندها سبب ذوب احتمالی در اثر کاهش فشار و اتساع پوسته و گرانیته شدن پوسته ستر شده می‌شوند (Murrell, 1986). برخی از پژوهشگران مانند (Houseman et al., 1981) باور دارند که در اثر نیروی‌های کوهزایی ناشی از برخورد صفحات، گوشته سنگ کراهی زیرقاره‌ای ستر شده، از قاعده پوسته جدا (delamination) می‌شود و به درون سست کره سقوط می‌کند. این فرایند با بالاآمدگی گوشته سست کره‌ای داغ، ذوب بخشی سنگ کره زیر قاره‌ای و تشکیل ماگماهای پس از کوهزایی همراه است. جایگیری این ماگماها در پوسته، سبب ذوب بخشی پوسته و ایجاد ماگماهای اسیدی می‌شود.

با توجه به موارد یاد شده، در مجموع می‌توان گفت در مراحل پایانی پس از برخورد قاره‌ای، سنگ کره زیر قاره‌ای ستر شده البرز، از قاعده پوسته جدا و توسط گوشته داغ سست کره‌ای جایگزین می‌شود. بالاآمدگی سریع گوشته داغ سست کره‌ای در نتیجه جدایش سنگ کره زیرقاره‌ای، سبب ذوب بخشی سنگ کره زیر قاره‌ای شده و این مذاب با صعود به سطح زمین، سنگ‌های بازالتی الیگوسن موجود در منطقه مورد مطالعه را به وجود آورده است. جایگیری ماگمای بازالتی یاد شده در ترازهای بالایی پوسته قاره‌ای، موجب ذوب بخشی پوسته شده و مذاب اسیدی منطقه را به وجود آورده است.

در آتشفشان‌های اسیدی، پس از پایان فوران‌های انفجاری که به علت گرانیزی بالا و محتوای بالای مواد فرار موجود در ماگماست، معمولاً گدازه‌های بدون مواد فرار به آرامی در سطح زمین جایگزین می‌شوند که این جایگیری معمولاً با تشکیل اسیسیدین همراه است. لایه اسیسیدین در مجاورت آب، طی تبادل یونی می‌تواند به پرلیت تبدیل شود. با توجه به مصارف زیاد پرلیت در صنایع مختلف و به دلیل گسترش مناسب ذخایر پرلیت در منطقه آق کند (شمال زنجان) که تا میانه نیز ادامه دارد، امید است با انجام اکتشافات سیستماتیک، بهره‌برداری از این ذخایر در آینده رخ دهد.

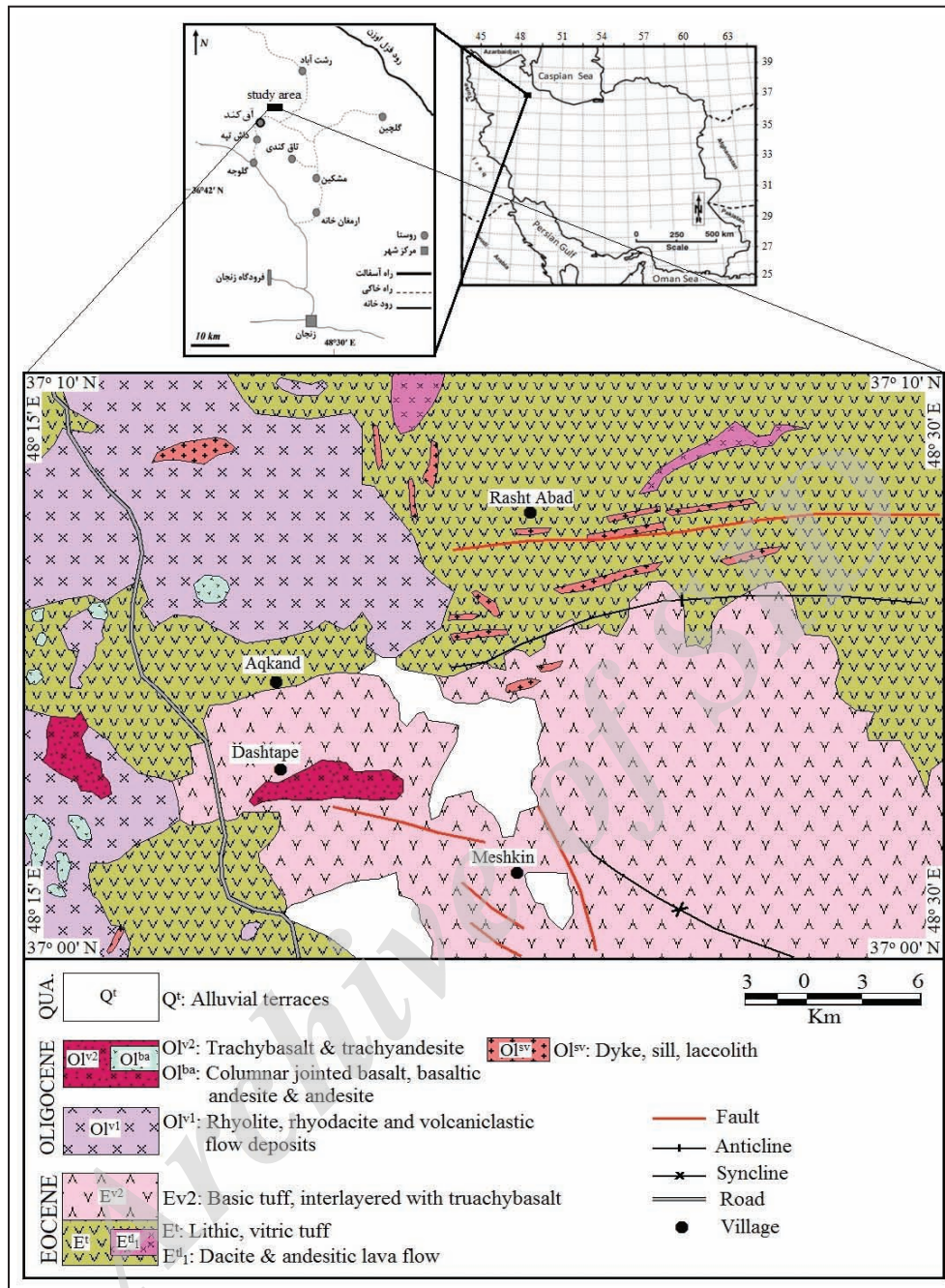
سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش، از آقای آتشنا به خاطر همراهی در انجام مطالعات صحرائی و از سردبیر و داوران فصلنامه علوم زمین به خاطر راهنمایی‌های علمی که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر گردیده است، سپاسگزاری می‌نمایند.

گرانیته‌های محیط‌های پس از برخورد شباهت دارد. افزون بر این، گدازه‌های با ترکیب بازالتی مربوط به الیگوسن نیز در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند که به باور احمدی و قربانی (۱۳۸۹) و قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) این بازالت‌ها در حوضه پشت کمانی و طی الیگوسن - میوسن تشکیل شده‌اند.

به باور (Allen et al., 2003)، واحدهای آتشفشانی - رسوبی البرز در طی فاز کششی در ائوسن آغازی تشکیل شده‌اند. همچنین (Asiabandha and Foden, 2012) یک محیط کششی پشت کمانی را برای پهنه البرز مطرح کرده‌اند و باور دارند که پس از بالا آمدن منطقه در طی رژیم فشارشی در ائوسن بالایی، فازهای پایانی آتشفشانی در البرز به صورت فعالیت‌های آتشفشانی خشکی بوده است. صدوری اسفنجانی و همکاران (۱۳۹۴) نیز با مطالعه رولیت‌های موجود در منطقه سلیمان بلاغی (جنوب هشتجین) که در شمال منطقه آق کند جای گرفته است، این سنگ‌ها را به یک محیط پس از برخوردی منتسب و جدایش سنگ کره زیرقاره‌ای ستر شده (delamination) را برای تشکیل فعالیت ماگمایی بازالتی و اسیدی الیگوسن منطقه پیشنهاد کرده‌اند. مطالعات نشان می‌دهند که رشته کوه البرز بر خلاف ارتفاع زیاد، به صورت غیرمنتظره‌ای دارای پوسته‌ای با ستبرای کم (کمتر از ۳۵ کیلومتر) است (Dehghani and Makris, 1984; Rodgers et al., 1997; Seber et al., 1997; Guest et al., 2007). این پوسته نازک غیرطبیعی برای رشته کوه البرز می‌تواند نشانگر آن باشد که پوسته روی یک گوشته سنگ کره‌ای بسیار نازک جای گرفته است. این ویژگی‌ها، با مناطقی که دارای ویژگی‌هایی مانند کشیدگی سنگ کره‌ای و نازک شدن پوسته هستند، همخوانی دارد. به بیان دیگر، البرز در هنگام کوهزایی دچار ستبر شدن پوسته‌ای شده ولی پس از پایان نیروهای زمین‌ساختی فشارشی و آغاز زمین‌ساخت کششی، پوسته دچار نازک شدن شده است (احمدی و قربانی، ۱۳۸۹). به باور (Verdte, 2009)، تداوم فرورانش با شیب کم سنگ کره اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی می‌تواند سبب جابه‌جایی جبهه فعالیت ماگمایی الیگوسن - میوسن از کمان ماگمایی ارومیه - دختر به نواحی شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز شده باشد. ولی همزمانی فعالیت ماگمایی در هر دو ناحیه و نبود ویژگی‌های کمانی (به‌ویژه تهی شدن آشکار از HFSE) در سنگ‌های آذرین نواحی شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز، قبول این فرض را مشکل می‌سازد.

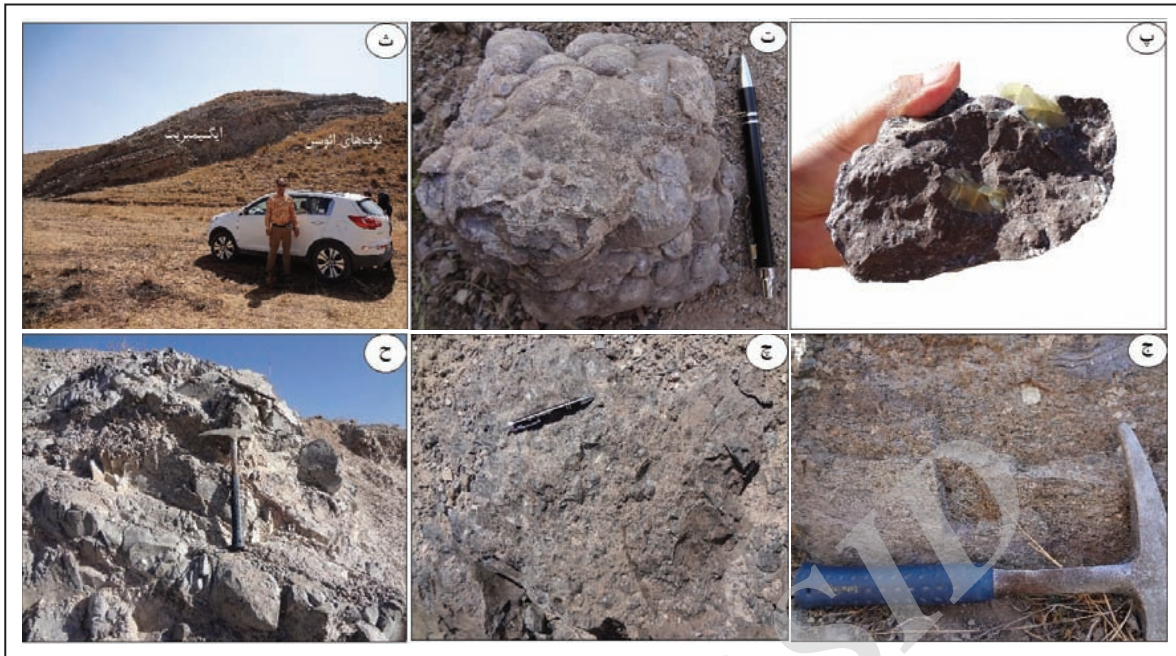
مراحل تأخیری فرایندهای کوهزایی برخوردی، شامل گرم شدن سنگ کره فرورانده سرد و ستر شدن پوسته است. طی این فرایند، بخش جلویی سنگ کره اقیانوسی فرورانده، شکسته (slab break-off) و ارتباط آن با سنگ کره فرورانده قطع می‌شود. در این حال، برای برقراری تعادل ایزوستازی در محل برخورد، بالازدگی



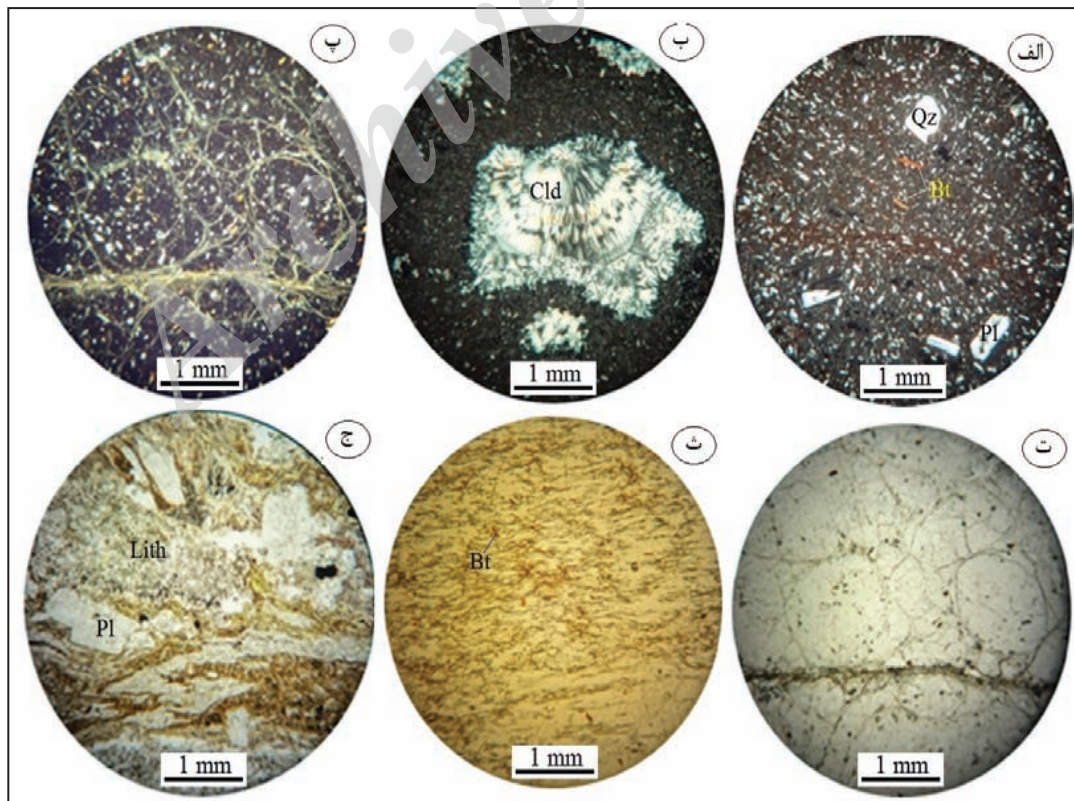
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی منطقه آق‌کند (برگرفته از فریدی و انوری (۱۳۷۹) با کمی تغییرات).



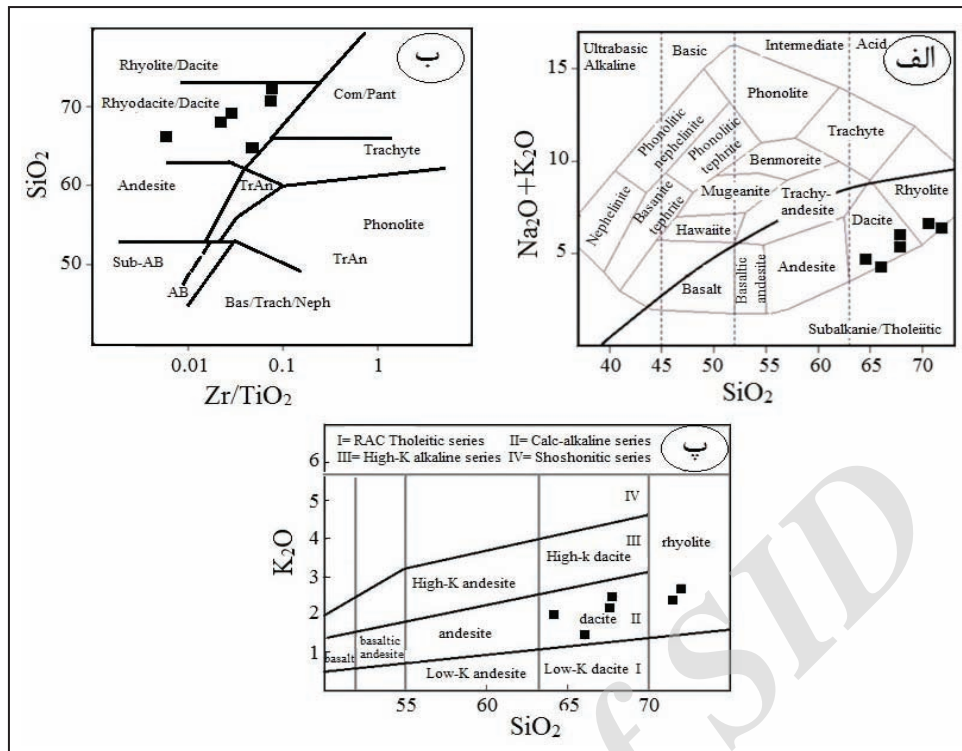
شکل ۲- دورنمایی از واحدهای آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه (دید به سوی شمال). در بخش مرکزی تصویر، گنبد ریولیتی - ریوداسیتی و معدن پرلیت دیده می‌شوند؛ (ب) نمایی از لایه‌بندی موجود در گدازه‌های ریولیتی - ریوداسیتی؛



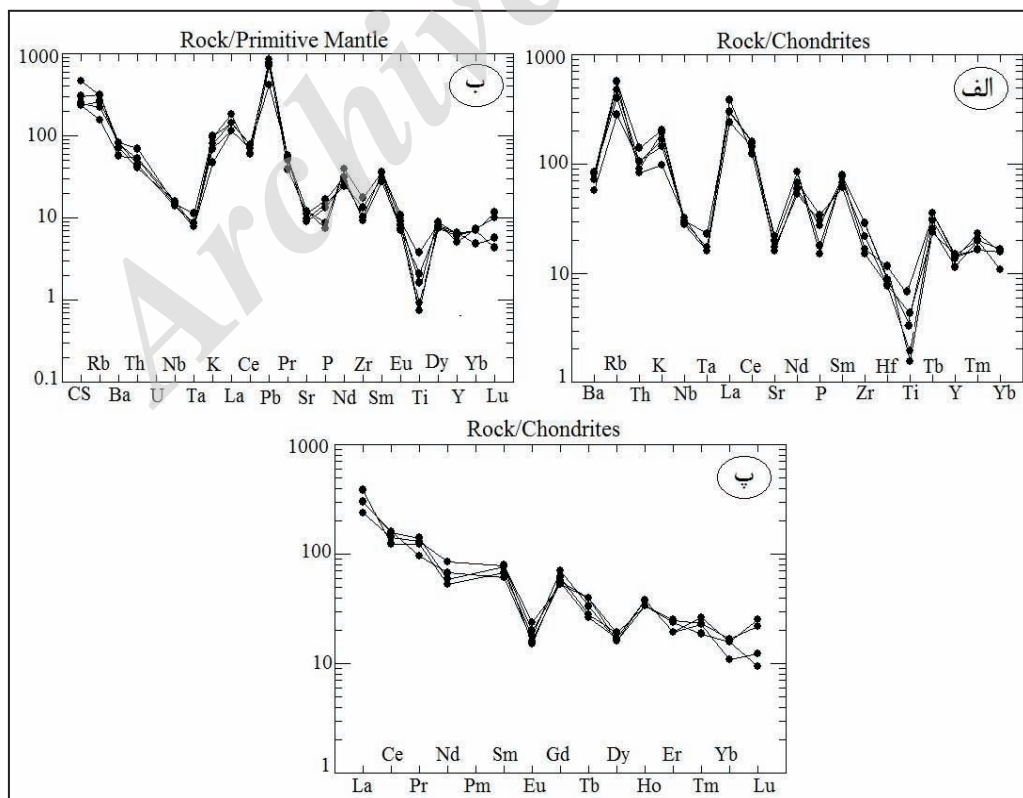
شکل ۲- (پ) نمایی نزدیک از حفرات پُر شده توسط کلسدوئن در گدازه‌های ریولیتی- ریوداسیتی؛ (ت) ساختار غده‌ای حاصل از سرد شدن سریع گدازه در حال جوشش؛ (ث) نمایی از لایه‌های ایگنیمبریتی موجود در منطقه مورد مطالعه (دید به سوی شمال خاور)؛ (ج) نمایی نزدیک از حالت جریان‌ی و قطعات سنگی جهت‌یافته موجود در ایگنیمبریت‌های منطقه؛ (ح) نماهایی نزدیک از پرلیت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه.



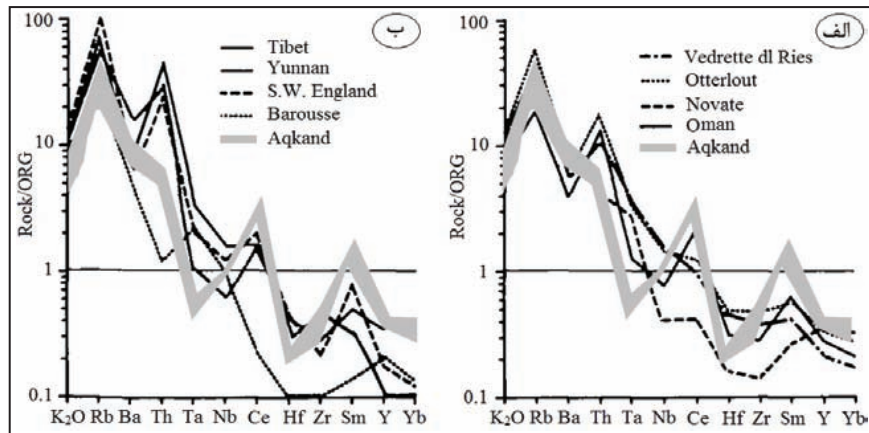
شکل ۳- (الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در زمینه میکروولیتی سنگ‌های ریولیتی- ریوداسیتی؛ (ب) رشد کلسدوئن در فضاهای خالی موجود در ریولیت‌ها؛ (پ و ت) پرلیت با ترک‌های مدور و دارای بلورهای ریز بیوتیت و فلدسپات؛ (ث) ترک‌ها و شکستگی‌های جهت‌دار در پیچستون‌ها؛ (ج) حالت جریان‌یافته موجود در ایگنیمبریت‌ها همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و قطعات لیتیک؛ تصاویر الف تا پ در نور XPL و تصاویر ت تا ج در نور PPL هستند.



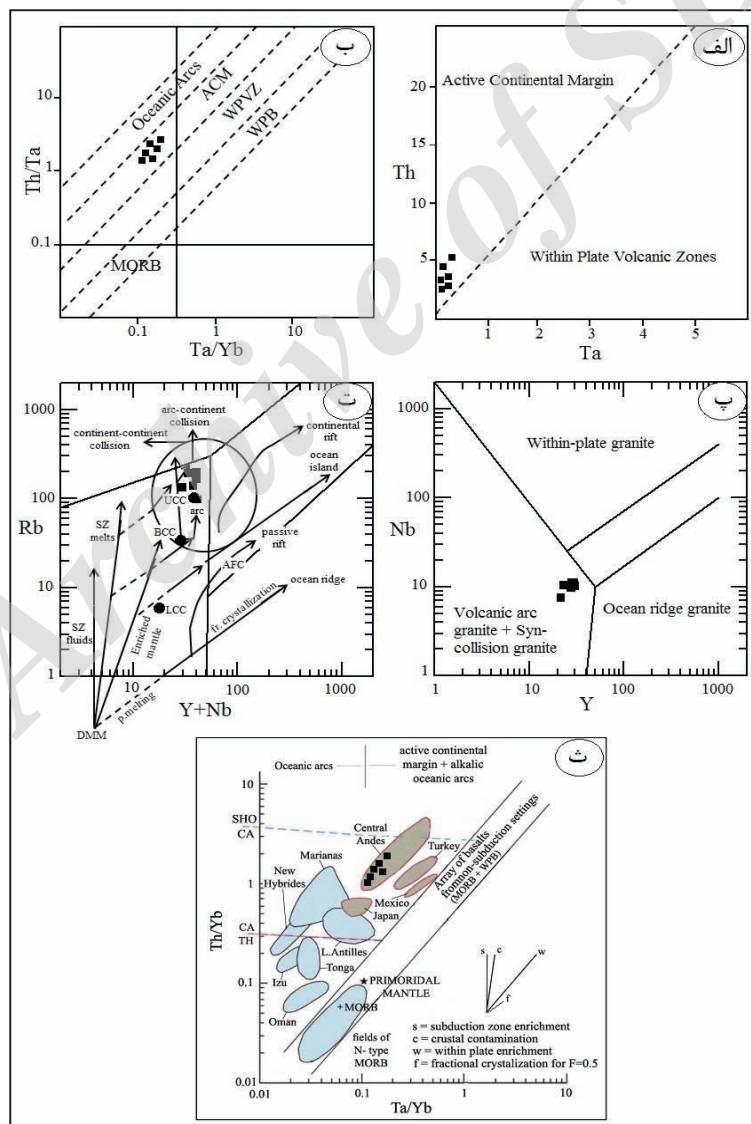
شکل ۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق‌کند در: الف) نمودار آلکالی‌ها در برابر سیلیس (Cox et al., 1979). خط متمایز کننده سنگ‌های آلکان از ساب‌آلکان از (Irvine and Baragar (1971)؛ ب) نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ پ) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989).



شکل ۵- الف و ب) نمودارهای عنکبوتی برای سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق‌کند که با الف) کندریت (Thompson, 1982) و ب) گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند؛ پ) الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق‌کند.



شکل ۶- مقایسه نمودارهای عنکبوتی عناصر ناسازگار سنگ‌های اسیدی منطقه آق کند با الگوی: الف) گرانیت‌های پس از برخورد و ب) گرانیت‌های همزمان با برخورد؛ داده‌های مربوط به گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی از (Pearce et al., 1984) گرفته شده‌اند.



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق کند روی نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی. الف و ب) نمودارهای Th در برابر Ta و Th/Ta در برابر Ta/Yb (Schandle and Gorton, 2002)؛ ج) به ترتیب نمودارهای Nb در برابر Rb، Y، Rb در برابر Ta+Yb و Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce et al., 1984).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق‌کند. مقادیر مواد فرار و اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد وزنی و دیگر عناصر بر حسب گرم در تن هستند. نمونه‌های پرلیت با نشانه ستاره مشخص شده‌اند.

Sample No.	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	Total
D.L.	0.01	0.01	----	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	----	----
*AQ-6	70.91	1	1.16	14.85	3.71	2.96	3.17	1.56	0.07	0.29	0.16	0.12	99.96
*AQ-7	67.56	1.63	2.07	16.81	3.26	2.41	2.44	2.32	0.09	0.36	0.45	0.55	99.95
AQ-12	66.1	1.72	1.69	16.8	2.91	1.41	3.24	2.48	0.1	0.19	3.24	0.12	100
AQ-14	72.08	0.63	1.79	13.64	3.49	2.83	2.9	1.34	0.06	0.32	0.2	0.68	99.96
AQ-19	65.37	2.42	3.49	15.58	2.86	1.94	3.97	2.97	0.11	0.28	0.43	0.43	99.85
AQ-21	68.41	2.76	3.66	15.43	3.31	2.09	2.37	1.52	0.1	0.16	0	0.14	99.98
	Ba	Be	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf
D.L.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
AQ-6	579.74	2.38	134.75	7.64	21.34	3.67	36.78	6.49	5.61	1.17	16.89	16.98	2.33
AQ-7	564.37	1.67	139.48	16.45	24.35	1.87	68.49	5.87	4.36	1.24	15.64	15.14	1.58
AQ-12	497.43	1.74	123.78	17.63	23.45	2.38	16.23	6.56	5.35	1.53	16.96	15.64	1.72
AQ-14	580.07	1.44	106.79	8.94	23.45	1.98	13.5	5.47	4.32	1.37	14.1	19.47	1.54
AQ-19	142.95	1.27	32.45	21.51	42.31	2.12	75.45	6.64	0.76	1.25	16.58	3.39	1.68
AQ-21	397.43	1.74	123.78	17.63	23.45	1.86	16.23	5.56	5.35	1.83	16.96	14.64	1.79
	Ho	La	Li	Lu	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sc	Sm	Sr
D.L.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05
AQ-6	2.34	97.63	24.38	0.74	10.6	37.15	15.63	29.37	15.68	196.4	26.24	15.64	189.4
AQ-7	2.65	98.67	28.67	0.42	10.23	42.34	24.61	54.64	10.78	167.34	3.89	12.34	234.65
AQ-12	2.34	78.67	31.52	0.32	11.34	53.14	29.43	60.39	14.68	198.64	24.44	15.98	256.4
AQ-14	2.64	126.41	26.21	0.86	9.87	33.14	24.48	50.22	13.86	140.61	20.33	13.76	204.8
AQ-19	0.89	18.06	21.18	0.14	7.63	19.34	16.57	8.65	4.75	134.42	32.15	2.98	196.4
AQ-21	2.34	78.67	31.52	0.32	11.34	53.14	29.43	60.39	14.68	98.64	24.44	15.98	256.4
	Ta	Tb	Th	Tm	V	Y	Yb	Zn	Zr				
D.L.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.1	0.01	0.01	0.01	0.1				
AQ-6	0.46	1.32	5.89	0.69	136.7	22.9	3.65	169.4	113.8				
AQ-7	0.35	1.23	4.38	0.68	159.4	29.78	2.38	158.34	103.7				
AQ-12	0.32	1.86	3.48	0.56	146.7	28.37	3.45	138.7	196.4				
AQ-14	0.32	1.57	3.79	0.79	130.03	27.45	3.47	143.6	149.6				
AQ-19	0.19	0.9469	1.86	0.15	231.7	21.42	0.87	19.64	206.7				
AQ-21	0.32	1.86	4.48	0.56	169.4	29.37	3.45	68.7	196.4				

کتابنگاری

احمدی، ا. ر. و قربانی، م. ر.، ۱۳۸۹- منشأ و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های ولکانیکی تشریری طالقان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۴، شماره ۱۴، صص. ۸۳ تا ۹۹.

بازرگانی گیلانی، ک. و پرچکانی، م.، ۱۳۸۹- ویژگی‌های فلززایی (متالوژنیکی) کانسار سرب و روی (مس) باریک‌آب با سنگ میزبان توف اسیدی، رشته‌کوه‌های طارم، جنوب خاور زنجان، شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۰، شماره ۷۸، صص. ۹۷ تا ۱۰۴.

خان‌محمدی، ن.، ۱۳۸۵- پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های پلوتونیک منطقه معدن ذاکر، شمال خاور زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

صدری اسفنجانی، ص.، عامل، ن. و مختاری، م. ع. ا.، ۱۳۹۴- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی شمال سلیمان‌بلاغی (جنوب باختر هشتجین، شمال زنجان) با نگرشی بر پرلیت‌زایی، مجله پترولوژی، سال ۶، شماره ۲۱، صص. ۱۳۹ تا ۱۵۶.

فریدی، م. و انوری، ه.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قاسمی سیانی، م.، ۱۳۹۳- زمان و منشأ رگه‌های اپی‌ترمال و زون‌بندی ژئوشیمیایی در منطقه گلوچه زنجان، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران.

- قاسمی، ح.، برهمند، م. و صادقیان، م.، ۱۳۹۰- گدازه‌های بازالتی الیگوسن خاور و جنوب خاور شاهرود: شاهدهی بر جایگاه پشت‌کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی. مجله پترولوژی، سال ۲، شماره ۷، صص. ۷۷ تا ۹۴.
- کمالی، ا.، مؤید، م.، جهانگیری، ا.، عامل، ن.، پیروج، ه. و عامری، ع.، ۱۳۹۰- مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی قافلان کوه میانه (شمال باختر ایران). مجله پترولوژی، سال ۲، شماره ۶، صص. ۹۷ تا ۱۱۵.
- مؤید، م.، ۱۳۸۰- بررسی پترولوژیکی نوار ولکانوپلوتونیک ترشیری البرز غربی- آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.
- مؤید، م.، ۱۳۷۰- بررسی پتروگرافی و پتروشمی سنگ‌های نوار ولکانوپلوتونیک منطقه طارم در ارتباط با ژن مس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- مختاری، م. ع.، ۱۳۷۸- بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی ولکانیک‌های لیوانلو (جنوب خاور بزقوش) با نگرشی ویژه بر پرلیت‌های منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۶۱ ص.
- مهرابی، ب.، جقانه، ن. و طالع‌فاضل، ا.، ۱۳۹۳- بررسی کانی‌سازی اپی‌ترمال سولفیداسیون متوسط آنومالی ۴ کانسار گلوچه (شمال زنجان)، بر اساس خصوصیات کانه‌نگاری، دگرسانی و ژئوشیمی سیال کانه‌ساز، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۶، صص. ۱ تا ۲۲.
- مهرابی، ب.، طالع‌فاضل، ا.، قاسمی سیانی، م. و اقبالی، م.، ۱۳۸۸- بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار رگه‌ای مس- طلا گلوچه (شمال زنجان) بر اساس شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۵، شماره ۴، صص. ۱۸۵ تا ۱۹۹.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.
- ندری، م.، ۱۳۹۰- بررسی پترولوژیکی توده کوارتزموئزونیتهی دامنه جنوبی زیرپهنه طارم، خاور زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- نظری‌نیا، ا.، ۱۳۹۰- بررسی پترولوژی توده کوارتزموئزونیتهی کوهیان در زیرپهنه طارم، شمال خاور زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103: 983-992.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102: 67-95.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology, 25(5): 659-672.
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012- Post-collisional transition from an extensional volcano-Sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. Lithos, 148: 98-111.
- Barnes, S. J., Acterberg, E., Makovicky, E. and Li, C., 2001- Proton probe results for partitioning of platinum group elements between mono-sulphide solid solution and sulphide liquid. South African Journal of Geology, 104: 337-351.
- Chesterman, C. W., 1954- Genesis of perlite. Geological Society of America Bulletin, 65(12): 1336.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks. London, Unwin Hyman, 450 p.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984- The gravity field and crustal structure of Iran. Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie Abhandlungen, 168: 215-229.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L., 2001- Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 170(1-3): 149-170.
- Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morrid, J. D., Leman, W. P. and Harmon, R. S., 1994- The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser complex, east Indonesia. Journal of Petrology, 35: 1557-1595.
- Esmaeli, M., Lotfi, M. and Nezafati, N., 2015- Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlo copper deposit, southeast Zanjan, Iran. Arabian Journal of Geosciences, 8(11): 9625-9633.
- Fan, W. M., Guo, F., Wang, Y. J. and Lin, G., 2003- Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 121(1): 115-135.
- Flink, J. H., 1983- Structure and emplacement of rhyolitic obsidian flow, Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, Northern California. Geological Society of America Bulletin, 94: 262-280.
- Friedman, L., Smite, R. L. and Long, W. D., 1966- Hydration of natural glass and formation of perlite. Geological Society of America Bulletin, 77: 323-328.
- Gill, J. B., 1981- Orogenic Andesite and plate tectonic. Springer, New York, 390 p.
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G., 2007- Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: a case for simple crustal folding. Global and Planetary Change, 58: 435-453.
- Harris, C., 1986- The petrology of lavas and associated plutonic characteristics of collision zone magmatism. In: Cowards, M. P. and Reis, A. C. (Eds), Collision tectonics. Special Publication, Geological Society of London, 19: 67-81.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmand-Zadeh, A., 1966- Geology of the Tarom District, Western Part (Zanjan area northwest Iran), Geological Survey of Iran, Report 8, 31 p.
- Hofmann, A. W., 1986- Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution. Chemical Geology, 7: 17-30.
- Hongyan, G., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong, K. and Fuyuan, W., 2009- geochemical, Sr-Nd and Zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late-Subduction. Chemical Geology, 266: 364-398.
- Houseman, G. A., Mckenzie, D. P. and Molnar, P., 1981- Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for thermal evolution of convergent belts. Journal of Geophysical Research, 86: 6115-6132.

- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jesek, P. A. and Noble, D. C., 1978- Natural hydration and ion exchange of obsidian, an electron microprobe study. *American Mineralogist*, 63: 266-273.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implication for Archean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144: 38-56.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998- Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45: 177-195.
- Lehmann, W. P. and Sisson, V. B., 1996- Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33: 645-707.
- Miyashiro, A., 1977- Nature of alkalic volcanic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 91-110.
- Murrell, S. A. F., 1986- Mechanics of tectogenesis in plate collision zone. In: Cowards, M. P. and Reis, A. C. (Eds), *Collision tectonics*. Special Publication, Geological Society of London, 19: 95-111.
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Xiaoming, L., Dong, Y., Jiang, Sh., Quadt, A. and Bernroider, M., 2014- Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184-187: 324-345.
- Nagudi, N. O., Koberl, C. H. and Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Sing granite, Uganda, and implication for its origin. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 51-59.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 755-773.
- Pearce, J. A., 1983- Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Howkesworth, C. J. and Norry, M. J., (Eds), *Continental basalt and mantle xenoliths*. Shiva, Nanwich, p. 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindel, G. A., 1984- Tarace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitoid rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Richards, J. P., 2011- High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106: 1075-1081.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.
- Rodgers, A. J., Ni, J. F. and Heam, T. M., 1997- Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the Middle East. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2): 396-413.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. London, UK, 652 p.
- Ross, C. S. and Smith, R. L., 1955- Water and other volatiles in volcanic glasses. *American Mineralogists*, 40(11-12): 1076-1089.
- Schandle, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97: 629-642.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D. and Barazangi, M., 1997- Middle East tectonics: application of geographic information system (GIS). *GSI Today*, 7(2): 1-5.
- Shang, G. K., Satir, M., Sieble, W., Nasifa, E. N., Taubuld, H., Liegeoise, J. P. and Tchoua, F. M., 2004- Geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematic: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40(1-2): 61-79.
- Shelley, D., 1993- *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. Chapman and hall, London, 445 p.
- Srivastava, R. K., Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 373-389.
- Sun, S. S. and 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 the Ocean Basins*. Special Publication (42), Geological Society of London, p. 313-345.
- Sylvestre, P. J., 1989- Post Collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261-280.
- Thompson, A. B., 1982- Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O under-saturated granitic liquids. *Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- Ulmer, P., 2001- Partial melting in the mantle wedge—the role of H₂O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127: 215-232.
- Verdle, C., 2009- *Cenozoic geology of Iran: an integrated study of extensional tectonics and related volcanism*. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London, 466 p.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 16: 325-343.
- Winter, J. D., 2001- *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 697 p.
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S. A., Lod, C. H., Yuie, T. F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3-4): 191-204.
- Zhou, L., Mab, C., and She, Z., 2012- An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. *Geoscience Frontiers*, 3(5): 635-646.

Petrology and geochemistry of the Aqkand acidic volcanic rocks and perlites, North of Zanjan

M. Ebrahimi^{1*}, H. Kouhestani¹, M. A. A. Mokhtari¹ and M. Feizi²

¹Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

²M. Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2015 August 09

Accepted: 2016 April 16

Abstract

The Aqkand area is located at 48 km north of Zanjan and is a part of the Tarom subzone within the Western Alborz-Azerbaijan structural zone. Acidic rocks exposed in this area consist of Oligocene rhyolite-rhyodacite, perlite, pitchstone and ignimbrite. Rhyolites and rhyodacites are exposed as domes and lava flows. Perlites are located at the lower parts of the rhyolitic-rhyodacitic domes. Geochemical investigations indicate calc-alkaline nature along with magmatic arc affinity for the studied rocks. These rocks are characterized by LREE-rich patterns with high LREE/HREE ratio and distinctive negative Eu anomaly. Positive anomalies of Rb, Pb and Th on the spider diagrams suggest continental crust involvement in the genesis and evolution of the parental magma. Based on tectonic setting discrimination diagrams, Aqkand acidic rocks are plotted in the post-collision tectonic setting. In overall petrographic, petrologic and geochemical evidence demonstrate that during the final stages of the continental collision, the thickened sub-continental lithosphere in the Alborz was delaminated and replaced by hot asthenospheric mantle. Rapid upwelling of hot asthenosphere gave rise to the partial melting of sub-continental lithosphere which produced the Oligocene basaltic rocks of the study area. Emplacement of basaltic magma in the upper part of the continental crust led to the partial melting of the crust and generation of the acidic magmas. Rapid cooling of acidic lavas led to the generation of glassy rocks such as obsidian which are changed to perlite in contact with meteoric and warm waters.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Perlite, Aqkand, Zanjan, Alborz-Azerbaijan.

For Persian Version see pages 99 to 110

*Corresponding author: M. Ebrahimi; E-mail: ebrahimi@znu.ac.ir