

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های ریولیتی الیگوسن، جنوب رودخانه قزل‌اوزن: ولکانیسم اسیدی پس از برخوردی

طاهره بارسا^۱، منیره خیرخواه^{۲*} و میرعلی اصغر مختاری^۳

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۲/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۰۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۰۸/۱۰

کلیدواژه‌ها:

ژئوشیمی

سنگ‌شناسی

ریولیت

الیگوسن

قزل‌اوزن

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک جنوب رودخانه قزل‌اوزن، در پهنه ماگمایی البرز باختری-آذربایجان و بخش شمالی فلات ایرانی- ترکی واقع شده‌اند. گدازه‌های اسیدی الیگوسن در شمال زنجان، ترکیب ریولیتی تا داسیتی دارند و بافت‌های هیالوپورفیریتیک تا هیالومیکرولیتیک پورفیریتیک را نشان می‌دهند. این گدازه‌ها در امتداد گسیختگی‌های اصلی منطقه بیرون ریخته‌اند. فلدسپار (سانیدین)، بیوتیت و آمفیبول (هورنبلند) درشت‌بلورهای عمده این سنگ‌ها هستند که در خمیرهای از شیشه و کانی‌های ریزبلور فلسیک (فلدسپارها و کوارتز) و مافیک (بیوتیت و آمفیبول) قرار گرفته‌اند. با مطالعات ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکال پتاسیم بالا تا شوشونیتی، در زمره سنگ‌های اسیدی متآلومین و I-Type قرار می‌گیرند. در نمودارهای عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، این نمونه‌ها الگوهای غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین از ویژگی‌های سنگ‌های کالک‌آلکال حاشیه فعال قاره‌ای است. همچنین، این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر LILE و آنومالی منفی از عناصر HFSEs (Nb, Ta, Ti) دارند که ویژگی سنگ‌های ماگمایی مربوط به محیط‌های فرورانشی Post-COLG می‌باشد. شواهد ژئوشیمیایی دلالت بر این دارند که ماگمای مادر اسیدی منطقه از ذوب‌بخشی پوسته پایینی در طی کاهش فشار و در طی کشش‌های موضعی حاصل شده است.

۱- پیش‌نوشتار

محدوده مورد مطالعه در این پژوهش، در شمال‌باختر ایران، در جنوب رودخانه قزل‌اوزن در بخش شمالی فلات ایرانی- ترکی واقع است که خود جزئی از بخش میانی کوهزاد آلپ- هیمالیا است. کوهزاد آلپ- هیمالیا یکی از مهم‌ترین رخدادهای این سیاره کهن است که ایران را به کلی تحت تأثیر قرار داده و مورفولوژی کنونی ایران را پایه‌ریزی نموده است. این کوهزاد که از برخورد صفحات عربی، هند و آفریقا به اوراسیا شکل گرفته‌است از پیرنه در اروپا تا جنوب‌خاوری آسیا را دربرمی‌گیرد. فلات ایران با تأثیر از هم‌گرایی صفحات عربی و اوراسیا، در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا، حوادث زمین‌شناختی گوناگونی را در تاریخچه خود ثبت کرده است. عامل بیشتر فعالیت‌های تکتونیکی در دوران سوم را می‌توان به برخورد صفحات عربی و ایران و در ادامه به بازشدگی ریف‌ت احمر نسبت داد که این موضوع سبب کوتاه‌شدگی، ضخیم‌شدگی و بالآمدگی پوسته در شمال‌باختر ایران و آذربایجان شده است (Jackson et al., 2002).

ساختار زمین‌شناختی منطقه آذربایجان در ایران، ویژگی‌های خاصی را دربر دارد، زیرا از مزوزوئیک تا فرورانش سنوزوئیک و متعاقب آن بسته‌شدن اقیانوس تیس، متأثر از برخورد قاره - قاره بوده است که این برخورد و همگرایی سبب تشکیل ضخامت زیاد فلات ایران شده است. فرورانش نئوتیس به زیر اوراسیا از اوایل تریاس پایانی تا الیگوسن، تقریباً ۱۷۵ میلیون سال مداومت داشته است

* نویسنده مسئول: منیره خیرخواه؛ E-mail: kheirkhah.monireh1@gmail.com

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

doi: GSJ.2021.229547.1788

dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.3.0

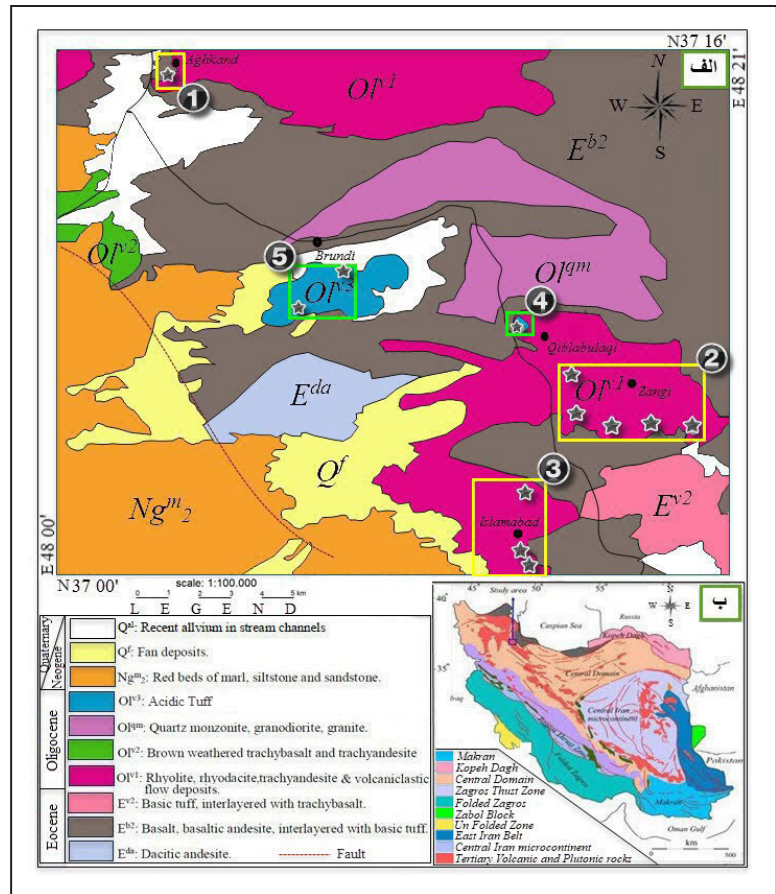


This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License
(https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

۲- زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در جنوب و جنوب‌باختری ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۷۹) و در مقیاس بزرگ‌تر بخشی از چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ بندرانزلی (Clark et al., 1975) است. این منطقه با مختصات جغرافیایی ۳۷° ۱۶' عرض شمالی و ۴۸° ۰۰' تا ۴۸° ۲۱' طول خاوری واقع شده است و در زیرپهنه طارم - هشتجین قرار گرفته‌است. از دیدگاه زمین‌ساختاری، Stocklin (1968) این منطقه بخشی از ایران مرکزی است و نبوی (۱۳۵۵) آن را جزئی از البرز باختری دانسته است و با توجه به پژوهش‌های Lescuyer and Riou (1976)، ساختار زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، مشابه زون البرز باختری آذربایجان می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی اسیدی به صورت پراکنده، در مناطق مختلفی از ایران رخمنون یافته‌اند. هرچند که اوج فعالیت‌های آتشفشانی فلات ایران در طی ائوسن بوده است، ولی استمرار فعالیت‌های آتشفشانی و حفظ تداوم آنها باعث گسترش گدازه‌های اسیدی پراکنده‌ای در طی الیگوسن شده است. در این پژوهش، دو واحد اسیدی OI^v و OI^{v3} در محدوده ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین با سن الیگوسن مورد بررسی قرار گرفته‌اند. واحد OI^v در سه ایستگاه ۱ و ۲ و واحد OI^{v3} در دو ایستگاه ۴ و ۵ بررسی شده‌اند. در شکل ۱، این نواحی در برش بخشی از نقشه ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین مشخص شده‌اند.

شکل ۱- الف) بخشی از نقشه ساده شده زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین اقتباس از فریدی و انوری (۱۳۷۹) که در آن دو واحد Ol^v و Ol^3 و محدوده‌های مطالعاتی در ۵ ایستگاه و مشخص شده است؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳).



۱-۲. واحد Ol^v

این گنبد، هم روند با ساختارهای گسله زیرپهنه طارم- هشتجین و گسل تبریز است. در واحد Ol^v ، پهنه‌های وسیعی از سنگ‌های ایگنمبریتی نیز رخنمون دارند که با ساخت نواری و در برخی نقاط به صورت نوارهای چین‌خورده دیده می‌شوند (شکل ۲- ب). در اثر سردشدگی سریع گدازه‌های اسیدی، اسیدین تشکیل شده که در مجاورت با محلول‌های دگرسان‌کننده، در بخش‌های فرونشسته و بخش‌های دامنه‌ای مخروط‌های آتشفشانی، به پرلیت تبدیل شده‌اند. رنگ پرلیت‌های تشکیل شده، خاکستری روشن است (شکل ۲- پ). همراهی نزدیک اوپال، آگات و کلسیت در ریولیت‌ها از ویژگی‌های شاخص مشاهده شده در این سنگ‌ها است. آگات‌های منطقه بیشتر به صورت ژئود در داخل سنگ و به رنگ‌های سفید، دودی و شیری هستند که اکسیدهای مختلف سبب تنوع رنگی آنها شده‌اند. عمده‌ترین رنگ مشاهده شده در آگات‌های منطقه، رنگ دودی است (شکل ۲- ت). مهم‌ترین عامل تأثیرگذار در رنگ دودی آگات‌ها عنصر منگنز است (حاج‌علیلو و وثوق، ۱۳۸۶). در این آگات‌ها ساخت‌هایی مثل ستاره‌ای، گل کلمی، رشته‌ای، شعاعی و حلقوی دیده می‌شوند.

۲-۲. واحد Ol^3

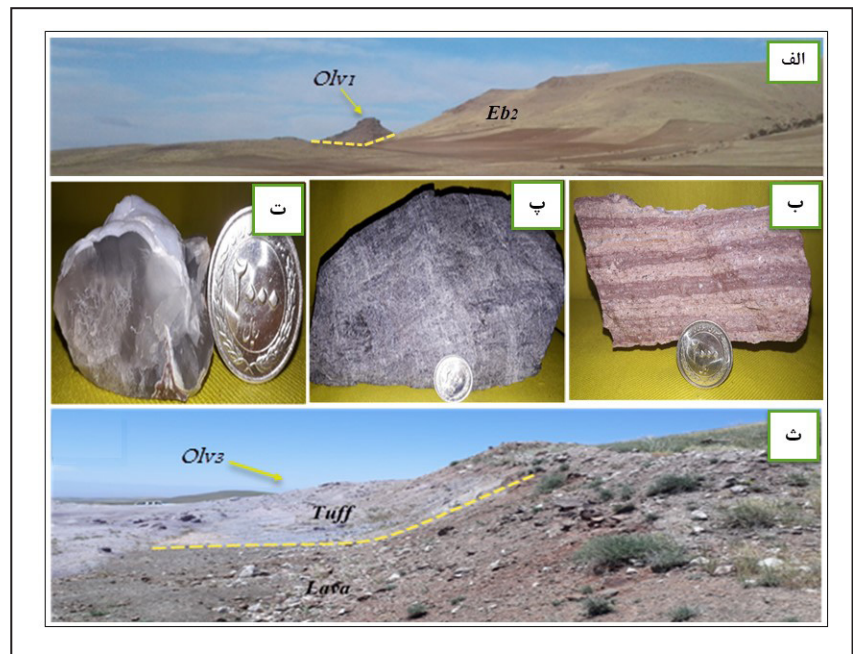
بزرگترین رخنمون این واحد سنگی در مسیر روستای چومالی به برونده واقع شده است (محدوده مطالعاتی ۵). بخش‌های کوچک‌تری از سنگ‌های این واحد نیز در شمال‌باختری روستای قبله‌بلاغی رخنمون دارند (محدوده مطالعاتی ۴) که این گنبدی اسیدی با ارتفاعی حدود ۲۰۰-۱۵۰ متر، در این منطقه مشخص هستند. با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین، قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که در منطقه رخنمون دارند واحدهای آذرآواری و آتشفشانی ائوسن است که گستره وسیعی در منطقه دارند، این مجموعه با سازند کرج در منطقه البرز مرکزی قابل مقایسه و هم‌ارز است. واحدهای سنگی ائوسن در این منطقه با سری‌های آذرآواری به صورت توالی بسیار

پس از تکاپوی آتشفشانی گسترده ائوسن، نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری الیگوسن با دگرشیبی زاویه‌دار بر روی نهشته‌های ائوسن قرار گرفته‌اند این نهشته‌ها تحت تأثیر توده‌های نفوذی الیگوسن (Ol^{qm}) قطع شده و متحمل دگرسانی گرمایی شده‌اند. یک لایه توف پوموسی سفید رنگ و کم ضخامت در قاعده ماگماتیسم الیگوسن در این منطقه قرار دارد که گاه در برخی مناطق در تناوب با گدازه‌های حدواسط با دبی منشوری در قاعده قرار گرفته‌اند. نهشته‌های نئوژن (Ng^{m2})، در بخش جنوب‌باختری منطقه گسترش داشته و شامل طبقات تخریبی و تبخیری مشتمل بر مارن، مادستون قرمز رنگ، ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از مارن‌های سبز ژپس‌دار، کنگلومرای پلی‌ژئیک خاکستری است و حاوی قطعاتی از سنگ‌های ولکانیک ائوسن و الیگوسن می‌باشد. واحد Ol^v شامل سنگ‌های تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت است این گدازه‌ها اغلب به رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز در صحرا به چشم می‌خورند و در برخی نقاط، به صورت مستقیم و با دگرشیبی زاویه‌دار بر روی توف‌های اسیدی ائوسن قرار می‌گیرند (مؤید، ۱۳۸۰). گدازه‌های واحد Ol^v (محدوده‌های مطالعاتی ۱، ۲، ۳) شامل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی (ریولیت، ریوداسیت و داسیت) و سنگ‌های آذرآواری (ایگنمبریت و توف) هستند که بر روی واحدهای ائوسن (E^1 و E^2) جای گرفته‌اند. واحد E^2 شامل تناوبی از روانه‌های بازالتی، آندزیت‌بازالتی و آندزیت با لایه‌های توف با ترکیب حدواسط تا بازیک است که در برخی از برنزدها ساخت منشوری دارد و به دلیل فرسایش نابرابر لایه‌های توف و گدازه، رخنمون نمایی پلکانی دارد و واحد E^1 توالی نازک‌لایه و بسیار منظم توف و توف برشی با ترکیب حدواسط تا بازیک است که به رنگ‌های سبز تا خاکستری تیره در منطقه دیده می‌شوند. مطالعات صحرائی در منطقه حاکی از این است که رخنمون سنگ‌های واحد Ol^v به صورت گنبدی بوده و بیشتر در رأس گنبد با ساختمانی خشن و صخره‌ساز قرار گرفته‌اند (شکل ۲- الف). روند جایگیری

نیز قابل مشاهده است (شکل ۲-ث). این سنگ‌ها انواع مختلفی از دگرسانی‌ها (سیلیسی، آرژیلی و اپیدوتی‌شدن) و آغشتگی با هیدروکسیدهای آهن را متحمل شده‌اند. این پژوهش، بر اساس مطالعات صحرایی و قرارگیری سنگ‌های این واحد بر روی توف‌های اتوسن، سن نسبی سنگ‌های واحد Ol^{v3} را اواخر اتوسن و اوایل الیگوسن تخمین زده است که مغایر با اطلاعات نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین است.

ضحیمی از توف سبز، توف سفید مشخص می‌شود (حاج‌علیلو و خاکزاد، ۱۳۸۰). بررسی‌های صحرایی این پژوهش، حاکی از آن است که واحد Ol^{v3} بیشتر از سنگ‌های آذرآواری دگرسان‌شده تشکیل شده است که شامل توالی توف‌های سفید ضخیم لایه و به شدت دگرسان‌شده با ترکیب ریولیتی هستند. در واحد Ol^{v3} بین روستاهای چومالی و برونده، انواع توف‌های اسیدی و ایگنیمبریت وجود دارند که در برخی نقاط، میان‌لایه توف و گدازه مگاپورفیر حدواسط

شکل ۲- الف) نمای کلی از واحدهای ریولیتی- ریوداستیتی که به صورت سوزنی در شمال روستای آفکند و در راستای گسل‌های منطقه رخنمون پیدا کرده‌اند (دید به سمت باختر)؛ ب) نمونه دستی از ایگنیمبریت ریولیتی با ساخت نواری؛ پ) نمایی نزدیک از پرلیت‌های منطقه در مقیاس نمونه دستی؛ ت) نمای نزدیک از نمونه آگات دودی رنگ در شمال روستای آفکند؛ ث) مرز توف اسیدی و گدازه حدواسط در واحد Ol^{v3} (دید به سمت باختر).



۴- سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه شامل دو گروه از سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری اسیدی هستند. گدازه‌ها شامل گدازه‌های اسیدی (ریولیت و ریوداستیت) تا حدواسط (آندزیت) و سنگ‌های آذرآواری شامل رسوبات ریزشی (توف و توف برش) و جریانی (ایگنیمبریت) (شکل ۲-ب) می‌باشند. بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، گدازه‌های واحد Ol^{v1} و Ol^{v3} دارای بافت‌های هیالوپورفیریک تا هیالومیکرولیتیک می‌باشند (شکل ۳-الف). همچنین، بافت‌های وزیکولار، پرلیتی (شکل ۳-ب) و اسفرولیتی نیز در گدازه‌ها دیده می‌شود.

در ایستگاه‌های ۲ و ۳ (شکل ۱-الف) سنگ‌های ریولیتی و ریوداستیتی رخنمون گسترده‌ای دارند. بافت این سنگ‌ها در نمونه دستی هیالوپورفیریک و شیشه‌ای است که در برخی نقاط، لایه‌بندی‌های نواری و جریانی خودنمایی می‌کند. این نوارها شامل تناوب لایه‌های تیره و روشن بوده و به رنگ‌های صورتی، خاکستری روشن و گواشی رنگ دیده می‌شوند. در برخی سنگ‌ها، بافت‌های وزیکولار به شکل حفراتی به اندازه‌های ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر هستند که چرخش محلول‌های گرمایی سبب پرشدن کامل و یا بخشی این حفرات با کلسدوئن و اوپال شده است. با توجه به وجود ابسیدین و پرلیت در گدازه‌های منطقه، استنباط می‌شود که سیالات دگرسان‌کننده سبب تبدیل ابسیدین به پرلیت شده‌اند. در پرلیت‌های منطقه، ترک‌های پرلیتی وجود دارد. درشت‌بلورهای فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول و آغشتگی به هیدرواکسیدهای فلزی در برخی نمونه‌های دستی قابل مشاهده هستند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، فراوان‌ترین درشت‌بلورهای موجود در سنگ‌های ریولیتی و ریوداستیتی منطقه شامل فلدسپار سانیدین و پلاژیوکلاز (بر اساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی)، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند می‌باشد. حضور هورنبلند نشانه تبلور ماگمای منطقه در حضور بخار آب است و عمق زیاد مخزن ماگمایی را در محدوده پایداری آمفیبول (فاز آبدار) نشان می‌دهد. کوارتزهای

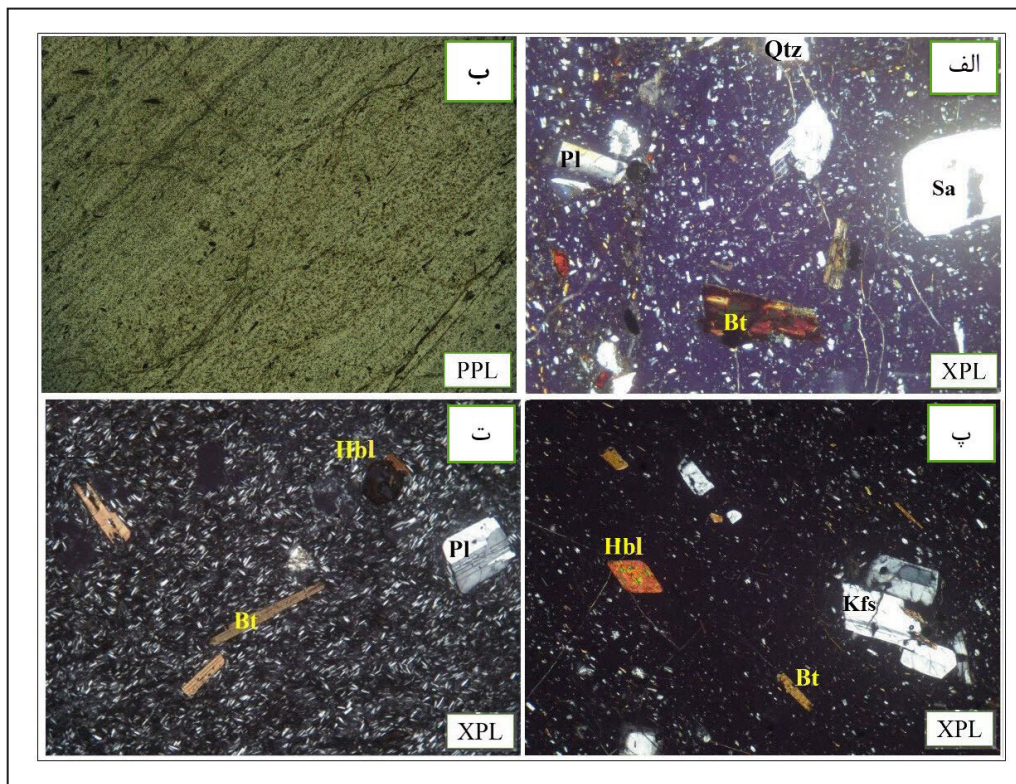
۳- روش انجام پژوهش

این پژوهش بر اساس برداشت‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و تجزیه و تحلیل داده‌ها انجام شده است. با جمع‌آوری و بررسی اطلاعات و منابع کتابخانه‌ای، اطلس‌ها و گزارشات متعدد زمین‌شناسی در خلال تعبیر و تفسیر داده‌ها، اطلاعات ارزشمندی به دست آمده است. عملیات صحرایی با نگرشی بر مطالعات پیشین، نقشه‌ها و گزارش‌های موجود، طی دو مرحله بازدید صحرایی انجام شد. تعداد ۵۰ نمونه سنگی بر مبنای تغییرات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، رنگ و بافت جهت مطالعات آزمایشگاهی برداشت شد. در خلال عملیات نمونه‌برداری، عکس‌هایی از پدیده‌های ماگمایی و رخنمون‌های سنگی مختلف تهیه شد. از نمونه‌های برداشته شده، ۴۷ مقطع نازک برای انجام مطالعات سنگ‌نگاری تهیه شد و پس از بررسی‌های میکروسکوپی، ۱۲ نمونه با کمترین دگرسانی جهت خردایش با سنگ‌شکن‌های فکی و غلطکی برای انجام آزمایش‌های شیمیایی انتخاب شدند. این آزمایش‌ها شامل آزمایش‌های اکسیدهای عناصر اصلی در آزمایشگاه شیمی‌تر، توسط دستگاه فلورسانس اشعه ایکس (XRF) مدل Magix pro و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) است که بر روی نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور صورت پذیرفت. حد تشخیص عناصر مورد تجزیه بین ۰/۱ تا ۰/۱ گرم در تن (ppm) و خطای تجزیه برای عناصر اصلی کمتر از ۱ درصد وزنی است. مقادیر LOI نمونه‌ها نیز بر اساس اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها پیش و پس از حرارت دادن (۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت) محاسبه شدند. نتایج این آزمایشات به همراه مقادیر اکسید عناصر اصلی در جدول ۱ ارائه شده است. در مرحله بعد، با ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی و تفسیر و تحلیل مطالعات آزمایشگاهی و انطباق آنها با مطالعات صحرایی و سنگ‌شناختی، تمامی اطلاعات موجود (کتابخانه‌ای، صحرایی، آزمایشگاهی) تلفیق شده و بحث و نتیجه‌گیری گردید.

پلاژیوکلازها فراوان‌ترین درشت‌بلور هستند که در دو نسل درشت‌بلور (۱ تا ۳ میلی‌متر) و میکرولیت‌های کوچک تبلور یافته‌اند. درشت‌بلورهای خودشکل هورنبلند گاه اثرات تحلیل‌یافتگی و اپاسیته‌شدن را نشان می‌دهند که می‌تواند ناشی از عدم تعادل این کانی در محیطی بی‌آب و کاهش فشار باشد. بافت غربالی، حاشیه واکنشی با خمیره و تحلیل‌یافتگی و وجود ادخال‌های شیشه در فلدسپار نشان‌دهنده عدم تعادل و یا آلایش ماگمایی در این سنگ‌ها است (شکل ۳- الف). در این سنگ‌ها برخی از درشت‌بلورهای خودشکل هورنبلند (۳ میلی‌متر) کاملاً به اکسی‌هورنبلند تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌هایی با حواشی خورده شده نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده هستند. اسفن، آپاتیت و زیرکن بعنوان کانی‌های فرعی و اکسیدهای فلزی، اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه آندزیت‌های منطقه می‌باشند.

ریزبلور در خمیره قابل مشاهده هستند (شکل ۳- پ) در برخی نمونه‌های داسیتی، پلاژیوکلازها (الیگوکلاز تا آندزین) بافت غربالی را نمایش می‌دهند و شیشه خمیره غالباً به کانی‌های فلسیک کوارتز- فلدسپار دوتریفیه شده و بافت اسفرولیتی را به وجود آورده‌اند. شیشه از لحاظ ترمودینامیکی ناپایدار است و در نهایت بازبلورش یافته و یا توسط کانی‌های دگرسانی نظیر فیلسیلیکات‌ها جانشین شده است. حضور محلول‌های غنی از مواد آلكالین، می‌تواند نرخ شیشه‌زدایی را ۴ الی ۵ برابر بیشتر نماید (Lofgren, 1971).

در واحد Ol^I گدازه‌های حدواسط (آندزیتی) با بافت‌های پورفیریتیک، هیالوپورفیریتیک تا هیالومیکرولیتیک (شکل ۳- ت) در مجاورت گدازه‌های اسیدی با پراکندگی‌های اندکی رخنمون یافته‌اند و در واحد Ol^{V3} آندزیت‌های مگاپورفیر نیز قابل مشاهده هستند. با مطالعات سنگ‌شناختی گدازه‌های حدواسط واحد Ol^I ،



شکل ۳- سنگ‌های آتشفشانی واحد Ol^I (میدان دید 4x: 4/ 95 mm): الف) بافت هیالوپورفیریک در ریولیت‌های زنگی؛ ب) افسیدین‌های درحال تبدیل به پرلیت و نمایش ترک‌های پرلیتی در شیشه پرلیتی شده زنگی؛ پ) هورنبلندهای خودشکل در گدازه‌های داسیتی زنگی؛ ت) گدازه‌های حدواسط اسلام‌آباد با بافت هیالو میکرولیتیک پورفیری (علائم اختصاری کانی‌ها از (Bucher and Frey, 1994).

۵- زمین‌شیمی

داده‌های تجزیه شیمیایی گدازه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. داده‌های ژئوشیمیایی موجود در این پژوهش مربوط به نمونه‌های محدوده‌های مطالعاتی ۲ (زنگی) و ۳ (اسلام‌آباد) از واحد Ol^I است. طبق این جدول مقدار SiO_2 در این سنگ‌ها از ۶۱/۴ تا ۷۷/۶ درصد وزنی متغیر بوده و نشان‌دهنده ویژگی اسیدی تا حدواسط نمونه‌های برداشت شده است.

بر اساس نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) که بر مبنای درصد وزنی SiO_2 در برابر مجموع درصد وزنی آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O) می‌باشد، اغلب نمونه‌ها در محدوده داسیت تا ریولیت قرار گرفته‌اند و دو نمونه از محدوده مطالعاتی ۳، در محدوده آندزیت تا داسیت واقع شده‌اند (شکل ۴- الف). در نمودار دوتایی SiO_2 در برابر مجموع آلکالین Na_2O+K_2O (Irvine and Baragar, 1971)، همه سنگ‌های آتشفشانی واحد Ol^I در گروه سنگ‌های ساب‌آلکالین قرار گرفته‌اند. در این

نمودار، مشاهده سیر تغییرات ترکیب شیمیایی در اکثر نمونه‌ها، می‌تواند نشان‌دهنده وابستگی خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن از یک منبع مشترک باشد. این منبع مشترک ممکن است یک سنگ مادر مشترک یا حجره ماگمایی مشترک تفریق یافته باشد ولی نمونه‌های حدواسط واحد Ol^I روندی متفاوت با سنگ‌های اسیدی نشان می‌دهند (شکل ۴- ب). در نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)، سنگ‌های ریولیتی تا داسیتی سرشت ماگمایی کالک‌آلکالین و سنگ‌های آندزیت-داسیتی سرشت ماگمایی کالک‌آلکالین شوشنیتی نشان می‌دهند (شکل ۴- پ). سری ماگمایی کالک‌آلکالین معمولاً ویژه مناطق کوهزایی است و در موقعیت‌های زمین‌ساختی جزایر کمائی، حاشیه فعال قاره‌ای و کمان‌های پس از برخورد مشاهده می‌شود (صدری و همکاران، ۱۳۹۴).

در نمودارهای دوتایی هارکر (Harker, 1909) (شکل ۵)، پراکندگی در برخی

همچون روتیل، زیرکن و آپاتیت از مذاب در خلال تفریق این سنگ‌ها باشد. وانادیم عنصری غیرمتحرک است و می‌تواند در پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت حضور داشته باشد (Mason and Moor, 1982). با افزایش سیلیس در سنگ‌های اسیدی، وانادیم روندی افزایشی نشان می‌دهد. این روند افزایشی در نمونه‌های اسیدی، بر خلاف روند عمومی تفریق ماگما است. میزان بالاتر عنصر وانادیم در نمونه‌های حدواسط به دلیل حضور بیشتر کانی‌های اپاک، هورنبلند و بیوتیت است. Y عنصری با ویژگی غیر فعال مشابه عناصر کمیاب خاکی است. این عنصر، در ساختمان آمفیبول شرکت می‌کند و کانی‌های فرعی اسفن و آپاتیت در فراوانی و توزیع این عنصر تأثیر بیشتری دارند. روند کاهشی ایتريوم و نسبت پایین آن در سنگ‌های اسیدی می‌تواند به سبب دگرسانی‌های گسترده در منطقه به وجود آمده باشد. عنصر ایتريم معمولاً در طی دگرسانی‌های دما بالا با عمل کرد محلول‌های هیپوزن از سیستم دگرسانی خارج می‌شود (Salvi et al., 1996). با توجه به شیب و روندهای متفاوت سنگ‌های اسیدی و حدواسط، در نمودارهای تغییرات و همچنین عدم پیوستگی در این نمودارها، می‌توان استنباط کرد که سنگ‌های اسیدی و حدواسط این منطقه از یک منشأ حاصل نشده‌اند.

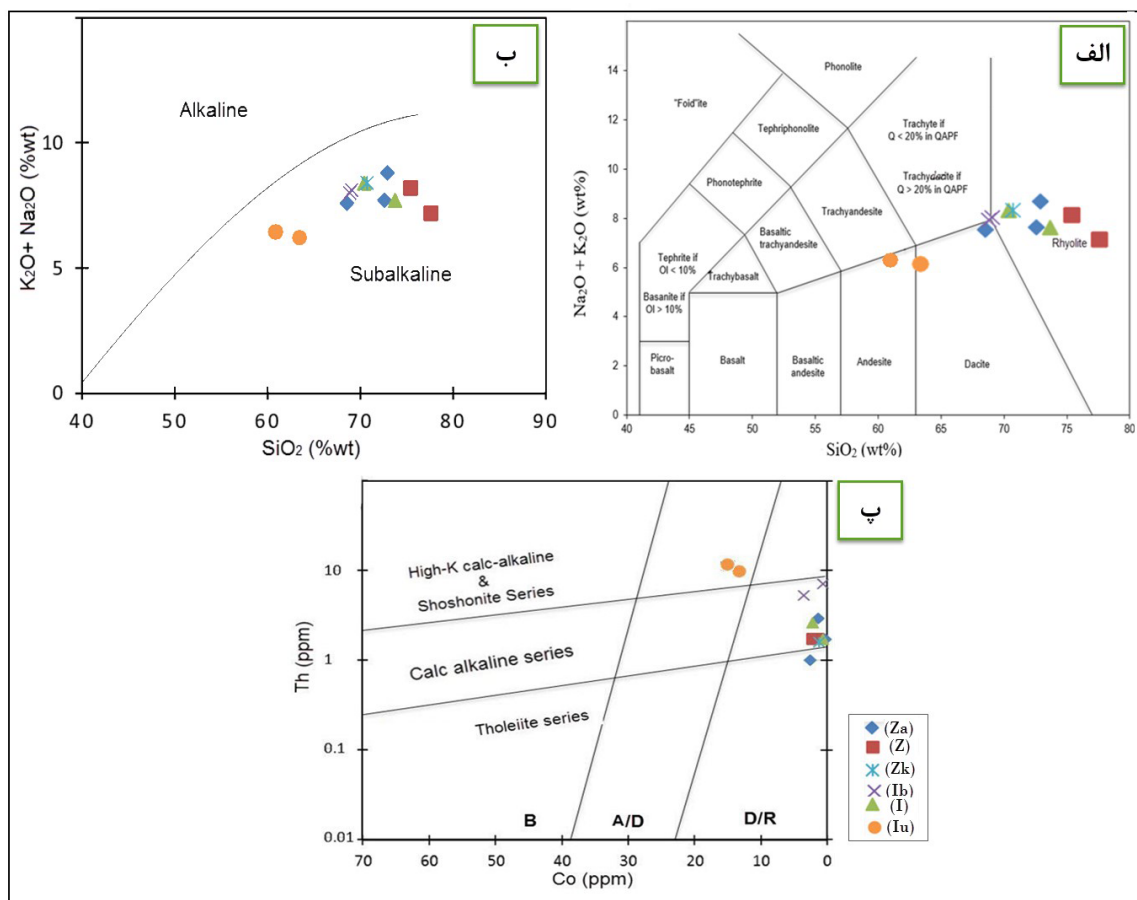
از عناصر ممکن است به دلیل آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای باشد، به همین دلیل برخی پراکندگی‌های احتمالی در نمودار تغییرات را می‌توان معلول این قضیه دانست. اگر تغییرات ترکیب شیمیایی تدریجی باشد، نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای آن سری از سنگ‌ها است و عدم پیوستگی در نمودار می‌تواند نشانگر عدم خویشاوندی سنگ‌ها باشد (Rollinson, 1993). پدیده شیشه‌زدایی می‌تواند در شیمی توده سنگ به ویژه اکسیدهای عناصر اصلی نظیر SiO_2 , H_2O , Na_2O , K_2O و Al_2O_3 و گاهی فراوانی عناصر کمیاب خاکی و عناصر فرعی نظیر Yb و Y تغییر ایجاد کند (McPhie et al., 1993). وجود پراکندگی در نمودار اکسیدهای عناصر متحرک کی چون Na_2O و K_2O ، نشان‌دهنده تأثیر آلودگی پوسته‌ای و گاه دگرسانی بر سنگ‌های منطقه است که با توجه به مطالعات سنگ‌شناختی و سایر نمودارها نیز تأیید شده است. کاهش نسبتاً سریع TiO_2 در طی تفریق سنگ‌های حدواسط، پایین بودن میزان آن در سنگ‌ها و ارتباط مثبت TiO_2 و P_2O_5 و ارتباط منفی آنها با سیلیس، از مشخصات سنگ‌های کالک آلکالن به شمار می‌رود (Gill, 1981). کاهش P_2O_5 ، V و TiO_2 از سنگ‌های حدواسط به سمت سنگ‌های اسیدی‌تر و رفتار پیچیده عناصر جزئی نامتحرک در جریان تفریق ممکن است وابسته به کاهش تفریق فازهای فرعی

جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی) و کمیاب (بر اساس ppm) سنگ‌های آتشفشانی شمال زنجان.

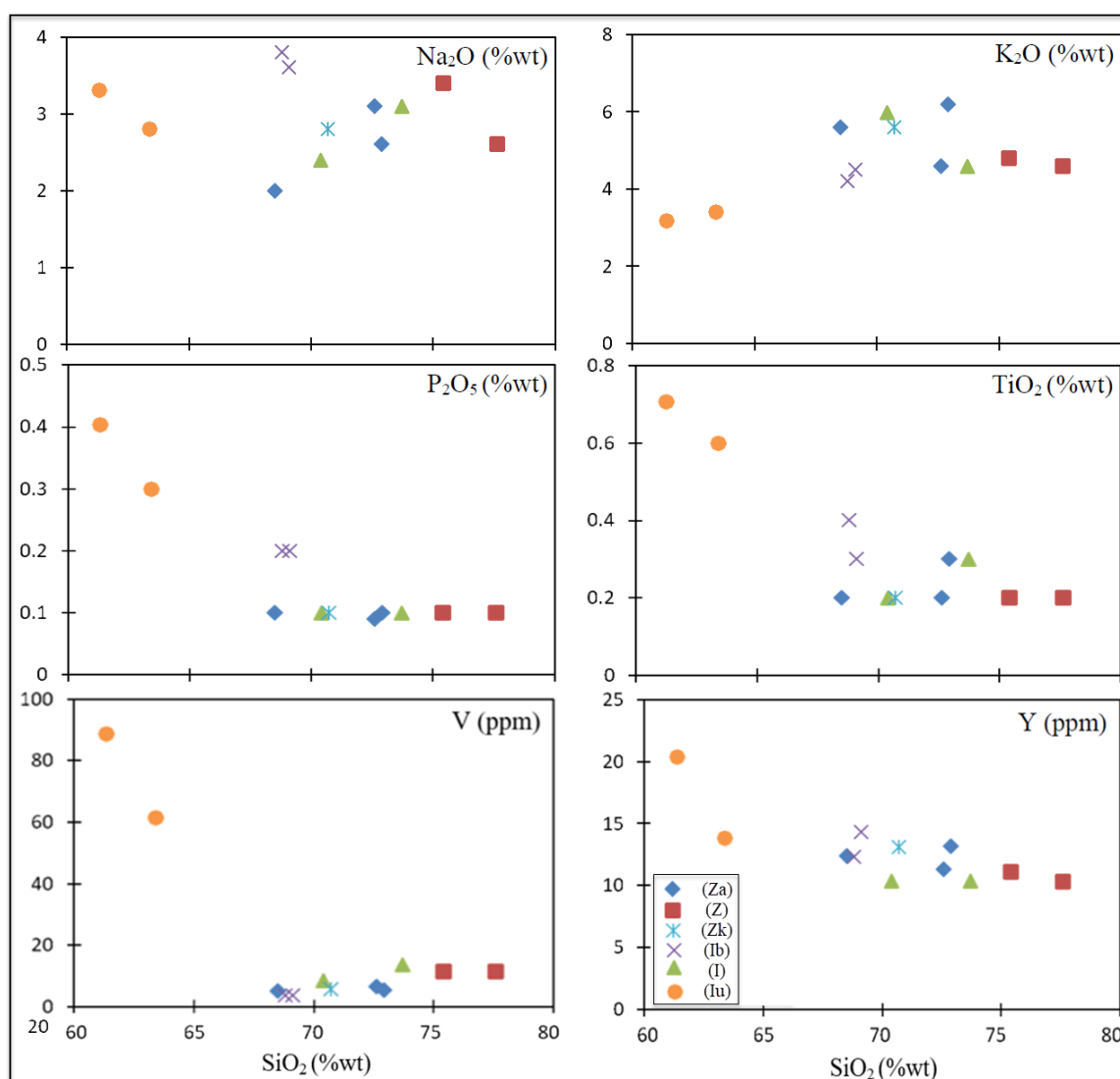
Location	Zangi	Zangi	Islam	Zangi	Zangi	Zangi	Islam	Islam	Zangi	Islam	Islam	Islam
Area	2	2	3	2	2	2	3	3	2	3	3	3
Sample NO.	Z ₁	Z ₂	I ₁₁	Za ₃	Za ₄	Zk ₆	I ₁₂	Ib ₁₃	Za ₅	Ib ₁₄	Iu ₁₅	Iu ₁₆
SiO ₂	77.6	75.4	73.7	72.9	72.8	70.7	70.4	69.1	68.9	68.8	63.4	61.4
TiO ₂	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.4	0.6	0.7
Al ₂ O ₃	10.6	12	12.5	13.5	11.9	13.5	13.2	14.5	14.3	15.2	15.2	15.2
Fe ₂ O ₃	1.4	1.3	2	1.5	1.4	1.4	1.5	3	1.5	2.9	5.5	6.3
MgO	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.4	0.5	0.6	0.4	0.9	0.9
CaO	0.4	1.3	2.2	1.5	1.9	1.6	1.7	2.9	1.9	2.7	4.4	5.2
Na ₂ O	2.6	3.4	3.1	2.6	3.2	2.8	2.5	3.6	2.6	3.8	2.8	3.3
K ₂ O	4.6	4.8	4.6	6.2	4.8	5.9	6.3	4.5	5.9	4.2	3.4	3.1
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.4
L.O.I	1	1.1	1.1	1.3	3.6	3.7	3.6	1	3.9	1.2	3.2	3.1
Total	98.6	99.7	99.9	100	100	100	99.9	98.6	99.9	99.8	99.7	99.6
Th	1.7	1.7	2.6	1.7	2.9	1.6	1.7	7.1	1	5.3	9.7	11.2
U	0.8	0.5	1	1	1	1	1	1	1	1.4	2.5	3
Ga	9.7	12.3	12.4	13.8	12.1	14.3	12.7	13.3	14	14.7	17.2	21.1
Rb	91.7	48.9	98.1	70	56.9	63	100.2	68.7	78	78.1	39.7	52.8
Ba	793	808	951	877	1249	894	504	872	832	939	902	966
Sr	186.1	218.8	290	255	238	248	196	465	215	456	476	710
La	35.8	39.3	38.3	46.4	42.3	4.8	33.8	56.1	46.3	53.7	38.3	45.7
Ce	57.1	65.6	64.7	76.4	61.8	74	52.1	89.4	73.8	86.5	72.2	78.6
Pr	4	4	4.7	4.1	4.3	4.8	3.9	6.3	3.8	6.1	5.7	7.2
Nd	13.3	15.5	15.9	18	16.9	17.7	12.8	22.9	17.8	23.4	24.7	27.5
Sm	2.2	2.3	2.6	2.9	2.4	2.9	2.3	3.7	3	3.4	4.6	5.2
Eu	0.4	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.3	0.8	0.6	0.8	0.9	1.3
Gd	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1	1.8	1.3	2.5	3.7	4.1
Tb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.4	0.6	0.8	0.4	0.5	0.9	0.9

ادامه جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی) و کمیاب (بر اساس ppm) سنگ‌های آتشفشانی شمال زنجان.

Location	Zangi	Zangi	Islam	Zangi	Zangi	Zangi	Islam	Islam	Zangi	Islam	Islam	Islam
Area	2	2	3	2	2	2	3	3	2	3	3	3
Sample NO.	Z ₁	Z ₂	I ₁₁	Za ₃	Za ₄	Zk ₆	I ₁₂	Ib ₁₃	Za ₅	Ib ₁₄	Iu ₁₅	Iu ₁₆
Dy	1.5	1.8	1.4	1.7	1.5	1.8	1.3	1.8	1.7	1.7	2	2.9
Ho	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6	0.8
Er	1.4	1.2	1	1.2	0.8	1.1	1.1	1.1	0.9	0.8	1.2	2
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
Yb	1.1	1.1	1.1	1.3	1.1	1.3	1.2	1.5	1.2	1.4	1.5	2.3
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
Hf	11.1	10.4	9.5	10.7	11.4	10.3	6.9	10.2	9	10.7	7.7	11.5
Ta	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.7	0.9	1
Nb	13.8	14.1	16.1	17.5	16.7	18.5	16.2	20.1	17.8	21.8	18.2	22.5
Y	10.3	11.1	10.4	13.2	11.3	13.1	10.4	14.3	12.4	12.3	13.8	20.5
V	11.5	11.5	13.8	5.5	6.6	5.8	8.7	19.8	5	27.9	61.5	87.7
Co	2	1.3	2.1	0.2	1.3	1.2	0.5	0.5	2.5	3.5	13.1	14.7
Ni	3.7	5.1	7	7	5.6	0.9	6.4	6.8	5.2	7.3	9.5	12.3
Pb	2.5	4	11.6	15.6	17.4	16.7	21	12.8	16.7	16.3	6.8	9.2
P	76.4	77.7	273	92	107	70	155	563	100	506	1172	1440
Ti	761.9	766	13.38	986	976	1034	1063	18.16	1044	20.38	3874	4440



شکل ۴- الف) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر اساس نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالن (Le Bas et al., 1986)؛ ب) سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر اساس نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالن (Irvine and Baragar, 1971)؛ پ) سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر اساس نمودار عناصر کمیاب Co در برابر Th (Hastie et al., 2007).

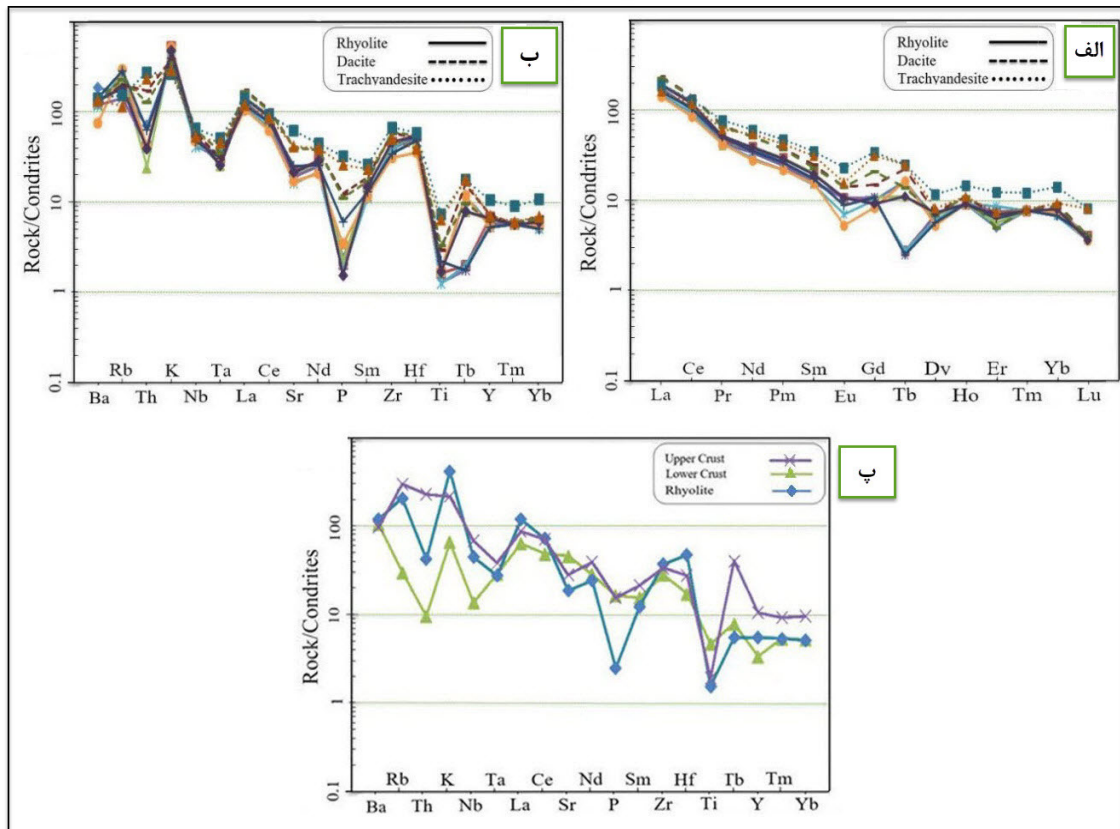


شکل ۵- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی (Na_2O , K_2O , P_2O_5 , TiO_2) و عناصر کمیاب (V, Y) در برابر SiO_2 برای سنگ‌های منطقه.

۶- الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

(Henderson, 1984). در شکل ۶- ب، مقادیر به دست آمده از آنالیز نمونه‌ها نسبت به شهاب سنگ‌های کندریتی بهنجار شده‌اند (Thompson, 1982). در این نمودار، سازگاری عناصر از چپ به راست تقریباً افزایش می‌یابد. این نمودار، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) را همراه با آنومالی منفی عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE نظیر Ta، Nb و Ti) را نشان می‌دهد. آنومالی مثبت Rb، یکی از شاخص‌های اصلی گرانیتهای هم‌زمان با تصادم و بعد از تصادم است و نشانگر این است که توده‌های مذکور در پوسته‌ی قاره‌ای با ضخامت متوسط تا زیاد جایگیری کرده و از فرآیند آلاش پوسته‌ای متأثر شده‌اند (Pearce et al., 1984). تهی‌شدگی از عناصر Ta، Nb و Ti مخصوص ماگمای فوران یافته در محیط فرورانشی است. غنی‌شدگی‌های بیش از ۱۰۰ مرتبه در عناصری نظیر Ba و Th در برخی از سنگ‌های منطقه علاوه بر تأثیرات اولیه ذوب بخشی می‌تواند ناشی از آلودگی‌های پوسته‌ای باشد. مقادیر Nb کمتر از ۷۰ ppm با زون فرورانش مرتبط است (Green, 2006). در شکل ۶- پ، همخوانی خوبی در عناصر غیر متحرک سنگ‌های اسیدی منطقه با میانگین پوسته‌ی پایینی دیده می‌شود. Th پایین در سنگ‌های اسیدی منطقه نیز هم‌خوانی این سنگ‌ها را با پوسته‌ی پایینی بیشتر کرده و می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گرفتن این سنگ‌ها از پوسته‌ی پایینی باشد.

با توجه به نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، غنی‌شدگی مشخص در عناصر کمیاب خاکی سبک یا LREE نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین یا HREE همراه با آنومالی منفی Eu به چشم می‌خورد (شکل ۶- الف) که این ویژگی از خصوصیات بارز سنگ‌های کالک‌آلکان مناطق فرورانشی حاشیه قاره‌ای است. (Zanetti et al. 1999). به نقش مؤثر فرایند فرورانش در افزایش نسبت عناصر LILE/HFSE و LREE/HREE اشاره کرده و این ویژگی را از خصوصیات مهم محیط‌های فرورانشی دانسته است. آنومالی Eu اغلب با فلدسپارها (به‌ویژه در ماگماهای فلسیک) کنترل می‌شود زیرا Eu (در حالت دوظرفیتی) در پلاژیوکلاز سازگار است، در حالی که سایر REE ها سه‌ظرفیتی و ناسازگار هستند. بنابراین جداسازی این کانی کلسیک از مذاب فلسیک چه در نتیجه تفریق بلوری و چه به سبب ذوب بخشی (که در آن فلدسپار در تفرقه باقی می‌ماند)، آنومالی منفی Eu را در مذاب ایجاد می‌کند. در مقیاس کوچک‌تر و بر خلاف نقش فلدسپارها، کانی‌های هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و گارنت ممکن است آنومالی مثبت Eu را نشان دهند. در برخی سنگ‌های منطقه، فراوانی آمفیبول منجر به کاهش بی‌هنجاری منفی Eu شده است، چرا که آمفیبول بر خلاف پلاژیوکلاز، می‌تواند بی‌هنجاری مثبت در Eu ایجاد کند



شکل ۶- الف) نمودار الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت، پیشنهادی (McDonough and Sun (1995)؛ ب) نمودار الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت پیشنهادی (Thompson (1982)؛ پ) نمودار مقایسه الگوی بهنجار شده به کندریت برای میانگین سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه با الگوی پوسته قاره‌ای بالایی و پایینی. داده‌های پوسته قاره‌ای پایینی از Weaver and Tarney (1984) و پوسته قاره‌ای بالایی از Taylor and McLennan (1981).

۷- محیط زمین‌ساختی

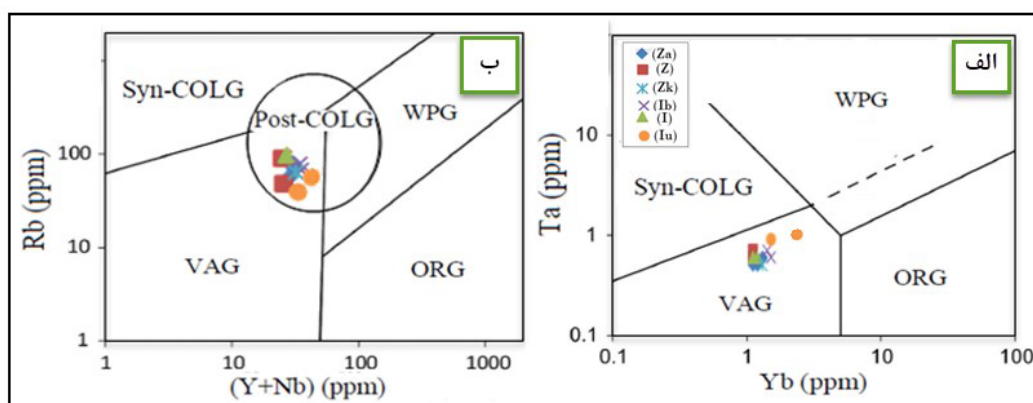
برای تعیین موقعیت تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه از نمودار ارائه شده توسط Pearce et al. (1984) استفاده شده است. بر اساس این نمودار، نمونه‌ها در محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پس از برخورد قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۷- الف و ب). در تولید و صعود ماگماهای پس از برخوردی، گسل‌های امتدادلغز و کشش‌های موضعی نقش بسزایی دارند (Kheirikhah et al., 2009; Keskin et al., 1998).

۸- منشأ سنگ‌های اسیدی منطقه

درجه‌ی اشباع مذاب از آلومینوم در تعیین منشأ ماگمای سنگ‌های آذرین از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. به عقیده Chappell and White (1974)، درجه اشباع از آلومینوم در سنگ‌ها نشانه ماهیت موادی است که از آن منشأ گرفته‌اند. این تقسیم‌بندی می‌تواند جهت تعیین نوع پوسته ذوب شده (به ویژه در گرانیت‌ها) کاربرد داشته باشد و از آنجایی که این طبقه‌بندی می‌تواند هم برای سنگ‌های درونی فلیسیک و هم در مورد گدازه‌های فلیسیک استفاده شود (Menuge et al., 2002) از این رو براساس درصد Al_2O_3 نمونه‌ها، نوع پوسته ذوب شده قابل تشخیص می‌باشد. نمونه‌های اسیدی مورد مطالعه در این نمودار از لحاظ شاخص اشباع از آلومین، ماهیت متاآلومین را نشان می‌دهند. با توجه به مطالعات سنگ‌شناختی و همخوانی کانی‌شناسی این سنگ‌ها با سنگ‌های I-Type و تطابق شیمی سنگ‌ها با محدوده متاآلومینوس نمودار (Shand (1943) و تجمع شواهد، نتیجه می‌شود که گدازه‌های اسیدی، متاآلومینوس I-Type هستند (شکل ۸- الف). جهت استنباط منشأ گدازه‌های مورد بحث از نمودار دوتایی نسبت عنصری La/Yb در برابر

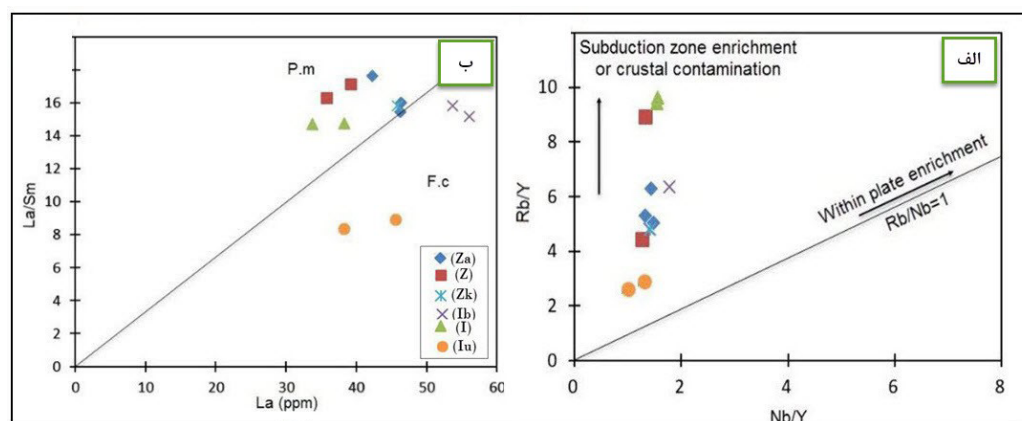
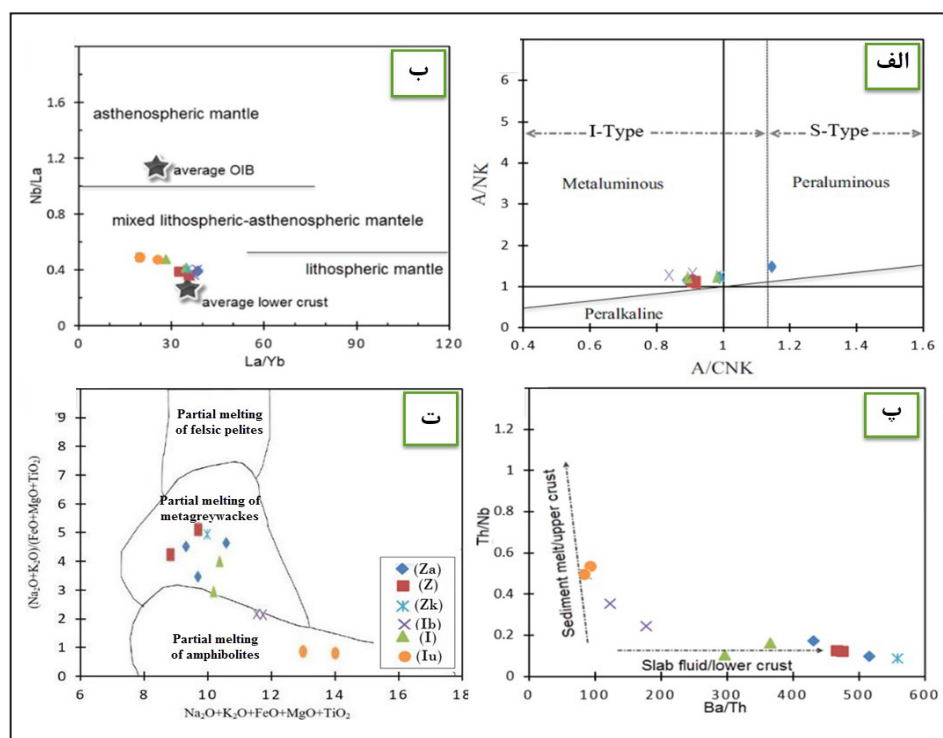
Nb/La (Smith et al., 1999) استفاده شده است. این نمودار محیط‌های پتروژنی لیتوسفر و آستنسفر را از یکدیگر متمایز می‌کند، بر پایه این نمودار گدازه‌های اسیدی منطقه نزدیک به محدوده میانگین پوسته پایینی و گوشه لیتوسفری قرار گرفته‌اند (شکل ۸- ب). برای بررسی نقش پوسته بالایی و پوسته پایینی در تحولات ماگمایی منطقه، از نمودار Th/Nb در برابر Ba/Th (Orozco-Esquivel et al., 2006) استفاده شده است. با توجه به این نمودار، تأثیر پوسته پایینی در تحولات سنگ‌های اسیدی منطقه محرز می‌شود (شکل ۸- پ). با توجه به نمودار (Patino Douce, 1996) که برای تمایز پروتولیت منشأ سنگ‌ها ارائه شده است، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های اسیدی (ریولیت‌ها)، در محدوده مذاب‌های مشتق شده از منشأ متاگربوک قرار گرفته‌اند (شکل ۸- ت).

برای تعیین نوع روند غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y (Edwards et al., 1991) استفاده شده است (شکل ۹- الف). طبق این نمودار و با توجه به تغییرات Rb در برابر Nb سنگ‌های منطقه روند حاصل از غنی‌شدگی در پهنه فرورائش یا آلاش پوسته‌ای را نشان می‌دهند و از روند غنی‌شدگی در محیط‌های درون صفحه‌ای پیروی نمی‌کنند. غنی‌شدگی در محیط‌های درون صفحه‌ای از روند خط $Rb/Nb=1$ در نمودار پیروی می‌کند (Edwards et al., 1991). بر اساس نمودار La در برابر La/Sm سنگ‌های اسیدی منطقه (نمونه‌های: Za, Z, Zk, I)، حاصل ذوب‌بخشی و سنگ‌های حدواسط (نمونه‌های: Ib و Iu) حاصل تبلور تفریقی هستند. ذوب‌بخشی گوشه لیتوسفری زیرقاره‌ای و صعود و تجمع مذاب حاصل از آن در پوسته و ایجاد حجره ماگمایی توسط این ماگما در پوسته میانه تا زیرین، باعث ذوب‌بخشی پوسته و ایجاد ماگمای اسیدی در منطقه شده است (شکل ۹- ب).



شکل ۷- نمودارهای تکتونوماگمایی جهت تمایز محیط‌های تکتونیکی سنگ‌های منطقه، بر اساس عناصر کمیاب: الف) نمودار Yb در برابر Ta (Pearce et al., 1984) نمونه‌ها در محدوده کمان ماگمایی واقع شده‌اند؛ ب) نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984) نمونه‌ها در محدوده پس از برخورد قرار گرفته‌اند.

شکل ۸- الف) موقعیت سنگ‌های اسیدی منطقه در نمودار A/NK مقابل A/CNK (Shand, 1943). مرز جداکننده گرانیتوئیدهای I و S در $A/CNK=1.1$ (Chappell and White, 1974)؛ ب) موقعیت سنگ‌های اسیدی منطقه در نمودار La/Yb در مقابل Nb/La (Smith et al., 1999). میانگین OIB از Fitton et al. (1991) و میانگین پوسته پایینی از Chen and Arculus (1995) اقتباس شده است؛ پ) موقعیت سنگ‌های اسیدی منطقه در نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb (Orozco-Esquivel et al., 2006) جهت بررسی نقش پوسته در تحولات ماگمایی گدازه‌های منطقه؛ ت) نمودار تغییرات مقابل $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ برای تعیین منشأ سنگ‌های ریولیتی و داسیتی (Patino Douce, 1996).



شکل ۹- الف) نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y برای تعیین نوع روند غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه هشتجین (Edwards et al., 1991)؛ ب) نمودار La/Sm در برابر La (Cheng et al., 2001) جهت تمایز روندهای مربوط به پدیده‌های ذوب بخشی (P.m: Partial melting) و تبلور بخشی (F.C: Fractional crystallization).

۹- نتیجه‌گیری

این ریولیت‌ها و داسیت‌ها در محدوده متاآلومینوس و I-Type قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد مطالعه، از عناصر کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین نشان می‌دهند که این مشخصه، از ویژگی‌های سنگ‌های کالک‌آلکالین حاشیه فعال قاره‌ای است. در این سنگ‌ها، در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) به ویژه Ti و P و به میزان کم تر Ta و Nb تهی‌شدگی و در عناصر K و Rb غنی‌شدگی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگمای مادر، از یک زون مرتبط با فرورانش است. ماگمای مادر گدازه‌های اسیدی این منطقه از ذوب بخشی پوسته پایینی در محدوده گوشته لیتوسفری حاصل شده است که با توجه به نمودارهای تکتونوماگمایی، به مناطق مرتبط با کمان‌های پس از تصادم نسبت داده می‌شود.

سپاسگزاری

سپاس از مسئولان محترم پژوهشکده علوم زمین و سازمان زمین‌شناسی کشور که امکانات این پژوهش را فراهم نمودند. همچنین، نویسندگان از داوران فصلنامه علوم زمین کمال تشکر را دارند.

محدوده مورد مطالعه در جنوب رودخانه قزل‌اوزن و در زون زمین‌ساختاری البرز باختری- آذربایجان و زیرپهنه طارم هشتجین قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی اسیدی الیگوسن رخنمون گسترده‌ای در شمال زنجان (واحد Ol^{v1}) دارند. نتایج به دست آمده از این پژوهش حاکی از آن است، گدازه‌های واحد Ol^{v1} در محدوده ۲ و ۳ شامل ریولیت، ریوداسیت، داسیت، ایگنمبریت و توف‌های اسیدی هستند. گدازه‌های این واحد اغلب به شکل گنبدی‌سوزنی‌شکل، با رأس خشن و صخره‌ساز و هم روند با ساختارهای گسله زیر پهنه طارم - هشتجین و گسل تبریز در منطقه برون ریخته‌اند. در این واحد، آگات‌های دودی‌رنگ با ساخت‌های گل کلمی، ستاره‌ای، شعاعی و حلقوی دیده می‌شوند که سیالات در تشکیل آنها نقش بسزایی داشته‌اند. در قاعده گدازه‌های ریولیتی، پرلیت‌هایی همراه با پامیس قرار دارند. واحد Ol^{v3} ، شامل انواع نهشته‌های آذرآواری دگرسان است که در برخی نقاط تناوبی از توف و گدازه‌های آندزیتی مگاپوریری مشخص است. براساس مطالعات سنگ‌شناختی، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه بافت‌های هیالوپورفیریتیک تا هیالومیکرولیتیک پورفیریک دارند و شامل درشت بلورهای سانیدین، بیوتیت و آمفیبول با ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند.

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- حاج علیلو، ب. و خاکزاد، ا.، ۱۳۸۰- دگرسانی هیدروترمال و کانی‌سازی‌های مرتبط با آن در منطقه هشتجین، نشریه دانشکده علوم زمین پیام‌نور تبریز شماره ۴ و ۵. <https://www.researchgate.net/publication/272019181>
- حاج علیلو، ب. و وثوق کل تپه، ب.، ۱۳۸۶- خصوصیات زمین‌شناختی و ویژگی‌های گوه‌شناسی عقیق‌های منطقه میانه در استان آذربایجان شرقی. پیک نورعلوم، سال اول، شماره چهارم. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=144566>
- صدری اسفنجانی، ص.، مختاری، م. ع. ا. و عامل، ن.، ۱۳۹۴- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی شمال سلیمان‌بلاغی (جنوب غرب هشتجین)، با نگرشی بر پرلیت‌زایی. مجله پترولوژی. ۱۵۸-۱۴۱، ۶ (۲۱). http://ijp.ui.ac.ir/article_16203.html
- فریدی، م. و انوری، ا.، ۱۳۷۹- نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش هشتجین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مؤید، م.، ۱۳۸۰- بررسی نوار ولکانو- پلوتونیک ترشیری البرز غربی- آذربایجان با نگرشی بر منطقه هشتجین، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۱۲ ص.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

References

- Bucher, K. and Frey, M., 1994- Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04914-3>.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two Contrasting Granite Types, Pac. Geology 8: 173-174. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.
- Chen, W. and Arculus, R. J., 1995- Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A. Lithos 110, p. 99-119. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)00018-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00018-6)
- Cheng, H. C., Shan, H. C., Hue, H. H., Chang, H. C. and Sun, L. C., 2001- Petrology and geochemistry of Neogene continental basalts and related rocks in northern Taiwan (III): Alkali Basalts and Tholeiites from Shiting-Yinko Area. Western Pacific earth sciences. Vol.1, No., 1. pp:19-46 http://old.gst.org.tw/WPES/database/WPES_V1_N1_P19.pdf.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzpour, G. and Jones, R. C., 1975- Explanatory text of the Banddar-e-Pahlavi quadrangle map 1:250 000, Geological Survey of Iran, Tehran. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBR GM8220055715>.
- Edwards, C., Menzies, M. and Thirlwall, M., 1991- Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. Journal of Petrology 32: 555-592. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.3.555>.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P., 1991- Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time, Journal of geophysical Research: Solid earth 96 (B8), 13693-13711, <https://doi.org/10.1029/91JB00372>.
- Gill, J. B., 1981- Orogenic andesites and plate tectonics: New York, Springer Verlag, 390 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>.
- Green, N. L., 2006- Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. Lithos 87: 23-49. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.003>.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Methuen, London. 344p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920424>.

- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007- Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the Th- Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341- 2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>.
- Henderson, P., 1984- Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Oxford, New York, US 2: 1-510. <https://www.sciencedirect.com/bookseries/developments-in-geochemistry/vol/2/suppl/C>.
- Irvine, T. N. J. and Baragar, W. R. A. F., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the south Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01588.x>.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G., 1998- Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85,355-404. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00063-8).
- Kheirkhah, M., Allen, M.B., Emami, M., 2009- Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182, 1-2,. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.026>.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- Lescuyer, J. I., Riou, R., 1976- Géologie de la région de Mianeh (Azarbaijan). Contribution de la volcanisme tertiaire de l' Iran. Thèse 3 cycle, Grenoble, 234 p. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00759449>.
- Lofgren, G. E., 1971- Spherulitic textures in glassy and crystalline rock. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5635-48. <https://doi.org/10.1029/JB076i023p05635>.
- Mason, B. J. and Moor, C. B., 1982- Principle of geochemistry, New York, pp. 344. <https://www.resolutionmineeis.us/documents/mason-moore-1982>.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- McPhee, J., Doyle, M. and Allen, R., 1993- Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, Uni. Tasmania, 198pp. <http://www.worldcat.org/oclc/30616232>.
- Menuge, J. F., Brewer, T. S. and Seeger, C. M., 2002- Petrogenesis of metaluminous A-type rhyolites from the St Francois Mountains, Missouri and the Mesoproterozoic evolution of the southern Laurentian margin. *Precambrian Research* 113(3-4): 269-291. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00211-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00211-X).
- Orozco-Esquivel, T., Pwtrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T. and Manetti, P., 2006- Geochemical variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93:149-174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.006>.
- Patino Douce, A. E., 1996- Effects of pressure and H2O content on the compositions of primary crustal melts, *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci* 87,11-21. <https://doi.org/10.1017/S026359330000643X>.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956- 983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation langmon. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Salvi, S. and Williams-Jones, A. E., 1996- The role of hydrothermal processes in concentrating high field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada., *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 1917-1932. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00071-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00071-3).
- Shand, S. J., 1943- The eruptive rocks. 2nd edition, John Wiley, New York, US. 444pp.
- Smith, E. I., Sánchez, A., Walker, J. D. and Wang, K., 1999- Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle, *J Geol* 107, p. 433-448. <https://doi.org/10.1086/314355>.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, k. 52, No.7, 1229-1258, 10 fig. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1981- The Composition and Evolution of the Continental Crust: Rare Earth Element Evidence from Sedimentary Rocks. *Developments in Precambrian Geology*, Volume 4, 1981, Pages 527-548, [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70026-4](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70026-4).
- Thompson, A. B., 1982- Dehydration melting of crustal rocks and the generation of H2O under saturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 10-1567. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.10.1567>.
- Verdel, C., B. P. Wernicke, J. Hassanzadeh, and B. Guest., 2011- A Paleogene extensional arc flare – up in Iran, *Tectonics*, 30, TC3008. <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>.
- Weaver, B. and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310: 575-57. <https://doi.org/10.1038/310575a>.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R., 1999- The Finero phlogopite- peridotite massif: an example of subduction- related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107- 122. <https://doi.org/10.1007/s004100050472>.

Original Research Paper

Petrology and geochemistry of Oligocene rhyolites lavas, from south of Qezel Ozan River: post- collision acidic volcanism

T. Parsa¹, M. Kheirhah^{2*} and M. A. A. Mokhtari³

¹ M.Sc. Student , Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanzan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 May 06

Accepted: 2021 April 28

Available online: 2021 November 01

Keywords:

Geochemistry

Petrology

Rhyolite

Oligocene

Qezel Ozan

ABSTRACT

Cenozoic acidic volcanic rocks at the south of Qezel Ozan River are located within the Western Alborz-Azarbaijan magmatic zone and northern part of the Iranian-Turkish Plateau. The Oligocene acidic lavas in north part of Zanzan show rhyolitic to dacitic composition. Hyaloporphyrific to hyalomicroclithic porphyritic textures are the main texture in these rocks. They were erupted along the main faults in this area. Feldspars, biotites and hornblendes are the major phenocrysts which are embedded in a glass matrix or micro phenocrysts of felsic and mafic minerals. By Geochemical studies it is indicated that these rocks have high-K calc-alkaline to shoshonitic nature and classified as meta-aluminous and I-type acidic rocks. In the chondrite normalized rare earth elements diagram, these rocks demonstrate LREE enrichment and high LREE/HREE ratio. Enrichment in LREE and depletion in HREE is characteristic of the calc-alkaline rocks in active continental margins. Furthermore, these rocks show enrichment in LILEs and negative anomalies of HFSEs (Ti, Nb and Ta) which is the feature of magmatic rocks associated with Post-COLG subduction zones. The geochemical evidences suggest that the parental acidic magma is resulted from partial melting of lower crust as a result of pressure reduction during the local tension mechanism.

*Corresponding author: M. Kheirhah; E-mail: kheirhah.monireh1@gmail.com

G.S. Journal. All rights reserved.

doi: GSJ.2021.229547.1788

dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.3.0



This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)