

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی جوان مناطق کوه‌سیاه و طهمورث کردستان

پرویز قادری^{۱*} و منیر مجرد^۲

۱ و ۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه

نویسنده مسئول: m.modjarrad@urmia.ac.ir*

دریافت: ۹۷/۱۰/۱۸ پذیرش: ۹۸/۳/۴

چکیده

در شمال خاوری سنندج، در پهنه‌ی ساختاری سنندج - سیرجان، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری کوه سیاه و طهمورث، رخنمون دارند. از فنوکریست‌های این سنگ‌ها می‌توان به اولیوین و کلینوپیروکسن اشاره کرد. این سنگ‌های متآلومینوس ترکیبی از بازالت، تراکی‌بازالت و بازالت هاوائیت داشته و سرشتی شوشونیتی و آلکان دارند. محیط تکتونیکی پیدایش این سنگ‌ها درون صفحه‌ای ارزیابی شده است. بر اساس مطالعات ژئوشیمی ذوب در محدوده‌ی گارنت - اسپینل لرزولیت، انجام گرفته است. این سنگ‌های بازیک، از عناصر LILE غنی‌شدگی داشته و مقادیر کمتری از عناصر HFSE داشته‌اند. عناصر LREE نیز دارای فراوانی بیش‌تری از عناصر HREE هستند. غنی‌شدگی از LREE را می‌توان به تأثیر تحولات ماگمایی (عمق زیاد و درصد ذوب بخشی کم) و محیط تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها، نسبت داد. تهی‌شدگی قابل‌توجه از HREE را می‌توان به باقی ماندن گارنت در فاز تفاله و عدم مشارکت این کانی در فرایند تولید مذاب مرتبط دانست. این آلکالی‌بازالت‌ها از نوع غنی از نیوبوم بوده و با مختصات معرفی شده برای آن‌ها از قبیل $La/Yb > 14$ ، $Sr/Y > 25$ و Rb/Sr و Yb اندک، همخوانی دارند. لیکن برای اثبات این نکته نیاز به تحقیقات ایزوتوپی وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، کواترنری، کوه سیاه، طهمورث، کردستان

مقدمه

همکاران، (۲۰۱۴). هم‌چنین رضوی و سیاره (۱۳۸۹) نیز بخشی از مناطق اطراف این ناحیه را مورد بررسی قرار داده و معلوم شده است که ابتدا مواد آذرآواری به بیرون پرتاب شده سپس دهانه تشکیل و در نهایت گدازه‌ها سرازیر شده‌اند. آرایش ماگمایی و نیز رژیم کششی حاکم بر منطقه از دیگر نتایج این تحقیق بوده است (رضوی و سیاره، ۱۳۸۰).

آسیابان‌ها و همکاران (۲۰۱۸) برای خروجی‌های این ناحیه از عبارت سرزمین آتشفشانی شمال قروه استفاده نموده که شامل مخروط‌های اسکوری پلیستوسن است که از نظر شدت با فعالیت‌های آتشفشان‌های استروبولی و هاوایی قابل مقایسه بوده است. از نظر ایشان ماگمای مولد دچار متاسوماتیسم گوشته‌ای شده و برونزد سنگ‌های آلکان درون سنگ‌های دگرگونی بیانگر گسست تختال اقیانوسی فرورو و فعالیت مجدد همرفتی در مرز لیتوسفر- استنوسفر در مقیاس محدود می‌باشد (آسیابانها و همکاران، ۲۰۱۸). باجلان و شریفی (۱۳۹۳) ماگمای آلکان قروه را از منشاء گوشته غنی شده ارزیابی کرده که از زیر لیتوسفر قاره ای نشأت گرفته و با آن

بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های خروجی منطقه کوه سیاه و طهمورث در نزدیکی قروه هدف این مطالعه بوده است. این آتشفشان‌ها در امتداد خطی با جهت شمال‌باختری - جنوب‌خاوری قرار گرفته و با راندگی بزرگ زاگرس در حدود ۱۰۰ کیلومتر فاصله دارند. معین وزیری (۱۳۶۴)، به مطالعه آتشفشان‌های جوان منطقه تکاب و قروه پرداخته و سن این آتشفشان‌ها را به میوسن فوقانی تا پلیستوسن نسبت داده است. زاهدی (۱۳۶۹)، به گدازه‌های جوان از نوع بازالت اولیوین‌دار اشاره دارد که در چندین جا سنگ‌های رسوبی به سن پلیوسن را پوشانیده است. معین‌وزیری (۱۳۷۷) ضمن مطالعه آتشفشان‌های جوان منطقه در جنوب خاور بیجار، آتشفشان‌های طهمورث و ندری را آتشفشان‌های بازالتی با مخروط اسکوری بیان نمود. مطالعات جدیدتر در مناطق اطراف قروه بازالت‌هایی از نوع فرورانشی را که در زمان فرورانش ورقه عربی به زیر ورقه ایران تشکیل شده را به سن کواترنری معرفی نموده‌اند که از نوع درون صفحه‌ای نبوده و با آداکیت‌ها همراهند (عزیزی و

ناحیه سنگ‌های وابسته به کرتاسه، اولیگوسن، میوسن و کواترنر دیده می‌شود. واحدهای کرتاسه شامل اسلیت، اسپیلیت و توف است (فنودی و سیاره، ۱۳۸۳). سنگ‌های اولیگوسن شامل تناوبی از ماسه‌سنگ و کنگلومرا هستند. سنگ‌های میوسن هم تناوبی از ماسه‌سنگ، آهک، گچ و کنگلومرا همراه با میان‌لایه‌های مارن می‌باشند که در برخی مناطق سنگ‌های آتشفشانی میان مارن‌ها رخمون دارند. پلیوسن شامل مارن، توف، کنگلومرا و آهک و کواترنر نیز شامل پادگانه‌های آبرفتی کهن، تراورتن، پادگانه‌های آبرفتی جوان، مخروط‌افکنه و آبرفت بستر رودخانه می‌باشد. واحدهای مارنی - تخریبی پلیوسن و کواترنری بخش‌های دیگری از زمین‌های منطقه را پوشانیده‌اند (فنودی و سیاره، ۱۳۸۳). این واحدهای سنگی در نقشه‌ی زمین‌شناسی خلاصه شده‌ی منطقه نشان داده شده است (شکل ۱). فعالیت‌های ولکانیکی به شکل گدازه‌های آندزیتی - بازالتی طی دو مرحله موجب پدیدار شدن این سنگ‌ها در امتداد شمال باختر - جنوب خاور، ولکانیک‌های قروه - تکاب شده‌اند. در مرحله نخست پرتاب مواد آذرآواری، سبب ایجاد مخروط آتشفشانی و تشکیل دهانه شده و در مرحله‌ی بعد گدازه‌ی آتشفشانی بیرون ریخته است گسل‌های متعددی با سازوکارهای گوناگون در منطقه عمل نموده‌اند. که سبب خروج ماگمای بازالتی در میوسن شده است. گسل‌های عمیق دیگری نیز در اطراف مناطق کوه‌سیاه و طهمورث قرار دارند که سبب بالا آمدن ماگمای بازالتی در منطقه گشته‌اند.

ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه

آتشفشان‌های مناطق مورد مطالعه دارای امتداد شمال باختری - جنوب خاوری هستند. این آتشفشان‌های بازیک با مخروط‌های کم ارتفاع از اسکوری تشکیل شده و حداکثر ۵۰ متر ارتفاع دارند و گدازه آن‌ها به علت گرانی کمی توانسته‌اند، کیلومترها بر روی دشت‌های مجاور جریان یابند (شکل‌های ۲، ۳، ۴ و ۵). سنگ‌های ماگمایی کواترنری بیانگر آخرین تظاهرات ماگمایی منطقه هستند. این استراتوولکان‌ها طی فازهای متناوب گدازه‌ای، انفجاری و با انباشته شدن مواد خروجی به روی هم به وجود آمده‌اند و در حال حاضر در مرحله گوگردزایی و فومرولی به سر می‌برند (معین وزیری،

آلایش یافته است. لیکن شیخ ذکریایی و همکاران (۱۳۹۳) که بر روی آتشفشانی قرینه در قزلچه کند قروه تحقیق کرده‌اند نقش پوسته میانی و پائینی را در آلایش ماگما بیش‌تر از لیتوسفر زیر قاره‌ای دانسته‌اند. لاواهای کواترنری کردستان بطور کلی توسط محققین دیگری نظیر آلن و همکاران (۲۰۱۳) نیز بررسی شده و از نظر نسبت‌های ایزوتوپی نئودیمیم و استرانسیم این ماگماها قایل قیاس با آلکالی بازالت‌های کواترنری مرز ایران - ترکیه ارزیابی شده که در همان زون تصادمی ولی با منبع تهی شده تر از آن تشکیل شده‌اند. ترکیان و صالحی (۱۳۹۳) نیز برای بازالت‌های این منطقه منشاء گوشته لیتوسفریک غنی شده در نتیجه عملکرد سیالات فرورانشی در یک محیط کششی پس از برخوردی را در نظر گرفته‌اند.

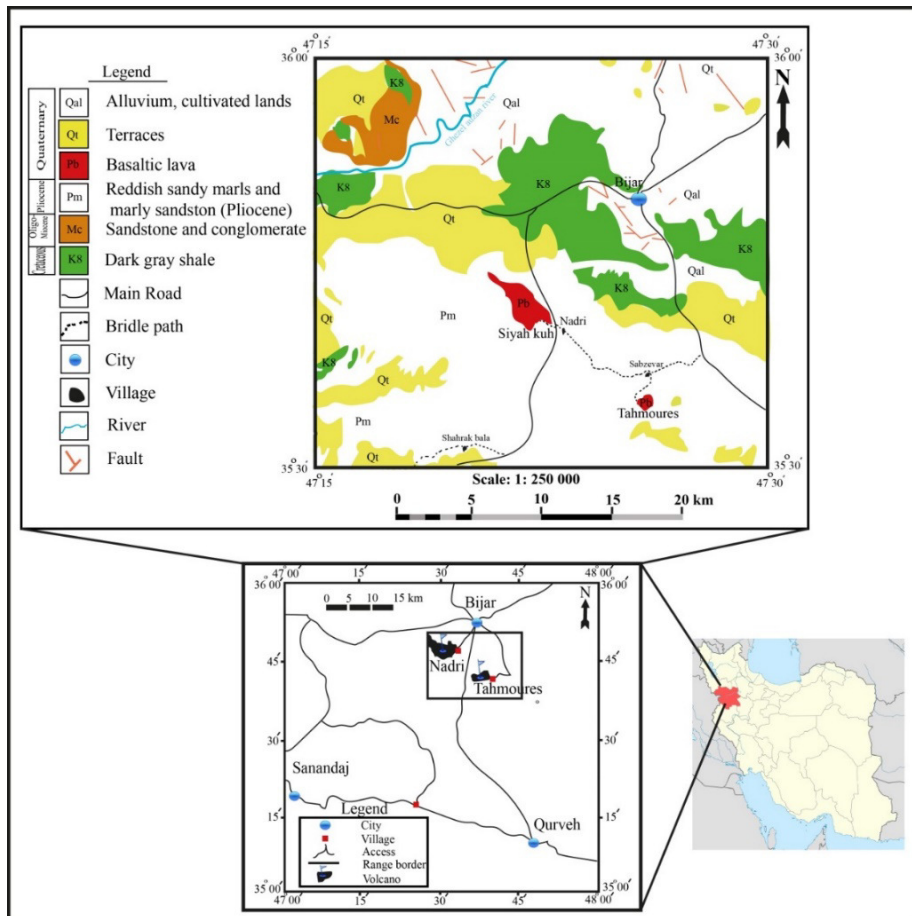
بازالت‌های غنی از نئوبوم در حواشی فعال قاره‌ای نظیر کالدونیای نو (مفری و همکاران، ۱۹۹۶)، گینه نو (دالویتر و همکاران، ۱۹۶۶) و ... دیده شده است. طبق تعریف (ریگان و گیل، ۱۹۸۹؛ پولات و کریک، ۲۰۰۱؛ کاستیلو، ۲۰۰۸ و هاستای، ۲۰۱۱) چنین بازالت‌هایی واجد نئوبوم بیش از ۱۸ ppm، نسبت استرانسیم به ایتیریم بیش از ۲۵ برابر، لانتانیم به ایتیریم بیش از ۱۴ برابر و مقادیر اندک روبیدیم به استرانسیم و محتوای اندک ایتیریم می‌باشند.

زمین‌شناسی منطقه

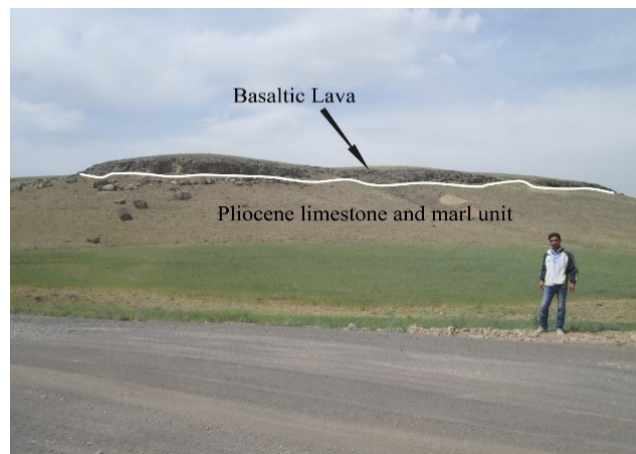
آتشفشان‌های جوان کوه‌سیاه و طهمورث، در جنوب شهرستان بیجار، واقع در استان کردستان، با مختصات جغرافیایی $۲۸^{\circ} ۴۷'$ طول شرقی و $۳۵^{\circ} ۴۶'$ عرض شمالی (کوه‌سیاه) و $۳۷^{\circ} ۳۷'$ طول شرقی و $۳۵^{\circ} ۴۱'$ عرض شمالی (طهمورث) قرار دارند. راه‌های دستیابی به منطقه جاده آسفالتی بیجار - قروه و بیجار سنندج است (شکل ۱). هر دو این آتشفشان‌ها (به سن کواترنری) بر روی واحدهای آهکی و مارنی پلیوسن قرار گرفته‌اند و از لحاظ تقسیم‌بندی‌های زون‌های زمین‌ساختاری ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸ و بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) جزء پهنه‌ی ساختاری سنندج - سیرجان می‌باشند. از نظر چینه‌شناسی، قدیمی‌ترین سنگ‌های مشاهده شده در منطقه اسلیت، شیل و ولکانیک‌های کرتاسه هستند و واحدهای سنگی جوان‌تر (بیش‌تر سنگ‌آهک‌های میوسن) با یک پی کنگلومرایی بر روی آن‌ها قرار گرفته‌اند. در این

که گدازه آن در حدود ۱۳ کیلومترمربع وسعت دارد. این آتشفشان در ۱۵ کیلومتری جنوب باختری بیجار واقع شده است. مخروط این آتشفشان بازالتی و از اسکوری تشکیل شده و شامل تناوبی از اسکوری، گدازه و مواد آذرآواری می‌باشد.

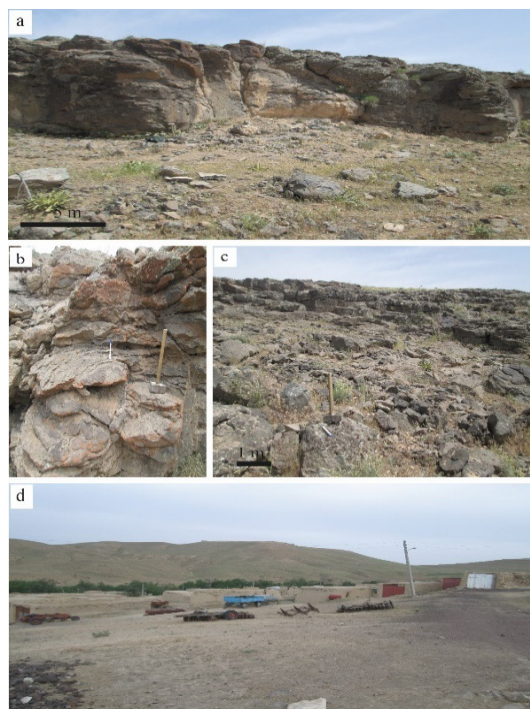
(۱۳۶۴). گدازه‌های بازالتی آلکالن کواترنری طی فاز کششی توانسته‌اند از طریق شکستگی‌های عمده که در بیشتر حالات روند خطی دارند و ارتباط آن‌ها با گسل‌های اصلی مشخص است، به سطح زمین برسند. آتشفشان کوه‌سیاه یک آتشفشان بازالتی است (شکل ۴)



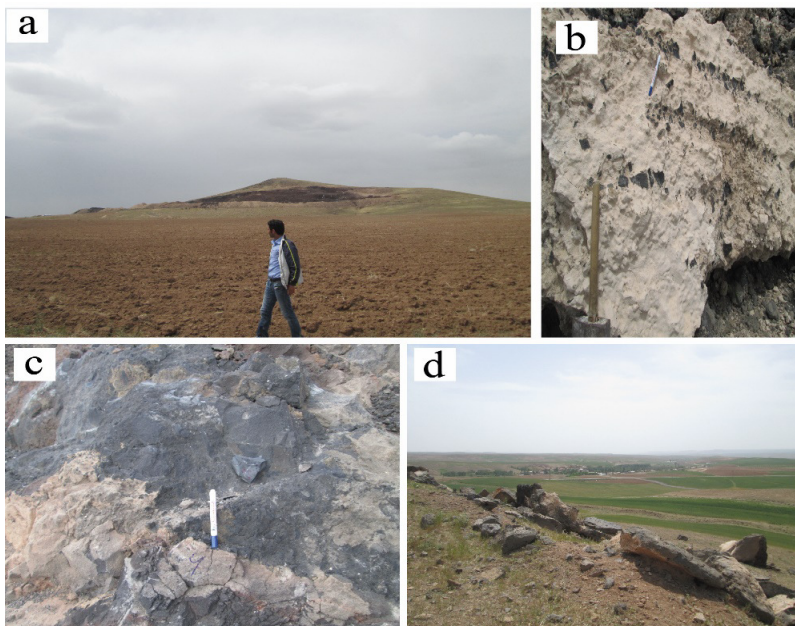
شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌شناسی همراه با راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه اکتباس از فنودی و سیاره (۱۳۸۳)



شکل ۲. روانه‌های بازالتی کوه‌سیاه که بر روی واحدهای آهکی و مارنی پلیوسن قرار گرفته‌اند (دید به سمت شمال)



شکل ۳. **a:** نمایی از گدازه‌های بازالتی طهمورث (با دید به سمت غرب) **b:** قطعات اکسید شده‌ی سنگ‌های بازالتی طهمورث (با دید به سمت غرب) **c:** نمایی از واریزه‌های کوه آتشفشانی طهمورث (دید به سمت شرق) **d:** نمایی از روستای طهمورث (دید به سمت جنوب)



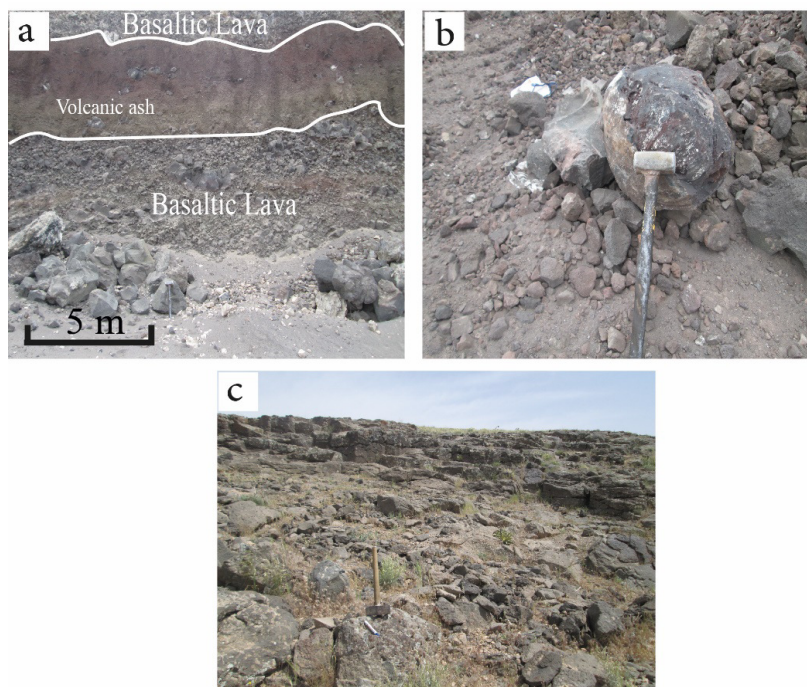
شکل ۴. **a:** نمایی از مخروط آتشفشانی کوه سیاه (دید به سمت شمال) **b:** قطعاتی از سنگ بازالتی در میان آهک‌های پلیوسن (دید به سمت شرق) **c:** نمونه‌ای از بازالت‌های کوه‌سیاه (دید به سمت شرق) **d:** نمایی از روستای ندری در کنار آتشفشان کوه‌سیاه (دید به سمت جنوب)

در چند مرحله با فاصله زمانی کوتاه بیرون ریخته‌اند. آتشفشان مذکور یک آتشفشان چینه‌ای می‌باشند، نوع فوران استرومبولی بوده و دارای ماگمایی رقیق با ویژگی فعالیت انفجاری و مواد پرتابی که شامل بمب‌های

آتشفشان طهمورث در کنار دهکده‌ی طهمورث واقع شده است (شکل ۳). گدازه این آتشفشان بازالتی بوده و به‌وسیله رسوبات تخریبی و شیمیایی پلیو - کواترن پوشیده شده است. سنگ‌های آتشفشانی این آتشفشان

آتشفشانی بصورت انفجاری تغییر یافته و شامل اسکوری و بمب است. شکل دوکی سنگ‌های منطقه نشانگر فوران بصورت مذاب یا نیمه مذاب است. در حال حاضر فعالیت‌های آتشفشانی کواترنری در مرحله سوم خود یعنی گوگردزدایی و چشمه‌های آب گرم هستند. با توجه به زمین‌شناسی ساختاری منطقه‌ی مورد نظر می‌توان چنین استنباط نمود که، کشش محلی و باز شدن در امتداد گسل‌های امتداد لغز راهی برای صعود ماگما به سطح زمین فراهم کرده است.

دوکی شکل، اسکوری با مقادیری از خاکسترهای شیشه‌ای است. دهانه آتشفشان از مخروط اسکوری تشکیل شده است (معین‌وزیری، ۱۳۶۴). فعالیت آتشفشان‌های کواترنری در طی سه مرحله رخ داده است. نخست فعالیت آتشفشانی بصورت انفجاری بوده و شامل مواد آذر آواری و بمب‌های دوکی شکل است. با افزایش فشار بخار آب و همچنین افزایش فشار بخشی اکسیژن پدیده اکسایش و اکسیده شدن آن‌ها صورت گرفته است. در مرحله دوم میزان گاز درون منبع ماگمایی کاهش یافته و فعالیت



شکل ۵. a: تناوبی از لایه‌های گدازه و خاکستر در آتشفشان کوه سیاه (دید به سمت غرب) b: نمایی از بمب‌های آتشفشانی دوکی شکل در آتشفشان کوه سیاه c: سنگ‌وارزیه‌های بازالتی (دید به سمت شرق)

روش مطالعه

مطالعه‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت پذیرفته است. در بخش صحرایی، با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی، ریخت‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی، مانند رنگ و اندازه، تعداد ۵۷ نمونه برداشت شد. در بخش آزمایشگاهی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت سپس تعداد هشت نمونه از بازالت‌ها جهت آنالیز شیمیایی به شرکت Actlabs در کانادا ارسال گردید. تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر جزئی و نادر خاکی به وسیله دستگاه ICP-MS انجام شده است. نتایج در جدول ۱ آمده است.

بحث و بررسی

پتروگرافی

رنگ سنگ‌ها در نمونه دستی خاکستری تیره، سیاه و قرمز رنگ است (شکل ۶- الف). دارای ساخت حفره‌ای و پامیسی هستند. ساخت حفره‌ای نشان‌دهنده مقدار قابل توجهی از سیال، در ماگمای مولد این سنگ‌هاست (فیلپاتس، ۱۹۹۰)، که همراه نمونه‌های بدون حفره خاکستری تیره تا سیاه رنگ در منطقه قرار گرفته‌اند. تعدادی از حفرات توسط کلسیت و تعداد کمتری از آن‌ها توسط سیلیس پر شده است که معرف بافت آمیگدالی است (شکل ۶- ب، د). تصور می‌شود که حجره ماگمایی وقتی از گاز اشباع بوده، بخش‌های حفره‌دار سرشار از گاز

می‌دهند، مشاهده می‌شود (شکل ۶-ج). آمفیبول‌ها گاهی به کانی‌های اکسید آهن تجزیه شده است. فقط در برخی موارد این کانی به صورت بلورهای ریز در کنار فنوکریست‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۶-ح). بیوتیت به مقدار جزئی و به صورت بی‌شکل (کزنومورف) در سنگ‌های مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۶-خ). کانی کوارتز، هم به صورت اولیه به شکل بلورهای نیمه شکل‌دار (هیپ‌ایدیومورف) و هم به صورت بلورهای ثانویه در پرشدگی رگه‌های سنگ بازالتی، دیده می‌شود. این کانی، در برخی موارد دارای حاشیه واکنشی است (شکل ۶-د). کانی‌های اوپیک به صورت پراکنده و با ترکیب عموماً تیتانوفروس و هماتیت، هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه قابل مشاهده‌اند. غالباً این کانی‌ها به صورت آغشتگی در شکستگی‌های سنگ هم مشاهده می‌شوند (شکل ۶-ذ).

ژئوشیمی

طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه

برای نام‌گذاری نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، از نمودارهای متعددی که حاصل تقابل اکسید عناصر اصلی و هم‌چنین عناصر فرعی می‌باشد، استفاده شد. در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ که توسط (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) ارائه شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت، تراکی‌بازالت و بازالت‌هاوائیت قرار می‌گیرند. در این نمودار هم‌چنین مرز بین سنگ‌های آکالین و ساب‌آکالین تفکیک شده که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آکالین قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف) و در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آکالینی بازالت و آکالینی تراکی‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب).

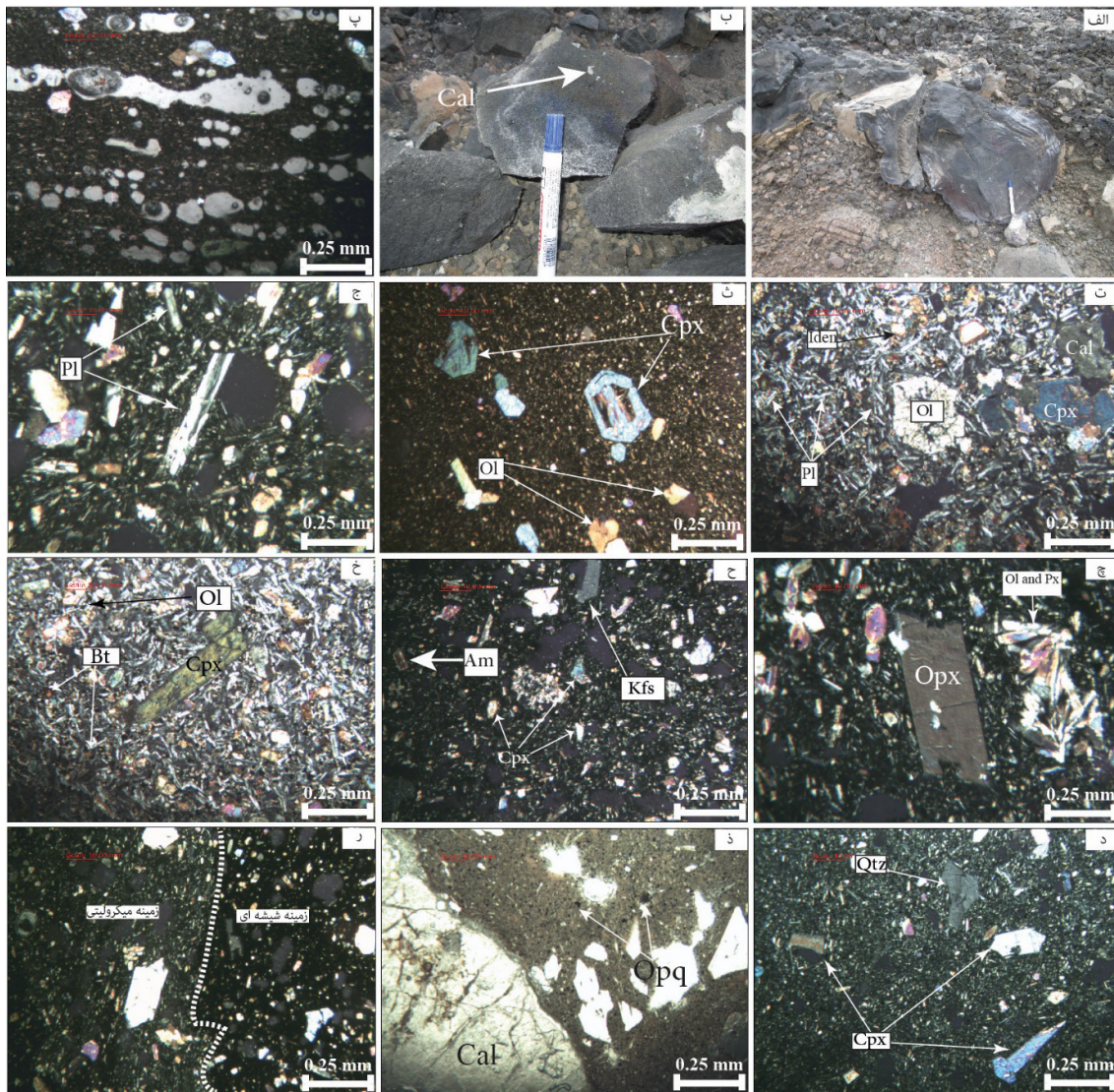
تعیین سری سنگ‌های منطقه

یک سری ماگمایی مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آذرین است که دارای ترکیب شیمیایی متفاوتی بوده و در نتیجه‌ی تفریق از یک ماگمای بازیک‌تر، حاصل شده است (کانو، ۱۹۶۸). در نمودار SiO_2 در مقابل K_2O (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۸-الف). در نمودار Ta/Yb در مقابل Ce/Yb (پیرس، ۱۹۸۲)، سنگ‌های

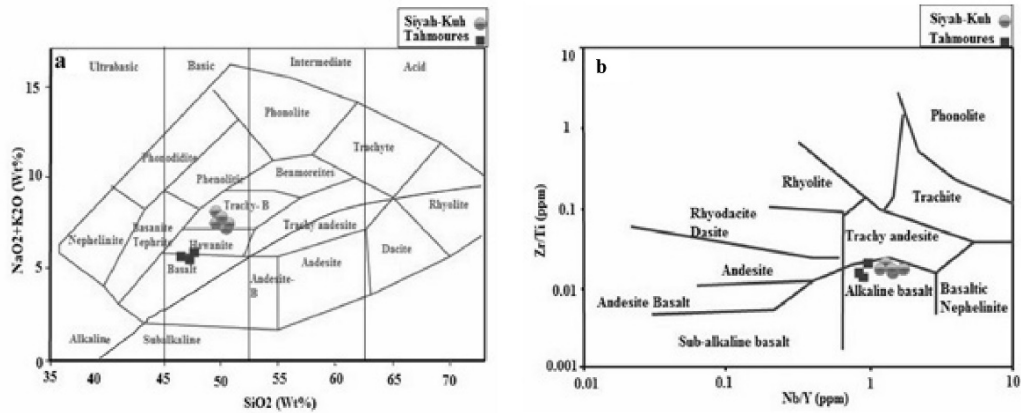
را تولید کرده است که به صورت اسکوری و گدازه‌های حفره‌دار تشکیل شده‌اند و زمانی که گازها خارج شده بخش‌های متراکم خاکستری تیره تا سیاه بدون حفره را ایجاد نموده است. رنگ قرمز نمونه‌ها به علت اپاسیتی شدن و آلتراسیون آن‌ها است (معین‌وزیری، ۱۳۶۴). حفرات کشیده و بیضی‌شکل که در جهت روان‌شدگی ماگما است، در آن‌ها قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۶-پ). فنوکریست‌های این سنگ‌ها شامل اولیوین، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن و تیغ‌هایی از جنس بلورهای پلاژیوکلازاند. کانی‌های تیره فرعی این سنگ‌ها نیز شامل آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های اپیک هستند. زمینه‌ی سنگ‌های مورد مطالعه عمدتاً از میکروولیت‌هایی از جنس پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های ریزبلور تشکیل شده است، هم‌چنین در زمینه‌ی سنگ‌های مناطق مورد مطالعه، شیشه‌ی قهوه‌ای تا سیاه‌رنگ بازیک دیده می‌شود (شکل ۶-ر). بافت سنگ‌های منطقه گلومروپوروفیریتیک - اینترسرتال و پرفیریتیک - وزیکولار و اسکلتی با زمینه‌ی شیشه‌ای اکسید شده بوده و در زمینه‌ی سنگ بافت میکروولیت، که گاهی میکروولیت‌ها حالت جریان‌ی نسبتاً خوبی از خود نشان می‌دهند، دیده می‌شود. حذافصل میکروولیت‌ها (شکل ۶-ت) را کانی‌های کلینوپیروکسن، اولیوین و کانی‌های اپیک پر کرده است. اولیوین از جمله کانی‌هایی است که نقش مهمی در روند شکل‌گیری ماگمایی دارد (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷). بلورهای اولیوین، به صورت بلورهای درشت و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (هیپ‌ایدیومورف) می‌باشند و اکثراً از حاشیه ایدینگستیزه شده‌اند ممکن است اولیوین تحت تاثیر ماگمای بازالتی صعود کننده قرار گرفته باشد (اثنی عشری و سرجوقیان، ۱۳۹۵) و یا در بخش‌هایی به سرپانتین و کلریت تجزیه شده‌اند (شکل ۶-ت). کلینوپیروکسن که اغلب با بافت گلومروپوروفیریتیک مشاهده می‌شود، که به کلریت تجزیه‌شدگی نشان می‌دهند و آثاری از شکستگی‌های ریز در آن‌ها قابل رؤیت می‌باشد (شکل ۶-ث). بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز که به مقدار کم در این سنگ‌ها حضور دارند، این کانی‌ها توأم با ماکل تکراری و منطقه‌بندی و اغلب به صورت میکروفنوکریست هستند (شکل ۶-ج). بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار اورتوپیروکسن که اغلب بافت گلومروپوروفیریتیک را نشان

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آبساروکیت قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). این شوشونیت‌ها دارای مقادیر K_2O/Na_2O بین ۵/۲۷-۰/۸۶ می‌باشد که در اکثر نمونه‌ها مقدار این نسبت کمتر از ۱ می‌باشد و در ناحیه سدیک قرار می‌گیرند (شکل ۸-ث). این سنگ‌ها ماهیتی متآلومینوس دارند (شکل ۸-ج).

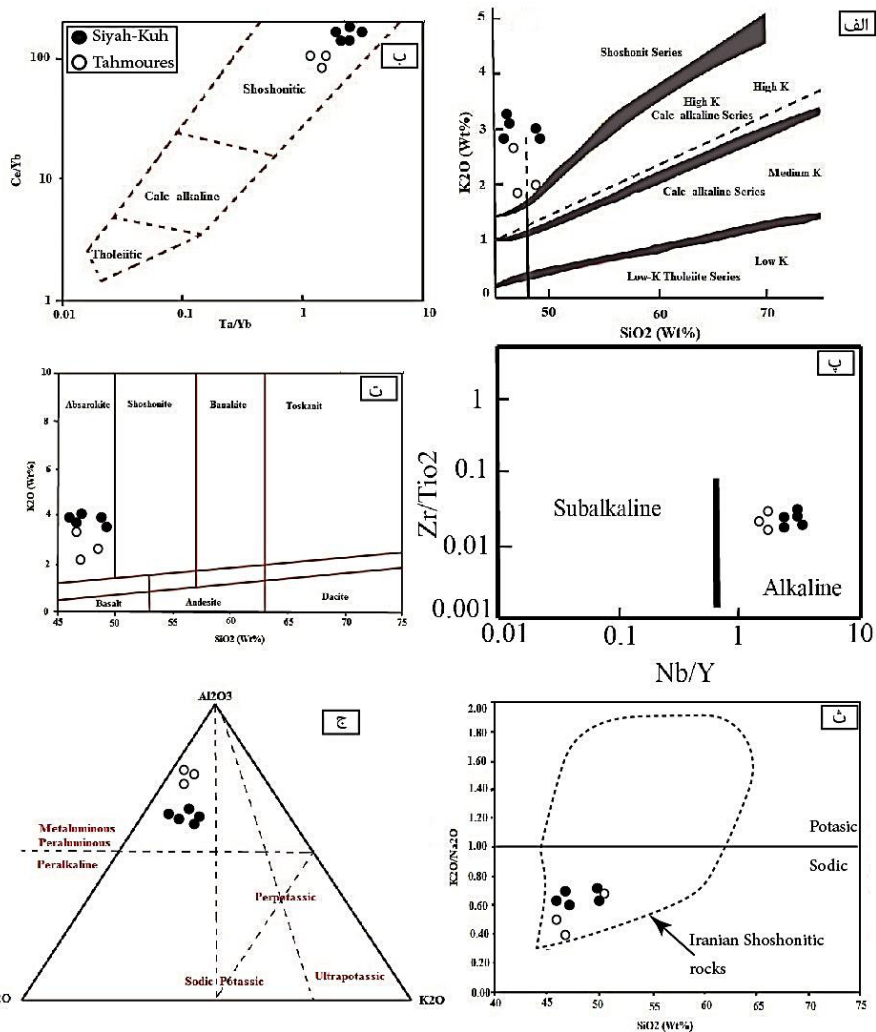
مورد مطالعه در محدوده‌ی شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). در نمودار Nb/Y در مقابل Zr/TiO_2 (وسکوئز و آلتنبرگر، ۲۰۰۵)، که سری آلکان را از ساب آلکان جدا می‌کند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۸-پ). مک کنزی و چاپل (۱۹۷۲)، شوشونیت‌ها را بر اساس میزان K_2O در مقابل SiO_2 به چهار دسته تقسیم نموده‌اند که طبق این نمودار



شکل ۶: الف: نمونه صحرایی سنگ‌های بازالتی منطقه کوه‌سیاه و طهمورت. ب: نمونه دستی سنگ بازالتی پ: تصویر میکروسکوپی از سنگ بازالتی که در حالت XPL گرفته شده است. ت: نمونه‌ای از بلورهای اولیوین با حاشیه ایدینسیتی شده حالت XPL، ت: کلینوپیروکسن در یک زمینه شیشه‌ای حالت XPL، ج: بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک حالت XPL، ج: اورتوپیروکسن در یک زمینه شیشه‌ای حالت XPL، ح: بلورهای ریز آمفیبول همراه با فلدسپار پتاسیم حالت XPL، خ: نمونه‌ای از بلورهای ریز بیوتیت حالت XPL، د: نمونه‌ای از بلور کوارتز اولیه دارای حاشیه واکنشی حالت XPL، ذ: نمونه‌های میکروسکوپی از کانی‌های اوپک و کلسیت‌های ثانویه حالت PPL، ر: زمینه‌ی شیشه‌ای و میکرولیتی در سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه حالت XPL، علائم اختصاری کانی‌ها بر روی شکل از (کرتز، ۱۹۸۳).



شکل ۷. نمودار طبقه‌بندی در مقابل SiO_2 از $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). b: نمودار طبقه‌بندی Nb/Y در مقابل Zr/Ti و e: نمودار طبقه‌بندی Nb/Y در مقابل SiO_2 از (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)



شکل ۸. الف: نمودار در مقابل SiO_2 از K_2O (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶). ب: نمودار Ta/Yb در مقابل Ce/Yb (پیرس، ۱۹۸۲). پ: نمودار Nb/Y در مقابل Zr/TiO_2 (وسکوئز و آلتنبرگر، ۲۰۰۵). ت: نمودار SiO_2 در مقابل K_2O برای طبقه‌بندی شوشونیت‌ها (مکنزی و چاپل، ۱۹۷۲). ث: نمودار SiO_2 در مقابل $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ جهت تعیین سدیک و پتاسیک بودن شوشونیت‌ها که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سدیک قرار گرفته‌اند (آفتابی و عطاپور، ۲۰۰۰)

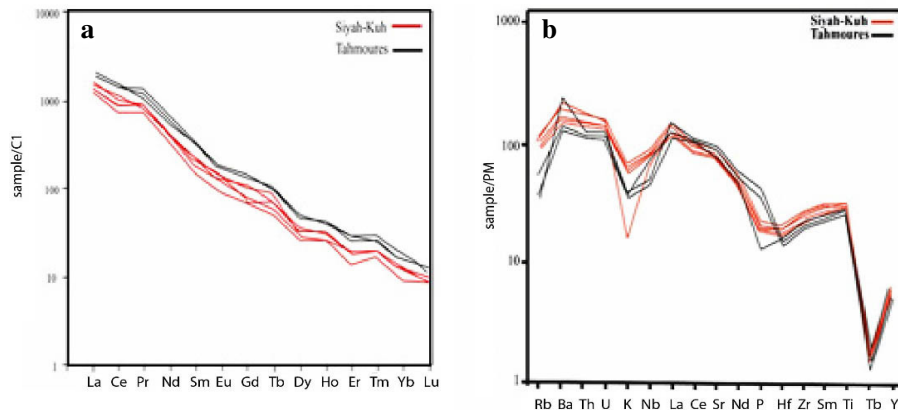
جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی برحسب ppm به روش ICP-MS

	KS ₁	KS ₆	KS ₁₂	KS ₃₂	KS ₅₄	T ₃	T ₅	T ₈
SiO ₂	۴۸/۷۷	۴۶/۳۸	۴۸/۴۹	۴۵/۹۷	۴۶/۱۱	۴۶/۴۳	۴۶/۸۶	۴۸/۶۳
Al ₂ O ₃	۱۴/۰۴	۱۳/۵۳	۱۴/۴۶	۱۳/۸۹	۱۳/۹۸	۱۳/۵۷	۱۳/۶۱	۱۴/۲۳
Fe ₂ O ₃ (T)	۸/۴۵	۹/۷۵	۸/۶۸	۹/۷۲	۹/۸۵	۹/۵	۹/۵۴	۸/۸۶
MnO	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۲
MgO	۶/۹۴	۷/۵۱	۶/۸۴	۷/۵۷	۷/۴۸	۸/۹۶	۸/۲۹	۵/۷۵
CaO	۸/۹۲	۹/۴۹	۸/۹۸	۹/۵۸	۹/۷۶	۱۰/۲۶	۱۰/۲۵	۹/۵۲
Na ₂ O	۵/۰۴	۵/۲۲	۵	۵/۳۷	۵/۲۴	۳/۷۳	۴/۲۷	۳/۶۵
K ₂ O	۲/۹۲	۳/۱	۳/۰۴	۳/۱۶	۲/۷۵	۲/۴۲	۱/۷	۱/۸۷
TiO ₂	۲/۰۶	۲/۳۷	۲/۱۶	۲/۳۶	۲/۴۱	۱/۸۵	۱/۹۲	۲/۰۰
P ₂ O ₅	۱/۱۹	۱/۵۶	۱/۲۲	۱/۶	۱/۶	۱/۰۲	۱/۰۸	۰/۹۷
Total	۹۸/۶۷	۹۸/۹۱	۱۰۰/۱	۹۸/۹۵	۱۰۰/۲	۱۰۰	۹۹/۵۱	۹۸/۶۳
Sc	۱۴	۱۳	۱۴	۱۳	۱۳	۱۷	۱۷	۱۴
Be	۳	۳	۳	۳	۳	۲	۳	۳
V	۱۵۷	۱۶۹	۱۶۲	۱۷۲	۱۷۱	۱۶۴	۱۷۵	۱۷۹
Cr	۲۳۰	۱۹۰	۱۸۰	۱۸۰	۱۷۰	۲۹۰	۲۷۰	۱۲۰
Co	۳۲	۳۴	۳۲	۳۵	۳۴	۴۱	۳۹	۳۳
Ni	۱۲۰	۱۲۰	۱۱۰	۱۲۰	۱۲۰	۲۱۰	۱۸۰	۱۲۰
Cu	۶۰	۴۰	۴۰	۴۰	۴۰	۷۰	۵۰	۵۰
Zn	۱۱۰	۱۲۰	۱۱۰	۱۳۰	۱۲۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Ga	۲۲	۲۲	۲۳	۲۳	۲۳	۲۰	۲۱	۲۲
Rb	۵۸	۷۳	۵۹	۷۵	۶۴	۴۴	۳۳	۲۲
Sr	۱۳۶۸	۱۴۸۶	۱۳۸۴	۱۵۰۵	۱۷۲۴	۱۶۸۴	۱۸۱۷	۱۸۸۱
Y	۲۲	۲۸	۲۴	۲۷	۲۷	۲۱	۲۲	۲۱
Zr	۲۶۳	۲۹۴	۲۶۸	۳۰۰	۳۰۳	۲۲۰	۲۳۳	۲۵۳
Nb	۵۸	۷۳	۶۱	۷۸	۷۶	۴۱	۴۳	۴۳
Mo	۶	۸	۷	۸	۷	۵	۴	۳
Cs	۱/۷	۲/۴	۱/۷	۲/۴	۲/۶	۱/۱	۱/۴	۱/۳
Ba	۹۵۴	۱۲۶۲	۹۷۵	۱۲۹۳	۱۴۹۷	۹۹۰	۱۰۰۹	۱۵۴۱
La	۸۲/۱	۱۰۰	۸۳/۷	۱۰۳	۱۰۰	۹۴/۲	۹۵/۷	۸۷/۷
Ce	۱۵۵	۱۹۱	۱۵۵	۱۹۷	۱۹۲	۱۷۹	۱۸۲	۱۷۰
Pr	۱۶/۶	۲۰/۴	۱۶/۷	۲۱/۱	۲۰/۵	۱۹/۸	۲۰	۱۸/۷
Nd	۶۲	۷۷/۶	۶۲/۳	۷۷/۹	۷۷/۵	۷۲/۸	۷۴/۷	۶۹/۶
Sm	۱۱	۱۳/۷	۱۱/۱	۱۳/۸	۱۳/۳	۱۱/۶	۱۲/۴	۱۱
Eu	۲/۹۸	۳/۶۵	۲/۹۵	۳/۷۴	۳/۷۹	۳/۲۵	۳/۴۹	۳/۲۲
Gd	۸/۵	۱۰/۸	۸/۵	۱۰/۷	۱۰/۴	۸/۳	۸/۶	۸/۱
Tb	۱/۱	۱/۳	۱/۱	۱/۳	۱/۳	۱	۱/۱	۱
Dy	۵/۱	۶/۵	۵/۲	۶/۲	۶/۴	۴/۸	۵/۱	۵/۱
Ho	۰/۹	۱	۰/۹	۱	۱	۰/۸	۰/۹	۰/۹
Er	۲/۱	۲/۶	۲/۲	۲/۵	۲/۶	۲/۳	۲/۳	۲/۳
Tm	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۸
Yb	۱/۵	۱/۸	۱/۵	۱/۶	۱/۷	۱/۶	۱/۶	۱/۶
Lu	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳
Hf	۵/۱	۶	۵/۲	۵/۹	۵/۹	۴/۵	۴/۶	۵
Ta	۳/۳	۴/۳	۳/۴	۴/۳	۴/۵	۲/۳	۲/۴	۲/۵
W	۲	۲	۳	۲	۲	۲	۲	۱
Pb	۱۲	۱۳	۱۱	۱۱	۱۱	۱۶	۱۳	۱۵
Th	۱۲	۱۴/۱	۱۲/۱	۱۴	۱۴/۲	۱۰	۹/۹	۱۰/۳
U	۲/۸	۳/۲	۲/۸	۳/۲	۳/۱	۲/۳	۲/۴	۲/۳

روند تغییرات عناصر کمیاب

برای این منظور عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه، نسبت به مرجع کندریت (ناکامورا و همکاران، ۱۹۸۹) بهنجار و ترسیم شدند (شکل ۹-الف). الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد مطالعه با هم موازیند و سنگ‌های منطقه شیب تند و تفریق یافته‌ای از عناصر کمیاب سبک (LREE) به سمت عناصر کمیاب سنگین (HREE) نشان می‌دهند. روند تقریباً یکسان این نمونه‌ها به خاستگاه یکسان آن‌ها برمی‌گردد. دو احتمال را برای غنی‌شدگی نمونه‌های LREE می‌توان در نظر گرفت: یکی این که چون LREEها ناسازگارتر از HREEها هستند (کراسکوف و بیرد، ۱۹۷۶)، ممکن است در اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگری که باعث غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREEها می‌شود این است که این سنگ‌ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (وینتر، ۲۰۰۱). پائین بودن نسبی این سنگ‌ها از HREE را می‌توان به باقی ماندن گارنت در فاز تفاله و عدم مشارکت این کانی در فرایند تولید مذاب دانست. چنین

ماگماهای بازالتی حاصل ذوب بخشی کم (حدود ۲ تا ۳ درصد) گوشته می‌باشند و عمل ذوب به احتمال زیاد در محدوده‌ی گارنت-اسپینل لرزولیت اتفاق افتاده است که در عمق حدود ۱۰۰ کیلومتری واقع است (هارانگی، ۲۰۱۴). غلظت‌های بسیار بالای LREE درجات کوچک ذوب بخشی با یک منشأ غنی‌شده از عناصر LREE را نشان می‌دهد. به عقیده اوارت (۱۹۸۲) و ماکادو و همکاران (۲۰۰۵)، غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE مشخصه‌ی سنگ‌های آکالن و کالک‌آکالن می‌باشد. غنی‌شدگی LREE در این سنگ‌ها در نتیجه تفریق کانی‌ها (هاچک و همکاران، ۲۰۰۲) و منبع اولیه غنی از LREE (مانند یک منبع غنی شده) قابل توجیه است. در حالت کلی عناصر خاکی نادر یک روند کاهشی از La (عناصر نادر خاکی سبک LREE) تا Lu (عناصر نادر خاکی سنگین HREE) نشان می‌دهند. هم‌چنین بالا بودن نسبت‌های La_N/Yb_N و La_N/Sm_N و Sm_N/Yb_N حاکی از آن است که LREEها فراوانی بسیار بالاتری از MREEها و HREEها دارند. چنین تفاوتی بیانگر غنی بودن سنگ منشأ REE مخصوصاً انواع LREE می‌باشد.



شکل ۹. a الگوی REE نرمالیزه به کندریت (مقادیر از ناکامورا، ۱۹۷۴). b نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده به گوشته‌ی اولیه (مقادیر از مک دوناف و همکاران، ۱۹۹۲)

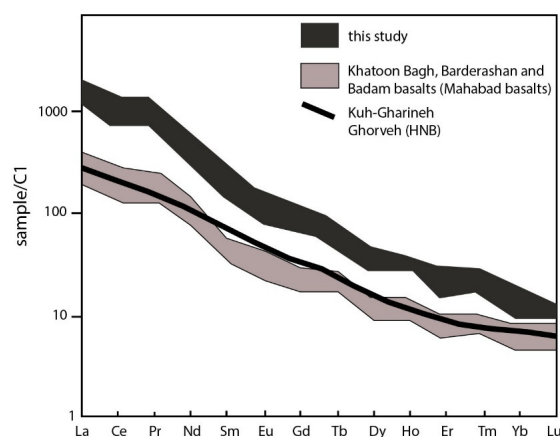
صورت گارنت در منشأ گوشته‌ای باقی‌مانده و ذوب نمی‌شود و در نتیجه فراوانی عناصر نادر خاکی سنگین در مذاب تولید شده پایین می‌آید در حالی که عناصر نادر خاکی سبک در پایین‌ترین درجات ذوب بخشی وارد ماگما شده و غلظت ماگما از این عناصر بالا می‌رود (لی و همکاران، ۱۹۹۶). عامل ذوب کم، عمق ذوب بخشی زیاد و هم‌چنین وجود CO_2 در محل ذوب، عاملی برای غنی‌شدگی از LREE می‌باشد. در مورد عناصر نادر خاکی

در نمودارهای عنکبوتی، عناصر جزئی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹) بهنجار و ترسیم شدند (شکل ۹-ب). بازالت‌های منطقه در مقایسه با گوشته‌ی اولیه نسبت به عناصر LREE, LILE مانند Sr, Rb, K غنی‌شدگی نشان داده و از عناصر HREE, HFSE مانند Zr, Hf مقادیر کمتری نشان می‌دهند. گارنت بهترین منبع برای تمرکز عناصر ناسازگار سنگین در ماگماهای بازالتی می‌باشد. در این

این مطلب انجام نشده است لیکن می‌توان احتمال داد که این بازالت‌ها از چنین ماهیتی برخوردار باشند. این بازالت‌های با محیط‌های فرورانشی همراهند و با فرایندهای این ناحیه غنی شده‌اند.

با هدف بررسی بیش‌تر الگوی عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه در مناطق کوه‌سیاه و طهمورث با دیگر آتشفشانی‌های مناطق مجاور، از دو مورد بازالت نئوبیوم بالا شامل بازالت‌های مهاباد (مجرد و رحیم سوری، زیر چاپ) و بازالت‌های کوه قرینه (شیخ ذکریایی و همکاران، ۱۳۹۳) برای مقایسه استفاده شده است. شباهت الگوها بیانگر تعلق بازالت‌های کوه‌سیاه و طهمورث با بازالت‌های نئوبیوم بالا در شمال‌غرب ایران بوده و نشانه‌ای از نقش گسست تختال فرور بجای ماهیت درون صفحه‌ای برای این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۱۰).

سنگین (HREE) باید گفت که چون عمق ذوب بخشی زیاد است لذا، گارنت از نوع پیروپ و کلینوپیرکسن دارای درصد بیش‌تری بوده و این کانی‌ها مانع از خروج HREE به مذاب بخشی می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳). بنابراین آلکالی بازالت‌ها از HREE تهی هستند. هم‌چنین هورنبلند در مذاب‌های مافیک ممکن است غنی‌شدگی بسیار زیادی از LREE سبب شود (رولینسون، ۱۹۹۳). شرایط ژئوشیمیایی مربوط به بازالت‌های غنی از نئوبیوم (ریگان و گیل، ۱۹۸۹؛ پولات و کریک، ۲۰۰۱؛ کاستیلو، ۲۰۰۸ و هاستای، ۲۰۱۱) در بازالت‌های مناطق کوه سیاه و طهمورث دیده شده است، از قبیل نئوبیوم بیش از ۱۸ (۴۰ تا ۷۰ درمورد این منطقه)، نسبت استرانسیم به ایتربیم بیش از ۲۵ برابر، لانتانیم به ایتربیم بیش از ۱۴ برابر و مقادیر اندک روبیدیم به استرانسیم و محتوای اندک ایتربیم. لذا گرچه مطالعات ایزوتوپی جهت تأیید



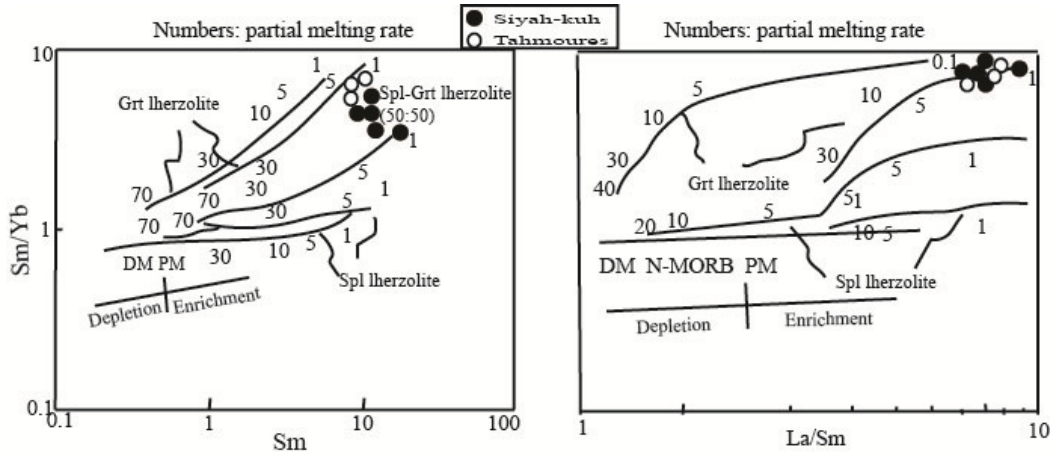
شکل ۱۰. مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی بازالت‌های قروه بهنجار شده به کندریت با بازالت‌های مناطق مجاور. بازالت‌های مهاباد (مجرد و رحیم‌سوری، زیر چاپ) و بازالت‌های کوه قرینه (شیخ ذکریایی و همکاران، ۱۳۹۳) الگوهای مشابهی نشان می‌دهند. محتوای کلی عناصر نادر خاکی در بازالت‌های مطالعه حاضر بیش‌تر از مناطق دیگر است.

هم‌چنین مرز بین منشأ این بازالت‌ها، از نمودارهای $Sm/Yb - Sm$, $Sm/Yb - La/Sm$ آلدانماز و همکاران (۲۰۰۰) استفاده شد. منبع احتمالی این سنگ‌ها، ماگمای مشتق شده از گوشته‌ی غنی شده اسپینل - گارنت لرزولیتی با آهنک ذوب پایین (۱-۵ درصد) بوده است. حضور گارنت در منبع گوشته‌ای توسط تهی‌شدگی قابل توجه از HREE در این سنگ‌ها مشخص است. آهنک ذوب پایین نیز به وسیله نسبت‌های ژئوشیمی دیگر مانند نسبت بسیار بالای $(La/Yb)_N$ تأیید می‌شود (راموس و کی، ۱۹۹۲). در این نمودارها

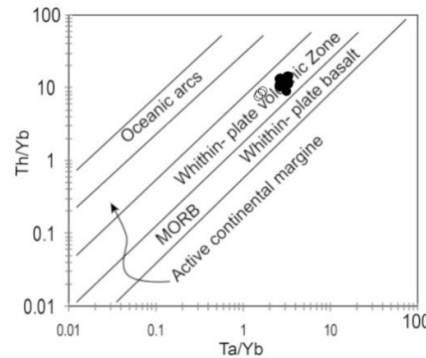
به منظور تعیین سنگ منشأ این بازالت‌ها، از نمودارهای $Sm/Yb - Sm$, $Sm/Yb - La/Sm$ آلدانماز و همکاران (۲۰۰۰) استفاده شد. منبع احتمالی این سنگ‌ها، ماگمای مشتق شده از گوشته‌ی غنی شده اسپینل - گارنت لرزولیتی با آهنک ذوب پایین (۱-۵ درصد) بوده است. حضور گارنت در منبع گوشته‌ای توسط تهی‌شدگی قابل توجه از HREE در این سنگ‌ها مشخص است. آهنک ذوب پایین نیز به وسیله نسبت‌های ژئوشیمی دیگر مانند نسبت بسیار بالای $(La/Yb)_N$ تأیید می‌شود (راموس و کی، ۱۹۹۲). در این نمودارها

تعیین محیط تکتونیکی

به‌منظور تعیین محیط تکتونیکی و ماگمایی تشکیل سنگ‌های مناطق کوه‌سیاه و طهمورث از نمودارهای مختلفی استفاده گردید. در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb از گورتن و شاندل (۲۰۰۹) محیط درون صفحه‌ای برای این بازالت‌ها نتیجه شده است (شکل ۱۲).



شکل ۱۱. نمودارهای تعیین آهنگ ذوب بخشی برای تولید ماگمای بازالتی. منحنی‌های ذوب از آلدانماز و همکاران (۲۰۰۰)، موقعیت گوشته تهی شده از مکنزی و اونیل (۱۹۹۱) و گوشته غنی شده از سان و مک دوناف (۱۹۸۹) است. هر دو مورد نشان‌دهنده منشاء اسپینل-گارنت لرزولیتی با آهنگ ذوب کمتر از ۱۰٪ برای سنگ‌های منطقه است.



شکل ۱۲. نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb از گورتن و شاندل (۲۰۰۹) که در آن تمامی نمونه‌ها در محدوده ولکانیک‌های درون‌صفحه‌ای واقع شده‌اند.

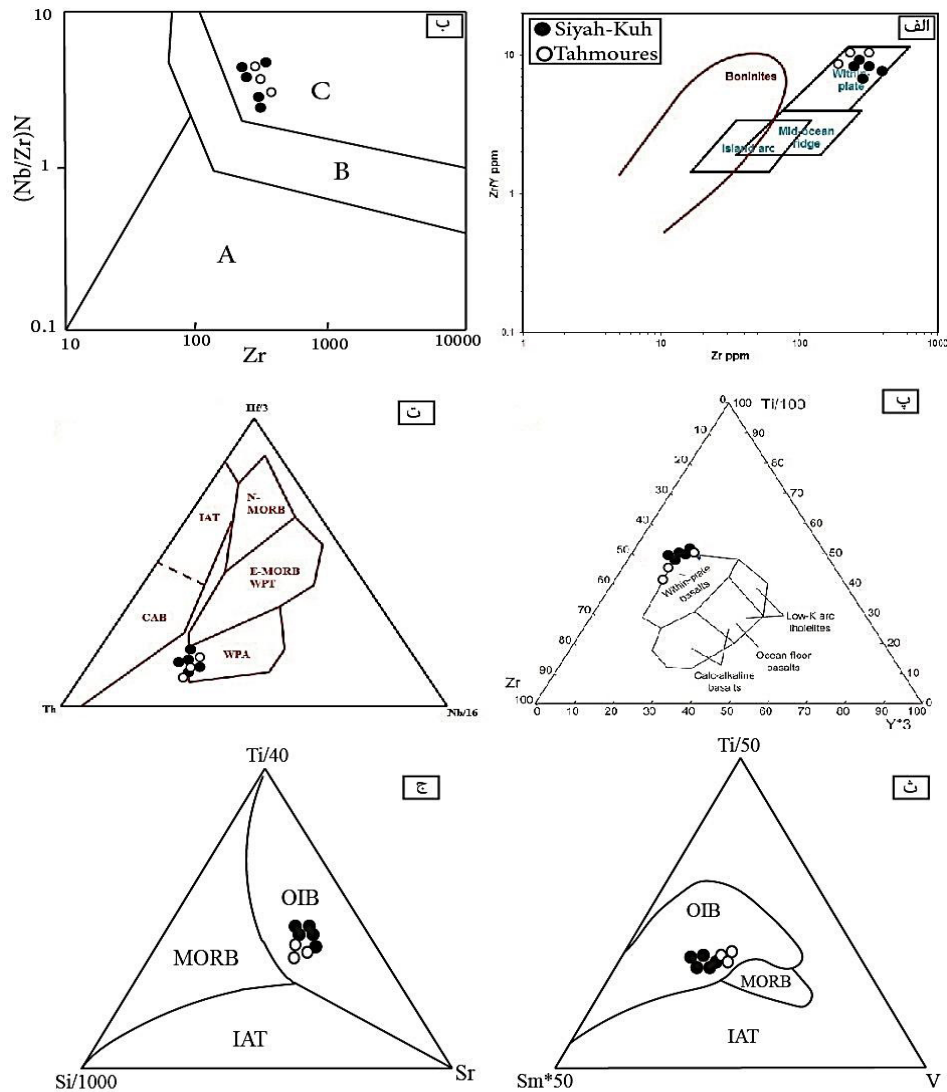
بیانگر بازالت‌های مرتبط با قوس قاره‌ای می‌باشد (شکل ۱۳-ت). در نمودارهای مثلثی $Ti/50-Sm \cdot 50-V$ و $Ti/40-Si/1000-Sr$ (ورمیش، ۲۰۰۶) نمونه‌های مورد مطالعه، همانند موارد قبلی ارتباط این سنگ‌ها را با محیط‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهند. این نمودارها سه محیط بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) بازالت‌های جزایر قوسی (IAB) و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) را از همدیگر تفکیک می‌کند (شکل ۱۳-ث و ج).

رخداد بازالت‌های مناطق کوه‌سیاه و طهمورث بیجار
 مروری بر مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از یک ماگمای مادر بازالتی با گرایش آلکالن ناشی شده است که اولین فعالیت آتشفشانی باعث بیرون ریختن ماگمایی با ترکیب آلکالی

در نمودار Zr/Y در مقابل Zr/Y (پیرس و نوری، ۱۹۷۹) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳-الف). در نمودار $(Nb/Zr)_N$ در مقابل Zr (تیبلمونت و تگیه، ۱۹۹۴) که در آن محدوده A معرف زون فرورانشی، B زون برخوردی و C سنگ‌های قلیایی درون صفحه‌ای است. نمونه‌های مناطق مورد مطالعه در محدوده‌ی C که بازالت‌های درون صفحه‌ای می‌باشد قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). در نمودار مثلثی $Ti/100-Zr-Y=3$ (پیرس و کان، ۱۹۷۳) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳-پ). در نمودار مثلثی $Hf/3-Th-Nb/16$ (وود، ۱۹۸۰) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آلکالی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند. در این نمودار بیانگر تولیت‌های جزایر قوسی و WPA بیانگر محیط درون صفحه‌ای و CAB

می‌باشند: ریفت‌های قاره‌ای، مناطق شکسته شده عمیق و به تبع آن محیط‌های درون صفحه‌ای.

بازالت شده است. با توجه به شواهد موجود در منطقه (اعم از سن و ویژگی ریخت‌شناسی) محیط‌های تکتونیکی که می‌توانند این نوع ماگما را تولید کنند، به شرح زیر



شکل ۱۳. الف: نمودار Zr در مقابل Zr/Y (پیرس و نوری، ۱۹۷۹) ب: نمودار ارائه شده توسط تیلیمونت و تگیه (۱۹۹۴) که در آن محدوده A معرف زون فرورانشی، B زون برخوردی و C سنگ‌های آلكالین درون صفحه‌ای است پ: نمودار مثلثی $Ti/100-Zr-Y*3$ (پیرس و کان، ۱۹۷۳) ت: نمودار مثلثی $Hf/3-Th-Nb/16$ (وود، ۱۹۸۰) که در آن IAT بیانگر تولییت-های جزایر قوسی و WPA بیانگر محیط درون صفحه‌ای و CAB بیانگر بازالت‌های مرتبط با قوس قاره‌ای می‌باشد ث و ج: نمودار مثلثی $Ti/50-Sm*50-V$ و نمودار مثلثی $Ti/40-Si/1000-Sr$ (ورمیش، ۲۰۰۶) که در آن (OIB) بیانگر بازالت‌های جزایر اقیانوسی، (IAB) بیانگر بازالت‌های جزایر قوسی و (MORB) بیانگر بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی می‌باشد.

عربستان تشکیل شده‌اند (آلن و همکاران، ۲۰۱۱) و هم اکنون نیز دریای سرخ در حال بازشدن می‌باشد نیروی تکتونیکی حاکم بر منطقه فشارش است، پس محیط ریفت قاره‌ای را نمی‌توان برای منطقه در نظر گرفت علاوه بر اینها کم بودن حجم ماگمای بیرون ریخته نشانه حاکم

محیط‌های اقیانوسی برای این منطقه که بازالت‌ها در محیط خشکی فوران کرده‌اند، هم‌خوانی ندارند (آلن و همکاران، ۲۰۱۱)، در مورد محیط‌های ریفتی در منطقه باید گفت که چون سن سنگ‌های منطقه مورد مطالعه کوتاه‌تر می‌باشد و بعد از برخورد قاره‌ای دو صفحه ایران و

با محیط‌های درون صفحه‌ای تطابق دارند. ماگمای بازالتی جنوب بیجار، از ذوب بخشی یک گوشته غنی شده (یا از نوع پلوم گوشته‌ای) با ترکیب گارنت - اسپینل لرزولیت و با آهنگ ذوب پایین ناشی شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی، شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه در صعود ماگمای بازالتی جنوب بیجار نقش مهمی ایفا کرده است. به نظر می‌رسد، کشش‌های محلی عامل بروز ولکانیک‌های بازیک جنوب بیجار هستند. پس از ذوب بخشی گوشته، محیط کششی محلی، سبب راه یافتن ماگمای بازالتی به طرف سطح زمین شده است.

منابع

- اثنی‌عشری، ا. و سرجوقیان، ف (۱۳۹۵) خاستگاه اولیوین در سنگ‌های اولترامافیک منطقه ملاطالب و نقش اولیوین در سیر شکل‌گیری ماگما. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره اول، ۱۴۵-۱۵۴.
- بالجان، ع. و شریفی، م (۱۳۹۳) بررسی پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی کواترنر قزل‌قلعه واقع در شمال شرق قروه. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۶، ۳۲۹-۳۱۵.
- ترکیان، ا. و صالحی، ن (۱۳۹۳) مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و تعیین خاستگاه سنگ‌های بازالتی شمال شرق قروه (کردستان). مجله پترولوژی اصفهان، شماره ۱۹، ۵۲-۳۷.
- رضوی، م. ح. و سیاره، ع (۱۳۸۹) ویژگی سنگ‌های آتشفشانی جوان در جنوب‌خاوری بیجار. مجله علوم زمین، شماره ۷۵، ۱۵۶-۱۵۱.
- زاهدی، م (۱۳۶۹) شرح نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سنندج. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۶۵ ص.
- شیخ ذکریایی، س. ج.، اشجع اردلان، ا. و طریبی، س (۱۳۹۳) پتروگرافی و ژئوشیمی کوه قرینه، شمال شرق قروه (غرب ایران). زمین‌شناسی محیط‌زیست، شماره ۸ (۲۷)، ۷۹-۶۳.
- فندودی، م. صافی، ا.، سیاره، ع. ر (۱۳۸۳) نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیجار. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی، ح. و درخشی، م (۱۳۸۷) کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند مکانیکی بلورهای اولیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزویک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ۲۰۷-۲۲۴.
- قدسی، م. ر.، بومری، م. باقری، س. و ناکاشیما، ک (۱۳۹۵) بررسی شیمی کانی بیوتیت در گرانیتوئید مکسان، جنوب شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره اول، ۳۳-۴۴.

بودن فشارش در منطقه می‌باشد که مانع صعود ماگما به سطح زمین شده است پس محیط ریفتی به شکلی که باعث کشش قاره‌ای شود در منطقه حاکم نمی‌شود. وجود مخروط‌های آتشفشانی متعدد و منفرد که همراه با گسلش و شکستگی‌های عمیق است، در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. بررسی ساختاری منطقه گسل‌های نرمال و امتداد لغز را نشان می‌دهد که روند بیش‌تر آن‌ها شمال‌باختر، جنوب‌خاور بوده و در تعدادی از آن‌ها جابجایی قابل مشاهده است. به‌طوریکه مشاهده گردید آتشفشان‌های میوسن فوقانی و کواترنری منطقه بیجار در امتداد خطی موازی با شکستگی زاگرس قرار گرفته‌اند. این موقعیت ساختمانی رابطه‌ای نزدیک مابین فعالیت‌های آتشفشانی و جنبش‌های تکتونیکی که در باختر منطقه مورد مطالعه جریان داشته را آشکار می‌سازد. ترکیب شیمیایی گدازه‌ها نشانه‌ی ولکانیسم ناشی از نیروی کششی است اما تا کنون وقوع فازهای کششی از میوسن فوقانی تا کواترنری در جهت عمود بر شکستگی زاگرس گزارش نشده است. به‌نظر می‌رسد که ولکانیسم خطی منطقه بیجار ناشی از فازهای کششی محلی و نتیجه چرخش میکروپلیت‌ها است، زیرا در بعضی حالات فشارش و کشش باهم در یک زمان و در یک منطقه دیده شده‌اند. کشش‌هایی در نتیجه پایان فرورانش و آپلیفت منطقه رخ می‌دهد که می‌تواند منجر به خروج ماگماهای آکالن شود (باربارین، ۱۹۹۹).

نتیجه‌گیری

بازالت‌های مناطق کوه‌سیاه و طهمورث بیجار به سن کواترنری شامل فنوکریست‌های اولیوین، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن و تیغک‌هایی از جنس بلورهای پلاژیوکلاز هم‌مره با کانی‌های تیره آمفیبول و بیوتیت هستند. این سنگ‌ها با سرشت شوشونیتی و آکالن (مشابه با شوشونیت‌های سدیک ایران)، از نوع متاآلومینوس و آبساروکیتی بوده و در گستره آکالی بازالت قرار می‌گیرند. هم‌چنین سنگ‌های خروجی مورد بحث با بازالت‌های نیویوم بالای کردستان قابل قیاس‌اند. نمودارهای الگوی REE و عنکبوتی منطقه، بیانگر منشاء غنی شده‌ی این سنگ‌ها و وجود شیب منفی در این نمودارها بیانگر درجه کم ذوب بخشی می‌باشد. در نمودارهای زمین‌ساختی، بازالت‌های مناطق مورد مطالعه،

- the Cape Vogel area, Papua. *Journal of Petrology*, 7: 375-403.
- Ewart, A (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, 7: 25-98.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S (2009) From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rock. *The Canadian Mineralogist*, 38: 1065-1073.
- Haschke, M., Siebel, W., Gunther, A. and Scheuber, E (2002) Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, B1: 107.
- Hastie, A. R., Mitchell, S. F., Kerr, A. C., Minifie, M. J., and Millar, I. L (2011) Geochemistry of rare high-Nb basalt lavas: Are they derived from a mantle wedge metasomatised by slab melts? *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 75: 5049-5072.
- 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: 523-48.
- Krauskopf, K. P. and Bird D (1976) Introduction to geochemistry. Mc Graw Hill, 788 pp.
- Kretz, R (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68, 1-2: 277-279.
- Kuno, H (1968) Differentiation of basalt magma. In: Hess, H. H. and Poldervaart, A. (eds.), *Basalts: The oldervart tries on rocks*. International science, Newyork, 2: 623-688.
- Lee, D. C., Halliday, A. N., Davies, G. R., Essene, E. J., Fitton, G. and Temdjim, R (1996) Melt Enrichment of Shallow Depleted Mantle: a Detailed Petrological, Trace Element and Isotopic Study of Mantle-Derived Xenoliths and Megacrysts from the Cameroon Line. *Journal of Petrology*, 37: 415-441.
- Machado, A., Lima, E. F., Chemale, F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. and Urrutia, J. L (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 18 (3): 407-425.
- Mackenzie, D. E. and Chappell, B. W (1972) Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 35: 50-62.
- McKenzie, D. and O'Nions, R. K (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32: 1021-1091.
- Meffre, S., Aitchison, J. C. and Crawford, A. J (1996) Geochemical evolution and tectonic مجرد، م. و رحیم‌سوری، ی (زیر چاپ) تفکیک بازالت‌ها، تراکیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌های جوان مهاباد از جنبه‌های ژئوشیمیایی و محیط تکتونوماگمایی؛ لزوم اصلاح ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مهاباد. مجله پترولوژی اصفهان (زیر چاپ).
- معین‌وزیری، ح (۱۳۷۷) دیباچه‌ای بر ماگماتیسیم ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ص.
- معین‌وزیری، ح. و امین‌سبحانی، ا (۱۳۶۴) مطالعه‌ی آتشفشان‌های منطقه‌ی تکاب-قروه. انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱-۴۸.
- Aftabi, A., and Atapour, H (2000) Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes* 23 (2): 119-125.
- 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., Kheirkhah M., Emami M. H. and Jones S. J (2011) Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International*, 184: 555 - 574.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and McLeod, C. L (2013) Generation of Arc and Within-plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran. *Journal of Petrology*, 54: 887-911.
- Asiabanha, A, Bardintzeff, J. M. and Veysi, S (2018) North Qorveh volcanic field, western Iran: eruption styles, petrology and geological setting. *Mineralogy and Petrology*, 12: 501-520.
- Azizi, H., Asahara, Y. and Tsuboi, M (2014) Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *International Geology Review*, 56: 167-186.
- Barbarin, B (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Berberian, F. and King, M (1981) Tectonic-plutonic episode in Iran. In: Delany F. M., Gupta H. K. (Eds.) *Am. Geophys. Union Geodynamics Series*: 5-32.
- Castillo, P. R (2008) Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for post subduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 451-462.
- Cox, K. G., Bell J. D. and Pankurst R. J (1979) *The interpretation of Igneous rocks*. London, Unwin - Hyman Ltd, 450 pp.
- Dallwitz, W. B., Green, D. H., and Thompson, J. E (1966) Clinoenstatite in a volcanic rock from

- Stocklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran" a review. AAPG Bulletin, 52: 1229-1258.
- Sun S. S. and McDonough, W. F (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, 1-19.
- Thieblemont, D. and Tegye, M (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées téroni de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. Comptes Rendus Academic Sciences, 319: 87-94.
- Vasques, M. and Altenberger, U (2005) Mid-Cretaceous extension-related magmatism in the eastern Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 20: 193-210.
- Vermeesch, P (2006) Tectonic discrimination of basalts with classification trees. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70: 1839-1848.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-342.
- Winter, J. D (2001) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, 697 p.
- Wood, D. A (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50: 151-162.
- significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. Tectonics, 15: 67-83.
- Nakamura, E., Campbell, I. H., McCulloch, M. T. and Sun, S. S (1989) Geochemical Geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea and China. Journal of Geophysical Research, 94: 4634-4654.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to mineralogy and petrology, 69 (1): 33-47.
- Pearce, J. A (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (ed.) Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley and Sons New York, 525-548.
- Pearce, J. A (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman D. A. (ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada. Short Course Notes, 12: 79-113.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19 (2): 290-300.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58 (1): 63-81.
- Philpotts, A. R (1990) Principles of igneous and metamorphic Petrology. Prentice Hall, New Jersey.
- Polat, A. and Kerrich, R (2001) Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: Implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141: 36-52.
- Ramos, V. A. and Kay, S. M (1992) Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. In: Oliver R. A., (eds) Andean Geodynamics Tectonophysics, 205: 261-282.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B (1989) Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica: Implications for residual titanates in arc magma sources. Journal of Geophysical Research, 94: 4619-4633.
- Rollinson, H. R (1993) Using geological data. Evolution Presentation Interpretation Longman, 560p.

Petrology and geochemistry of Kuh-Siyah and Tahmoures areas young volcanic rocks, Kurdistan

P. Ghaderi¹ and M. Modjarrad^{2*}

1, 2- Dept., of Geology, Urmia University, Urmia

*m.modjarrad@urmia.ac.ir

Received: 2019/1/8 Accepted: 2019/5/25

Abstract

At the structural of Sanandaj - Sirjan, Zone of Iran (Kurdistan providence) Kuh-Siyah and Tahmoures young volcanic rocks are exposed. The main phenocrystals of these rocks consist of olivine and clinopyroxene. These metaluminous rocks are combinations of trachy basalt, basalt to hawaiiite have shoshonitic to alkaline affinities. Based on geochemical studies, the partial melting of a garnet - spinel Lherzolithic source was responsible for the magma generation. The basic rocks, have LILE enrichment and low content of HFSE. Enrichment of LREE can influence magmatic evolution (High depth and low partial melting degree) and tectonic setting of the formation of rocks, attributed. Significant depletion of HREE could be as a result of residue of the mineral garnet phase in the liquid production process. The studied alkali-basalts have all the high Nb basalts signatures such as Nb>18 ppm, Sr/Y>25, La/Yb>14, low Rb/Sr and Yb. Hence these are high Nb basalts, but isotopic investigations are required to confirm it.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Quaternary, Kuh-Siyah, Tahmoures, Kurdistan