

ژئوشیمی سنگهای آذرین نئوژن در غرب زواریان، جنوب غرب سلفچگان (کمر بند ماگمایی

ارومیه- دختر)

احمد رضا احمدی^{۱*}، بهناز حسینی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.

✉ نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۹۱۸۹۱۶۲۱۸، پست الکترونیکی a.r.ahmadi@pnu.ac.ir

چکیده:

ماگماتیسیم نئوژن در غرب زواریان در طی دو فاز ماگمایی جداگانه کوه آتشفشانی خستک را تشکیل داده است. واحدهای فاز پیشین شامل مجموعه‌ای از آذرآواریهای بازی تا حدواسط و گدازه‌های آندزی بازالت تا آندزیت بر روی واحدهای هم ارز سازند قرمز بالایی قرار گرفته‌اند. فاز پسین شامل توده‌های نیمه عمیق کوچک با سنگ‌شناسی گابرو- دیوریت پورفیری می‌باشد که واحدهای قبلی را قطع کرده است. سنگهای آندزی بازالت- آندزیت (فاز پیشین) و گابرو- دیوریت (فاز پسین) خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه نشان داده و بر این اساس به لحاظ ژنتیکی می‌توانند با هم مرتبط باشند. در الگوهای عناصر نادر خاکی، سنگهای گروه گابرو- دیوریت الگوهای نسبتا مسطحی دارند اما با افزایش میزان سیلیس و به سمت سنگهای گروه آندزیت بر شیب الگوها به صورت منظم افزوده شده و LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. در الگوهای عناصر ناسازگار، عناصر LILE در مقایسه با عناصر LREE غنی‌شدگی اندک نشان می‌دهند، با این حال همانند سنگهای آذرین مناطق فرورانش، تهی‌شدگی Nb-Ta را در مقایسه با عناصر نادر خاکی مجاور می‌توان مشاهده نمود. بر اساس مطالعه ژئوشیمی عناصر کمیاب، این سنگها خصوصیات حدواسط سنگهای ماگمایی متعلق به مناطق حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را نشان می‌دهند. خصوصیات ژئوشیمیایی حدواسط حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را می‌توان در ارتباط با ماگماتیسیم در حوضه‌های کششی پشت قوس نواحی قاره‌ای دانست. ذوب بخشی با درجات نسبتا بالا در یک گوشته لیتوسفری کم عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت که در گذشته خود تحت متاسوماتیسیم حاصل از فرورانش قرار گرفته است را می‌توان عامل ماگماتیسیم این منطقه دانست.

لغات کلیدی: زواریان، کوه خستک، ژئوشیمی، حوضه پشت قوس قاره‌ای، کمر بند ماگمایی /ارومیه- دختر.

مقدمه:

کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر واقع در باختر- جنوب باختر پهنه ایران مرکزی و شمال پهنه سهندج سیرجان دربردارنده مجموعه‌ای متنوع از سنگ‌های آذرین خروجی و درونی می‌باشد. اوج این فعالیت‌های ماگمایی در ائوسن صورت گرفته است با این

حال این فعالیت‌ها با شدت و ضعف در زمانهای بعد تا پلیوکواترر ادامه یافته است [۱، ۲]. این رخدادهای ماگمایی به لحاظ ترکیب از بازیک تا اسیدی متنوع هستند. هر چند که ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای آتشفشانی از بازالت تا رپولیت متغیر است، با این حال طیف حدواسط با ترکیب آندزیت بیشترین فراوانی را نشان می‌دهد. توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ با ترکیب غالب دیوریت تا گرانیت و همچنین دسته‌های دایک و سیل سنگ‌های رسوبی و ماگمایی قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند.

ماگماتیسم پهنه ارومیه - دختر به لحاظ ترکیبی غالباً به طیف کالک‌آلکالن وابسته هستند [۳، ۴، ۵]. با این حال، سنگ‌های آذرین وابسته به ماگماتیسم تولیتی [۶، ۷، ۸، ۹] و آلکالن [۱۰، ۱۱، ۱۲] نیز گزارش شده‌اند. در خصوص جایگاه تکتونوماگمایی ماگماتیسم پهنه ارومیه - دختر اختلاف نظر وجود دارد و به ماگماتیسم حواشی فعال قاره‌ای [۵، ۱۱]، ماگماتیسم جزایر قوسی [۷، ۱۳]، مناطق پس از کوهزایی [۱۴] و ریفتهای درون قاره‌ای [۱۰، ۱۵، ۱۶] نسبت داده شده است.

در جنوب قم و مناطق اطراف سلفچگان علاوه بر سنگ‌های ماگمایی ائوسن، رخساره‌های آتشفشان نوژن رخمون دارند. [۱۷] ضمن مطالعه سنگ‌های آتشفشانی - نیمه آتشفشانی با سن میوسن تا پلیوسن در منطقه راه (جنوب سلفچگان)، ماگمای مادر را از نوع کالک‌آلکالن نشات گرفته از یک گوشته متاسوماتیزه شده در اثر سیالات فرایند فروانش دانسته است. [۱۸] تزریق مکرر از یک مخزن ماگمایی را عامل تفاوت‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی توده کوارتز دیوریتی کوه آل در جنوب سلفچگان دانسته و تشکیل این توده آذرین را مرتبط با ماگماتیسم مناطق فروانش دانسته است. [۱۹] ضمن مطالعه کانی زایی طلا و مس در منطقه زواریان، کانی‌زایی را از نوع اپی ترمال با اکسیداسیون بالا و مرتبط با توده‌های نیمه عمیق دانسته است.

در این مطالعه به بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین غرب زواریان (جنوب غرب سلفچگان) در منطقه کوه آتشفشانی خستک به عنوان بخشی کوچکی از فعالیت‌های آتشفشانی پهنه ماگمایی ارومیه - دختر پرداخته می‌شود و در خصوص جایگاه تکتونوماگمایی آن بحث می‌شود.

زمین شناسی:

توالی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه تشکیل دهنده کوه آتشفشانی با عنوان کوه خستک می‌باشند (شکل ۱). این کوه آتشفشانی در استان قم کنار مسیر ارتباطی قم - اراک و مسیر ریلی تهران - جنوب بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ} 15'$ و $50^{\circ} 30'$ و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ} 25'$ و $34^{\circ} 30'$ در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلفچگان - خورده [۲۰] (شکل ۲) و $1/250000$ قم [۲۱] قرار گرفته است.

کوه آتشفشانی خستک به صورت یک کالدرای ریزشی (شکل ۳) درون کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته است. در این ناحیه، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی مربوط به نهشته‌های هم‌ارز سازند قرمز فوقانی با سن میوسن است. این سازند عمدتاً شامل مارنهای

قرمز و آهکهای خاکستری می‌باشد که سبزی آن بین ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ متر [۱۵] متغیر است. میان لایه‌هایی از جنس آندزی بازالت و آندزیت خاکستری تا سبز با ضخامت ۱۰ تا ۱۵ متر درون واحدهای آواری این سازند جای گرفته است.

بر روی واحدهای قاره‌ای- کولابی هم ارز سازند قرمز فوقانی، واحدهای آذرآواری شامل لاپیلی توف و برش آندزیتی خاکستری به صورت همشیب قرار گرفته است. این واحدهای آذرآواری گسترش زیادی در منطقه داشته و ضخامت آن گاهی تا ۱۲۰۰ متر نیز می‌رسد [۲۲] و بدنه اصلی کالدرای آتشفشانی در منطقه را تشکیل می‌دهد. میان واحدهایی از گدازه‌های آندزیتی سیاه رنگ تا قهوه‌ای را درون این واحدهای آذرآواری می‌توان مشاهده نمود. توده‌هایی کوچک از جنس گابرو- دیوریت و همچنین دسته دایک‌هایی با ترکیب حدواسط تا اسیدی درون واحدهای آذرآواری نفوذ کرده است.

در جنوب سلفچگان چندین توده نفوذی نیمه عمیق کوچک با ترکیب دیوریت تا کوارتز دیوریت وجود دارد. این توده‌ها به صورت گنبد واحدهای سازند قرمز بالایی و بخشهایی از واحدهای آذرآواری روی آن را قطع کرده‌اند. در نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰ قم و ۱/۱۰۰۰۰۰ سلفچگان، سن این توده‌های نفوذی به پس از میوسن نسبت داده شده است. با این حال، سن سنجی اورانیم- سرب بر روی یکی از این توده‌های نفوذی (کوه آله) بیانگر سن ۱۷،۴ میلیون سال (انتهای میوسن زیرین) است [۲۳]. این توده‌ها تحت تاثیر سیالات گرمابی متحمل دگرسانی و کانی‌زایی مس شده‌اند.

[۲۱] فعالیت ماگمایی منطقه قم و سلفچگان را به دو فاز پیشین (Ngv1) و پسین (Ngv2) تقسیم کرده است. بر این اساس، استراتوولکان‌های جنوب سلفچگان در طی فاز پیشین و با فوران حجم زیادی از خاکستر آتشفشانی با ترکیب بازیک تا حدواسط به همراه گدازه تشکیل شده‌اند. در طی فاز پسین، توده‌ها نیمه عمیق به صورت گنبد ظاهر شده‌اند که تشکیل آنها همراه با توسعه دسته دایکهای فراوان درون سنگ‌ها فاز پیشین همراه است.

به طور کلی می‌توان عنوان نمود که کوه خستک به صورت یک کالدرای ظاهر شده است که بخش اعظم آن را آذرآواریهای بازیک تا حدواسط فاز پیشین (Ngv1) تشکیل داده است. توالی پیاپی لایه‌های آذرآواری با رنگ و ترکیب متفاوت بیانگر فعالیت تناوبی آتشفشان است. واحدهای سنگی آذرآواری به شدت تحت تاثیر فرایندهای تکتونیکی متحمل شکستگیها و توسعه درزه‌های برشی شده‌اند.

در بخش مرکزی کالدرای، سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط مرتبط با فاز پیشین (Ngv1) به صورت متناوب با سنگهای آذرآواری ظاهر شده‌اند (شکل ۴ الف). این سنگ‌های آتشفشانی در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره متغیر بوده و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و در برخی نمونه‌ها آمفیبول را با چشم غیر مسلح می‌توان مشاهده نمود.

سنگ‌های ماگمایی مربوط به فاز پسین (Ngv₂) را غالباً در دامنه جنوب شرقی و شمال غربی به صورت توده‌های نیمه عمیق کوچک با سنگ‌شناسی گابرو- دیوریت پورفیری می‌توان مشاهده نمود (شکل ۴ ب). این سنگ‌ها در نمونه دستی سیاه رنگ تا خاکستری تیره و سخت بوده و گاهی درشت بلورهایی از آمفیبول که ابعاد آنها تا بیش از ۲ سانتیمتر نیز می‌رسد در آنها قابل مشاهده است. در پایان، دسته دایکهای بازیک و اسیدی مجموعه این سنگهای ماگمایی را قطع نموده‌اند.

روش مطالعه:

پس از پیمایشهای صحرایی و برداشت ۶۰ نمونه از واحدهای مختلف منطقه، تعداد ۴۰ مقطع نازک جهت مطالعه میکروسکوپی تهیه شد. پس از مطالعه توسط میکروسکوپ پلاریزان المپوس مدل BX51-P، تعداد ۱۰ عدد از مناسب‌ترین سنگ‌ها جهت آنالیز ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب انتخاب گردید. در این خصوص سعی گردید که نمونه‌های انتخاب شده معرف طیف متنوع سنگی منطقه باشد و همچنین متحمل دگرسانی شده باشند. آنالیز عناصر اصلی به روش XRF و آنالیز عناصر کمیاب به روش ICP-MS توسط آزمایشگاه زمین شناسی و مدیریت مواد معدنی و انرژی در کشور فرانسه مطابق روش [۲۴] انجام شده است. پردازش داده‌ها و تهیه نمودارها توسط نرم افزار Minpet صورت پذیرفته است.

سنگ شناسی:

- سنگهای آتشفشانی فاز پیشین (Ngv₁): در مقیاس میکروسکوپی، سنگهای آتشفشانی فاز پیشین (Ngv₁) شامل آندزی بازالت و آندزیت می‌باشند؛ با این حال، به لحاظ ترکیب کانی‌شناسی و بافت متغیر هستند.

- آندزیت با خمیره دانه‌ریز تا میکروولیتی جریان: کانیهای اصلی شامل پلاژیوکلاز (تا ۸۰ درصد) و بلورهای اکسید آهن - تیتان می‌باشد (شکل ۵ الف). بلورهای درشت‌تر سنگ را پلاژیوکلازهای شکلدار تا نیمه شکلدار با ابعاد غالباً کوچکتر از یک میلی‌متر تشکیل می‌دهند. بلورهای اکسیدی به ویژه در خمیره سنگ حضور قابل توجهی دارند و به صورت درشت بلور کمتر ظاهر شده‌اند. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگها می‌توان به بلورهای ریز آمفیبول و کلینوپیروکسن اشاره کرد. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، کانیهای رسی و گاهی کلسیت حاصل از تجزیه دیگر کانی‌ها غالباً در خمیره سنگ ظاهر شده‌اند. در بسیاری از این نمونه‌ها، جهت یافتگی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در خمیره بافت جریانی را به سنگ داده است.

- آندزیت و آندزی بازالت پورفیری تا مگاپورفیری: در این سنگ‌ها کانی‌های اصلی را بلورهای پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰ درصد)، آمفیبول (۲۰-۳۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۱۰-۲۰ درصد) و اکسیدهای آهن- تیتان (۵-۱۰ درصد) تشکیل می‌دهند (شکل ۵ ب و ج). بلورهای درشت شکلدار، نیمه شکلدار تا بی شکل پلاژیوکلاز به صورت منفرد و گاه به صورت تجمع گلومروپورفیری ظاهر شده‌اند. در بلورهای پلاژیوکلاز که منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند، شدت دگرسانی نیز متناسب با ترکیب بخشهای مختلف بلور

متغیر است. درشت بلورهای آمفیبول که گاه ابعاد آنها تا بیش از یک سانتیمتر می‌رسد به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار در سنگ ظاهر شده‌اند. تقریباً تمامی بلورهای آمفیبول موجود در ترکیب فنوکریست دارای حواشی اکسید شده‌اند (شکل ۵ ب و ج) که علت این ناپایداری را می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانیها و از دست رفتن آب حین صعود ماگما نسبت داد [۲۵]. بلورهای درشت آمفیبول اغلب درونبارهای فراوانی از پلاژیوکلاز را در بر گرفته‌اند. کانیهای فرعی شامل آلکالی فلدسپار (به صورت هاله بر هم رشدی به دور برخی از بلورهای پلاژیوکلاز)، بلورهای ریز کوارتز و آپاتیت می‌باشند. از کانیهای ثانویه می‌توان به ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، کانیهای رسی و بلورهایی از کانیهای اکسیدی اشاره کرد که از تجزیه سایر کانیها به ویژه پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و آمفیبول تشکیل شده‌اند.

- **گابرو دیوریت نیمه عمیق فاز پسین (Ngv2):** این سنگ‌ها دارای بافت میکروگرانولار، پورفیریتیک تا مگاپورفیریتیک هستند. کانیهای اصلی شامل پلاژیوکلاز (۵۰-۶۵ درصد)، آمفیبول (۲۰-۳۵)، کلینوپیروکسن (۱۵-۲۰ درصد) و اکسیدهای آهن-تیتان (۱۰-۱۵ درصد) می‌باشند. در نمونه‌های پورفیریتیک تا مگاپورفیریتیک، فنوکریستها را بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. درشت بلورهای آمفیبول که گاه ابعاد آنها تا بیش از ۲ سانتیمتر می‌رسد به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار بوده و اغلب دارای درونبارهای فراوان از سایر کانیها به ویژه پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن-تیتان هستند (شکل ۵ د). این بلورها گاهی در تماس با خمیره ناپایدار بوده و آثار خوردگی در حاشیه این بلورها نمایان شده است (شکل ۵ ه). بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار پلاژیوکلاز با ابعاد مختلف در سنگ حضور دارند و گاهی ابعاد آنها تا بیش از ۱ سانتیمتر می‌رسد. در این بلورها همراه با زونینگ ترکیبی آثار تجزیه شدگی را می‌توان مشاهده نمود. کانی کلینوپیروکسن غالباً به صورت ریز بلور بوده و میزان آن در ترکیب سنگ کمتر از آمفیبول است.

آلکالی فلدسپار، کوارتز، آپاتیت و کانیهای اکسیدی به عنوان کانی فرعی در این سنگها حضور دارند. رشد کانی آلکالی فلدسپار به دور بلورهای پلاژیوکلاز را گاهی می‌توان مشاهده نمود (شکل ۵ و). کانیهای ثانویه از جمله کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکتینولیت از تجزیه کانیهای اصلی سنگ حاصل شده‌اند.

ژئوشیمی:

نتایج عناصر اصلی و عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. میزان SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ۴۷/۵۵ تا ۶۱/۴۴ می‌باشد. در این میان، سنگ‌های گابرو-دیوریت فاز پسین (Ngv_2) در مقایسه با آندزیت‌های فاز پیشین (Ngv_1) میزان SiO_2 کمتری دارند. در شکل ۶، نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. علی‌رغم برخی پراکندگی‌ها، این نمودارها بیانگر ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها است.

سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالی [۲۷] معادل بازالت، آندزی بازالت و آندزیت (شکل ۷ الف) و بر اساس نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 [۲۸] معادل بازالت ساب آلکالن تا آندزیت هستند (شکل ۷ ب).

سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس معیار ارائه شده توسط [۲۹] به عنوان سنگهای وابسته به سریهای ساب آلکالن محسوب می‌شوند (شکل ۷ الف). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۳۰] نمونه‌ها در جایگاه سنگ‌های فقیر از پتاسیم (معادل با سری توله‌ایتی) تا کالک آلکالن با پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). نمودار شاخص آلکالن (A.I.) در برابر میزان Al_2O_3 سری کالک آلکالن را از سری تولییتی جدا می‌نماید [۳۱]. در این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرند که به علت مقادیر بالاتر اکسید آلومینیم آنها در مقایسه با سنگهای سری تولییتی است (شکل ۸ ب). در نمودار Th/Yb در برابر Zr/Y [۳۲] این نمونه‌ها غالباً در محدوده حدواسط دو سری کالک آلکالن و تولییتی قرار می‌گیرند (شکل ۸ ج).

در شکل ۹ الگوهای عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. سنگ‌های گروه گابرو-دیوریت الگوهای نسبتاً مسطحی دارند اما با افزایش میزان سیلیس و به سمت سنگ‌های گروه آندزیت بر شیب الگوها به صورت منظم افزوده شده و عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی شدگی نشان می‌دهند. میانگین میزان $(\text{La/Sm})_{\text{Cn}}$ به عنوان شاخص غنی شدگی LREE نسبت به MREE در سنگهای گروه گابرو-دیوریت در حدود ۱/۳ و در سنگ‌های گروه آندزیت در حدود ۳/۲ می‌نماید. همچنین، میانگین میزان $(\text{Gd/Yb})_{\text{Cn}}$ در هر دو گروه کمتر از ۲ می‌باشد که این نسبتها نشانگر تفریق اندک بین عناصر MREE و HREE می‌باشند. نکته قابل توجه دیگر در الگوهای عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه، عدم وجود تهی شدگی عنصر Eu و یا تهی شدگی اندک نسبت به عناصر مجاور خود است. این چنین رفتاری شاید به علت عدم تفریق گسترده فلدسپار و یا به علت فوگاسیته بالای اکسیژن در ماگما باشد، زیرا که در شرایط اکسیدان، ضریب توزیع عنصر Eu در کانیهای فلدسپات، مانند دیگر عناصر REE خواهد بود [۳۳]. تبلور زود هنگام کانیهای مگنتیتی نیز می‌تواند دلیلی بر فوگاسیته بالای اکسیژن ماگما باشد.

در شکل ۱۰، الگوی عناصر ناسازگار که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده اند نشان داده شده است. همانگونه که مشاهده می‌شود الگوهای سنگ‌های گروه آندزی بازالت-آندزیت و سنگهای گروه گابرو-دیوریت شباهتهایی را با هم نشان می‌دهند. بر اساس این الگوها، برای هر دو گروه، عناصر LILE (K, Rb, Ba) و Th در مقایسه با عناصر LREE غنی شدگی نشان نمی‌دهند و یا غنی شدگی اندک است. عنصر Sr در سنگهای گابرو-دیوریت غنی شدگی را در مقایسه با عناصر نادر خاکی مجاور خود نشان می‌دهد که به سمت سنگ‌های پرسیلیس‌تر گروه آندزیت این غنی شدگی محو می‌گردد که می‌تواند نتیجه‌ای از تفریق بلورین

فلدسپار در طی تحول ماگمایی باشد. در هر دو گروه، تهی‌شدگی کاملاً مشخصی از عنصر نامتحرک Nb و Ta را نسبت به عناصر مجاور خود می‌توان مشاهده نمود. برای عناصر Hf و Zr تهی‌شدگی قابل مشاهده نیست.

بحث:

همانطور که مشاهده گردید، سنگ‌های مورد مطالعه به لحاظ شیمی عناصر اصلی و کمیاب، خصوصیات حدواسط سریهای تولییتی و کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط را نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه غنی‌شدگی اندک عناصر متحرک (LILE) در نمودارهای عنکبوتی در تناقض با آرایش گسترده ماگما با پوسته قاره‌ای است. نسبت Lu/Yb به صورت قابل توجهی در طی تبلور تفریقی و درجات مختلف ذوب بخشی ثابت است [۳۴]. این نسبت در ماگماهای مشتق از گوشته به میزان ۰/۱۴ تا ۰/۱۵ و در مذابهای پوسته‌ای ۰/۱۶ تا ۰/۱۸ است [۳۵]. این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ۰/۱۴۴ تا ۰/۱۵۶ قرار می‌گیرد که بیانگر نقش کم آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای منطقه مورد مطالعه است. بنابراین ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگها به مقدار زیادی منعکس کننده خصوصیات ناحیه منشاء ماگما هستند.

ماگماهای وابسته به گوشته آستنسفری دارای نسبت Nb/La بیشتر از ۱ می‌باشند، در صورتیکه این نسبت در ماگماهای مشتق شده از گوشته لیتوسفری به صورت مشخص کمتر می‌باشد [۳۶]. نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت Nb/La به میزان ۰/۱۲ تا ۰/۴ در محدوده ماگماهای مشتق از گوشته لیتوسفری قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف). جهت بررسی ناحیه منشاء ماگما از نمودار $(Tb/Yb)_N$ در برابر $(La/Sm)_N$ استفاده شده است (شکل ۱۱ ب). بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر سنگ‌های حاصل از ماگماهای مشتق شده از گوشته کم عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت هستند. همچنین نسبت Dy/Yb نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ۱/۶۵ تا ۲/۲۴ و نسبت La/Yb در محدوده ۱/۷۳ تا ۱۲/۳۴ می‌باشد که نشان دهنده ذوب بخشی یک منشاء نسبتاً کم عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت است (شکل ۱۱ ج). فقدان گارنت پس ماندی در ناحیه منشاء باعث می‌شود که ماگمای مشتق شده از گوشته از عناصر نادرخاکی سنگین نسبتاً غنی بوده و الگوهای REE نسبتاً مسطح مانند آنچه برای نمونه‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است ایجاد گردد.

همچنان که در الگوهای عناصر ناسازگار مشاهده گردید، عناصر نامتحرک Nb و Ta تهی‌شدگی مشخصی را در مقایسه به عناصر نادرخاکی سبک و عناصر متحرک نشان می‌دهند. مقادیر کم Nb در مقایسه با La و Ba باعث گردیده است که نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ba/Nb در برابر La/Nb [۴۰] در محدوده سنگهای وابسته به قوسهای آتشفشانی قرار گیرند (شکل ۱۲ الف). نمودار Hf-Th-Nb [۴۱] یکی از نمودارهای مفید برای بررسی جایگاه نکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی است. این نمودار نسبت به تفریق بلورین تقریباً غیرحساس بوده و بنابراین برای طیف ترکیبی بازیک، حدواسط تا اسیدی قابل استفاده می‌باشد [۳۳]. بر

اساس این نمودار وابستگی سنگ‌های ماگمایی مورد مطالعه با ماگماتیسم مناطق فرورانش قابل تأیید است. در این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه در جایگاه ماگماتیسم حواشی فعال قاره ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ ب).

در نمودار Ti-Zr-Sr [۴۲] و همچنین در نمودار La/Yb در برابر Th/Yb [۴۳] نمونه‌های مورد مطالعه در هر دو جایگاه سنگ‌های ماگمایی وابسته به جزایر قوسی و حواشی فعال قاره‌ای و با تمرکز بیشتر در جایگاه جزایر قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ ج و د). همچنین در نمودار Nb/La در برابر La/Yb [۴۴] و نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۴۵] نیز نمونه‌ها در هر دو محدوده وابسته به جزایر قوسی و حواشی فعال قاره ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ ه و و).

همانطور که در الگوهای عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها قابل مشاهده است، میزان عناصر نادر خاکی سنگین تا بیش از ۱۰ برابر ترکیب کندریت غنی شده‌اند. این میزان از غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین باعث شده است که الگوی نسبتا مسطح را برای عناصر نادر خاکی به ویژه در سنگ‌های فقیرتر از سیلیس مشاهده نماییم. از طرف دیگر، غنی‌شدگی اندک عناصر LILE در مقایسه با عناصر LREE در مغایرت با ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ماگمایی حواشی فعال قاره‌ای است.

خصوصیات ژئوشیمیایی حدواسط حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را در سنگ‌های ماگمایی متعلق به حوضه‌های کششی پشت قوس نواحی قاره‌ای می‌توان مشاهده نمود [۴۶، ۴۷، ۴۸]. در این نواحی بر خلاف حوضه‌های پشت قوس جزایر اقیانوسی که با تولید پوسته اقیانوسی همراه است، تنها کشش و نازک‌شدگی در پوسته قاره‌ای اتفاق می‌افتد. این تکتونیک کششی باعث ایجاد یک حوضه دریایی کم عمق در سطح پوسته قاره‌ای زمین می‌گردد که در آن سنگ‌های رسوبی و آذرین تشکیل می‌شوند [۴۶، ۴۷]. نازک‌شدگی ناحیه لیتوسفر که در پی تکتونیک کششی رخ داده است باعث بالا آمدن آستنسفر شده که خود منجر به ذوب بخشی گوشته لیتوسفری می‌شود. این گوشته لیتوسفری که در گذشته خود در اثر فرایندهای مرتبط با فرورانش غنی گردیده است، در پی ذوب بخشی با درجه نسبتا بالا باعث تولید ماگمایی با خصوصیات حدواسط مذاب‌های کالک آلکالن حواشی فعال قاره‌ای و مذاب‌های تولییتی جزایر قوسی شده است. در درجات بالا از ذوب بخشی میزان عناصر نادر خاکی سنگین در ماگما افزایش می‌یابد و در نتیجه الگوهای عناصر نادر خاکی با شیب کم و تقریبا مسطح در بخش MREE تا HREE را شاهد خواهیم بود (همانند آنچه که برای نمونه‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است).

نتیجه‌گیری:

سنگ‌های آتشفشانی کوه خستک با سن نئوژن بر روی سنگ‌های رسوبی سازن قرمز بالایی قرار گرفته‌اند. این سنگ‌های ماگمایی شامل تناوبی از آذرآواریهای بازیک تا حدواسط و همچنین واحدهای آندزی بازالت و آندزیت، تشکیل دهنده کالدرای آتشفشانی در این بخش از کمربند ارومیه- دختر هستند. توده‌های نفوذی نیمه عمیق و کوچک با ترکیب کلی گابرو- دیوریت در فاز دوم

ماگمایی در میان سنگهای فاز نخست نفوذ کرده‌اند. نتایج زیر را می‌توان از مطالعه سنگهای آذرین نئوژن کوه خستک در غرب زواریان برداشت نمود:

۱- سنگهای آندزی بازالت و آندزیت فاز پیشین و گابرو- دیوریت فاز پسین دارای خصوصیات ژئوشیمیایی مشترک و مشابه می‌باشند و بر این اساس می‌توان آنها را هم منشاء دانست. تقسیم بندی آنها در دو فاز مختلف به علت اختلاف زمانی وقوع ماگماتیسم آنها است.

۲- سنگهای مورد مطالعه به لحاظ ژئوشیمیایی متعلق به سریهای تولییتی تا کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط می‌باشند.

۳- ماگمای مرتبط با سنگهای مورد مطالعه از ذوب بخشی با درجات نسبتاً بالا از یک گوشته لیتوسفری کم عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت حاصل شده است.

۴- سنگهای مورد مطالعه ویژگیهای ژئوشیمیایی حدواسط سنگهای آذرین تشکیل شده در مناطق جزایر قوسی و حواشی فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. ویژگی‌های حدواسط ماگماتیسم جزایر قوسی و حواشی فعال قاره‌ای می‌تواند بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در طی فعالیت ماگمایی شکل گرفته در یک محیط کششی حادث شده در پشت قوس قاره‌ای (Ensialic Back Arc) باشد.

۵- پس از شکل گیری کمان ماگمایی حاصل از فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و در پی آن ضخیم شدگی پوسته قاره‌ای، تکتونیک کششی به صورت محلی در بخشهایی از پوسته قاره‌ای شکل گرفته است. در این نواحی کششی، گوشته لیتوسفری که در گذشته خود در اثر فرایندهای سابداکشن متحمل متاسوماتیسم شده بوده است، در طی ذوب بخشی نسبتاً گسترده مذابهایی را ایجاد نموده که خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماهای مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. با این حال، با توجه به ضخامت کم پوسته قاره‌ای، آرایش ماگما با پوسته به صورت گسترده نخواهد بود.

قدردانی:

نویسندگان از همکاری مسئولین آزمایشگاه دانشگاه پیام نور جهت فراهم آوردن امکان مطالعات میکروسکوپی تشکر می‌نمایند. از ارزیابی و نظرات ارزنده داوران محترم مجله تقدیر و تشکر می‌شود.

مراجع

- [1] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., Arcmagmatism and subduction history beneath Zagros: new report of adakites and geodynamic consequences, Lithos 106 (2008) 380–398.

- [2] Stocklin J., Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, Berlin (1974) 873–887.
- [3] Jung D., Kuřsten M., Tarkian M., Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), *Afar between continental and oceanic rifting*. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart (1976) 175-181.
- [4] Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London* 139 (1982) 605–614.
- [5] Shafiei B., Shahabpour J., Haschke M., Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman Porphyry Copper Belt: Response to Neogene Crustal Thickening. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19 (2008) 67-84.
- [6] Ahmad T., Posht Kuhi M., Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. *Treatise on the Geology of Iran*. Iranian Ministry of Mines and Metals (1993).
- [7] Shahabpour J., Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (2007) 652–65.
- [8] Fazlnia A., Alizade A., Petrology and geochemistry of the Mamakan gabbroic intrusions, Urumieh (Urmia), Iran: Magmatic development of an intra-oceanic arc. *Periodico di Mineralogia* 82 (2013) 263-290.
- [9] Hosseini B., Ahmadi A., Ghanbari Dolatabadi M., The origin and tectonomagmatic setting of the dykes in north of Mashhad-Ardeha (in Persian), *Scientific-Research Quarterly of Earth Sciences*, 26 (2017) 187-198.
- [10] Amidi S.M., Emami M.H., Michel R., Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation, *Geologische Rundschau* 73 (1984) 917-932.
- [11] Hassanzadeh J., Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province), PhD thesis, University of California, Los Angeles (1993) 204p.
- [12] Moradian A., Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran, Ph.D thesis, University of Wollongong, Australia (1997).
- [13] Alavi M., Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran, *Journal of Geodynamics* 21(1996) 1–33.
- [14] Ghasemi A., Talbot C.J., A new scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (2006) 683-693.

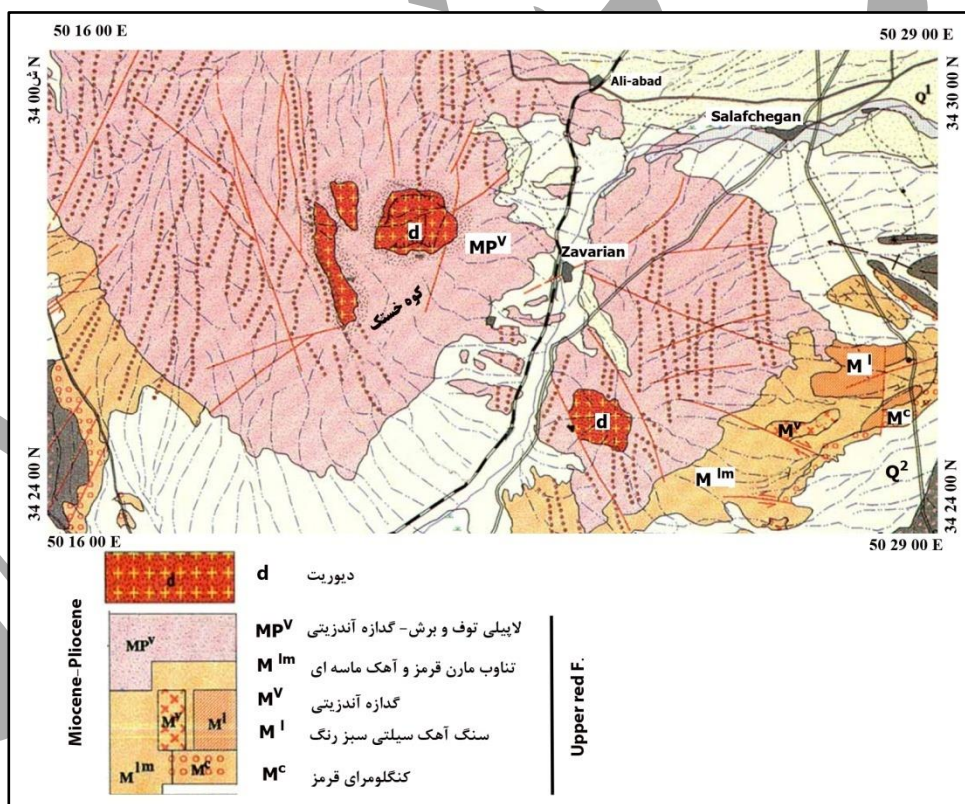
- [15] Emami M.H., Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Ph.D thesis, University of Grenoble France (1981) 489 pp.
- [16] Sabzehei M., Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran Meridional)-etude petrologique et structurale, interpretation dans le cadre Iranian, Thesis, Grenoble (1974) 306 p.
- [17] Emami M. H., Monsef R., Rashid Nejad Omran N., Geochemistry and Petrogenesis of the Raveh Neogene Volcanic and Sub-Volcanic Rocks in the Urumieh – Dokhtar Magmatic Belt (Central Iran) (in Persian), scientific quarterly journal of geosciences 22 (2013) 91-104.
- [18] Nazari M., Keshtgar S., Kananian A., Boomeri M., Geochemistry of Salafchegan quartz diorite pluton (in Persian), Iranian Journal of Geology 40 (2016) 107-120.
- [19] Zahmatkesh E., Heidar S M., Geology and mineralization of Zavarian Au-(Cu) deposit (Qom-Salafchegan) (in Persian), scientific quarterly journal of geosciences 30 (2020) 39-50.
- [20] Alai Mahabadi S., Geological map of the Salafchegan-Khorhe, Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, Sheet No. 6958 (۲۰۰۰).
- [21] Emami M. H., Hajian J., Geological map of the Qom, Scale 1:250,000, Geological Survey of Iran, Sheet No. NI 39-6 (1991).
- [22] Emami M. H., Geologie de la region de Qom-Aran (Iran) contribution a l etude dynamique et géochimique du volcanisme tertiaire de l Iran Central, These Doctorat Etat Grenoble, (1981) 489 pp.
- [23] Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162 (2013) 70–87.
- [24] Knaack C., S. B. Cornelius, and P. R. Hooper, Trace element analyses of rocks and minerals by ICP-MS, Open File Rep, Washington State Univ (1994).
- [25] Shelly D., *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientations.* London (Chapman and Hall), (1993) 445 p.
- [26] Whitney D.L., Evans B.W., Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95(2010.) 185– 187.
- [27] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., *The Interpretation of Igneous Rocks.* George Allen & Unwin, London, (1979) 450 pp.
- [28] Winchester J.A., Floyd P.A., Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology* 20 (1977) 325-343.
- [29] Irvine T.N., Baragar W.R.A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Science* 8 (1971) 523–548.

- [30] Peccerillo A., Taylor S. R., Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1976) 63-81.
- [31] Wilson M., *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*, Chapman & Hall, New York (1989) 496 p.
- [32] Ross P. S., Bedard J. H., Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discrimination diagram, *Canadian Journal of Earth Sciences* 46 (2009) 823–829.
- [33] Rollinson H.R., *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman, Harlow, England (1993).
- [34] Dai J.G., Wang C.S., Hebert R., Li Y.L., Zhong H.T., Guillaume R., Bezard R., Wei Y.S., Late Devonian OIB alkaline gabbro in the YarlungZangbo suture zone: Remnants of the paleo-Tethys, *Gondwana Res* (2011) 19, 232–243.
- [35] Rudnick R., Gao S., Composition of the continental crust. In *Treatise on Geochemistry*; Rudnick, R., Ed.; Elsevier-Pergamon: Oxford, UK (2003) Volume 3, pp. 1–64.
- [36] DePaolo D.J., Daley E.E., Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chem. Geol.* 169 (2000) 157–185.
- [37] Abdel-Rahman A., Nassar P., Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon, *Geol. Mag.*, Volume 141 (2004), pp. 545-563 |
- [38] Wang K., Plank T., Walker J D., Smith E I., A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107 (2002.).
- [39] Jung C., Jung S., Hoffer E., Berndt J., Petrogenesis of tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel, Germany. *J. Petrol* 47 (2006) 1637–1671.
- [40] Jahn B M., Wu F Y., Lo C H., Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from postcollisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie Complex, Central China. *Chemical Geology* 157 (1999) 119–146.
- [41] Wood D.A., 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* 42 (1980) 77-97.
- [42] Pearce J. A., Cann J. R., Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters* 19 (1973) 290-300.
- [43] Condie K.C., Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance, *Lithos* 23 (1989) 1-18.

- [44] Hollocher K e., Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings, *American Journal of Science* 312.4 (2012) 357-416.
- [45] Pearce J A., Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich (1983) p. 230-249.
- [46] Condie, K.C., Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the Southwestern United States, *Journal of Geology* 94 (1986) 825–864.
- [47] Farahat E.S., El Mahalawi M. M., Hoinkes G., Abdel Aal A. Y., Continental back-arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt, *Mineralogy and Petrology* 82 (2004) 81–104.
- [48] Shinjo R., Chung S.I., Kato Y., Kimura M., Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryuku arc: implications for the evolution of a young intracontinental back arc basin, *Journal of Geophysical Research* 104 (1999) 1059–1068.

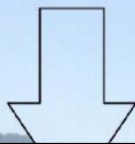


شکل ۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه در تصویر ماهواره‌ای.



شکل ۲) نقشه واحدهای سنگی منطقه برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سلفچگان - خورهه [۲۰].

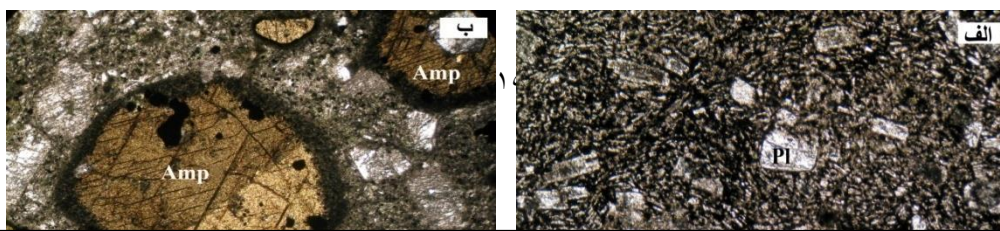
دهانه‌ای کالدرای ریزشی

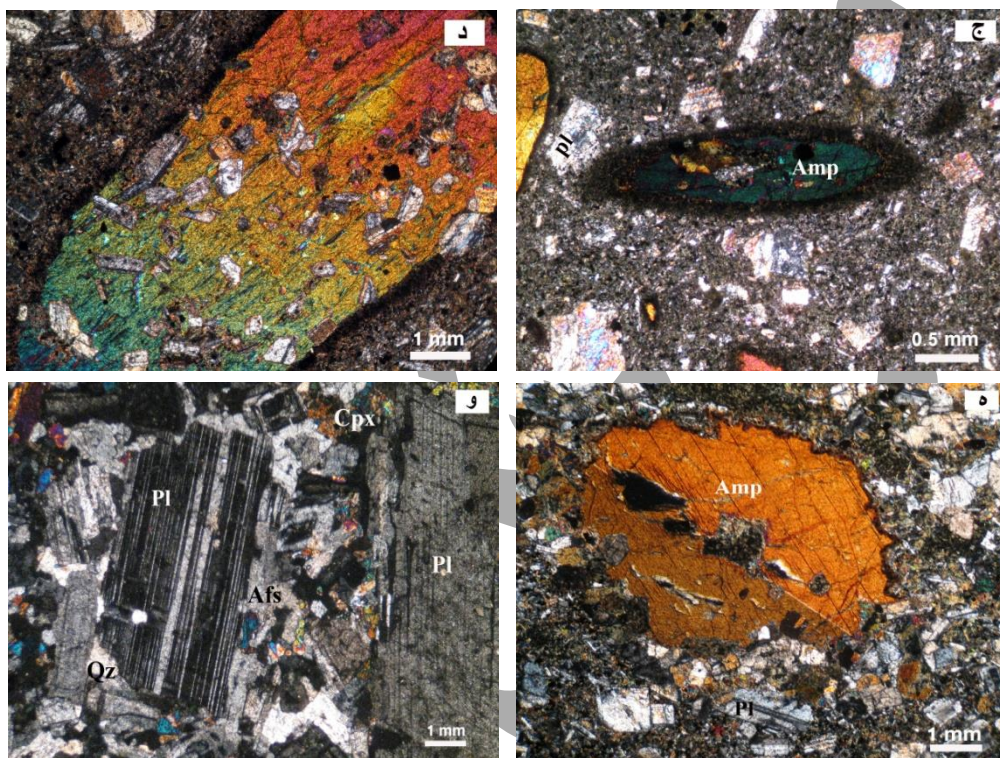


شکل ۳) تصویر از کالدرای ریزشی کوه خستک؛ دید به غرب.



شکل ۴- الف) جایگیری واحدهای آتشفشانی بر روی واحدهای پیروکلاستیک؛ ب) نفوذ توده نیمه عمیق گابرو- دیوریت به درون واحدهای آتشفشانی.



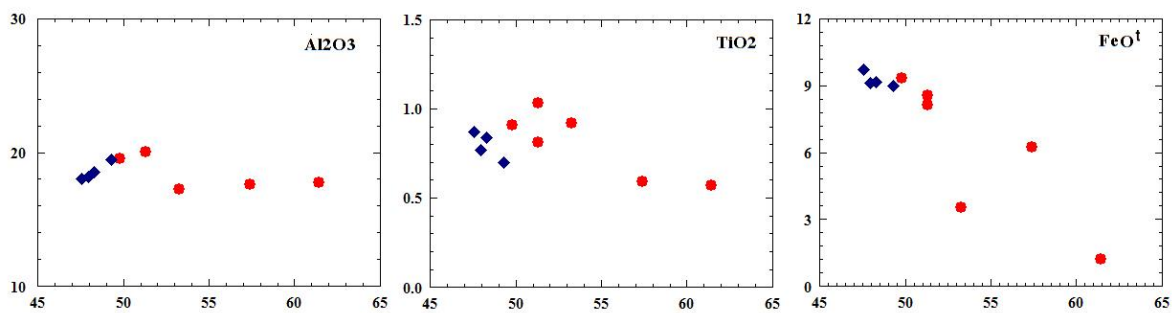


شکل ۵- الف) آندزیت فاز پیشین: حجم غالب کانی‌شناسی را پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد؛ ب و ج) آندزی بازالت پورفیری فاز پیشین: اکسیده شدن حاشیه بلورهای درشت آمفیبول؛ د و ه) گابرو- دیوریت فاز پسین: بلورهای درشت آمفیبول سایر بلورها به ویژه پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن را دربر گرفته اند؛ و) مجموعه کانی شناسی گابرو- دیوریت فاز پسین: تشکیل آلکالی فلدسپار در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز. تصاویر الف، ج، د، ه، و در نور xpl و تصویر ب در نور ppl می‌باشد. علائم اختصاری کانیها از [۲۶] اقتباس شده است (Amp: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Afs: آلکالی فلدسپار، Qz: کوارتز).

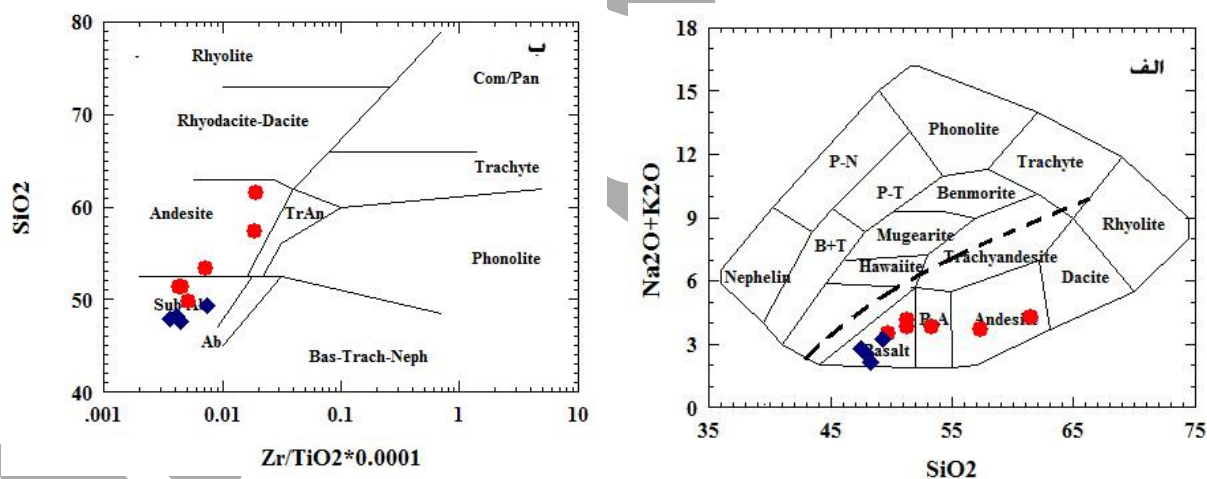
جدول (۱) نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه (اکسیدهای اصلی بر حسب wt.% و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

Sample	G10	G2	G3	G4	G5	G6	G19	G21	G22	G23
		Basaltic andesite- Andesite						Gabbro-diorite		
SiO ₂	۵۳/۲۸	۴۹/۷۸	۵۱/۳۲	۵۷/۳۸	۵۱/۳۲	۶۱/۴۴	۴۷/۵۵	۴۹/۲۹	۴۷/۹۵	۴۸/۲۶

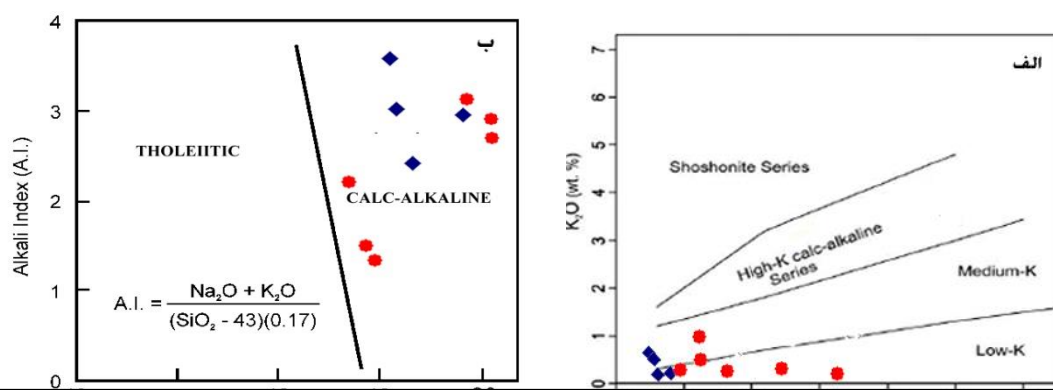
TiO ₂	۰.۹۲	۰.۹۱	۱.۰۳	۰.۵۹	۰.۸۱	۰.۵۷	۰.۸۷	۰.۷۰	۰.۷۷	۰.۸۴
Al ₂ O ₃	۱۷.۲۶	۱۹.۵۳	۲۰.۰۱	۱۷.۶۲	۲۰.۰۲	۱۷.۷۵	۱۸.۰۷	۱۹.۴۹	۱۸.۱۹	۱۸.۵۳
Fe ₂ O ₃	۳.۵۵	۹.۳۴	۸.۵۷	۶.۲۲	۸.۱۳	۱.۲۱	۹.۷۳	۸.۹۸	۹.۱۱	۹.۱۵
MnO	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۱۵	۰.۰۵	۰.۲۰	۰.۱۲	۰.۲۰	۰.۲۳
MgO	۵.۶۳	۴.۹۷	۲.۸۱	۳.۳۳	۴.۶۲	۲.۸۹	۷.۶۹	۴.۵۹	۷.۶۲	۷.۰۴
CaO	۱۴.۲۱	۱۰.۴۲	۱۰.۰۷	۷.۵۷	۹.۶۸	۱۰.۰۵	۱۰.۲۹	۹.۸۴	۱۱.۱۶	۱۱.۰۳
Na ₂ O	۳.۶۵	۳.۲۵	۳.۲۴	۳.۴۵	۳.۳۷	۴.۱۰	۲.۱۹	۳.۱۱	۲.۰۷	۱.۹۹
K ₂ O	۰.۱۸	۰.۲۴	۰.۹۲	۰.۲۴	۰.۴۴	۰.۱۸	۰.۵۷	۰.۱۳	۰.۴۳	۰.۱۵
P ₂ O ₅	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۵۸	۰.۱۴	۰.۱۶	-	-	۰.۱۱	-	-
LOI	۰.۵۳	۰.۸۴	۱.۳۲	۲.۳۳	۱.۱	۰.۸۶	۲.۴۱	۳.۳۶	۲.۰۴	۲.۱۱
Total	۹۹.۴۷	۹۹.۵۴	۹۹.۹۴	۹۸.۹۳	۹۹.۷۹	۹۹.۱۰	۹۹.۵۶	۹۹.۷۲	۹۹.۵۳	۹۹.۳۲
Ba	۶۸.۳۷	۱۴۷.۵۳	۳۶۳.۵۷	۱۷۱.۶۰	۲۵۲.۴۵	۸۸.۲۴	۱۸۲.۱۲	۱۲۶.۶۳	۱۰۴.۰۲	۷۵.۷۱
Cs	۰.۳۲	۰.۲۸	۰.۶۶	۰.۴۰	۰.۴۶	۰.۲۲	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۳۵	۰.۲۴
Hf	۲.۰۳	۱.۳۶	۱.۵۲	۳.۲۰	۱.۰۹	۳.۲۳	۱.۲۰	۱.۴۱	۰.۹۱	۱.۰۴
Nb	۲.۸۶	۲.۰۳	۳.۱۸	۳.۴۶	۱.۹۸	۳.۶۶	۱.۳۰	۱.۵۸	۰.۷۸	۱.۳۰
Rb	۱.۷۱	۴.۵۰	۲۲.۹۹	۲.۸۹	۱۱.۷۹	۲.۲۰	۱۰.۳۸	۱.۳۱	۱۰.۵۴	۲.۸۰
Sr	۶۳۰.۸۱	۵۰۵.۵۶	۵۷۵.۴۹	۴۷۹.۸۳	۵۱۰.۹۶	۵۵۶.۸۳	۳۵۴.۷۰	۴۱۹.۹۳	۳۸۳.۷۰	۲۷۳.۱۶
Ta	۰.۲۶	۰.۱۶	۰.۲۷	۰.۳۳	۰.۱۴	۰.۳۵	۰.۱۰	۰.۵۹	۰.۰۶	۰.۵۸
Th	۱.۲۳	۱.۰۱	۵.۰۳	۷.۰۷	۱.۰۶	۶.۲۵	۱.۰۱	۰.۸۵	۰.۳۹	۱.۳۱
U	۰.۲۶	۰.۳۰	۱.۴۶	۱.۷۷	۰.۲۸	۱.۱۳	۰.۲۶	۰.۳۰	۰.۱۴	۰.۴۰
Zr	۶۶.۶۷	۴۷.۵۸	۴۴.۵۱	۱۰۹.۲۷	۳۷.۰۴	۱۱۰.۰۷	۳۸.۷۲	۵۲.۰۸	۲۷.۵۵	۳۴.۵۷
Y	۱۷.۷۷	۱۶.۰۰	۲۶.۷۳	۱۸.۹۶	۱۳.۹۶	۲۰.۳۱	۱۵.۰۹	۱۵.۲۴	۱۲.۴۷	۱۵.۷۱
La	۷.۵۷	۸.۱۸	۲۶.۶۷	۲۰.۷۳	۸.۵۷	۹.۴۳	۴.۷۴	۴.۰۰	۲.۲۹	۵.۱۲
Ce	۲۰.۳۸	۱۷.۳۱	۵۳.۹۱	۳۹.۳۳	۱۷.۲۰	۳۱.۸۸	۱۲.۰۸	۹.۷۰	۶.۶۱	۱۱.۲۹
Pr	۲.۸۶	۲.۲۹	۶.۵۸	۴.۵۰	۲.۲۷	۴.۸۰	۱.۷۲	۱.۴۹	۰.۹۲	۱.۵۸
Nd	۱۲.۷۹	۱۰.۳۱	۲۶.۹۹	۱۷.۲۸	۱۰.۲۹	۲۰.۲۹	۸.۱۰	۷.۴۳	۴.۹۰	۷.۳۶
Sm	۳.۲۸	۲.۶۸	۵.۸۹	۳.۶۰	۲.۵۲	۴.۲۵	۲.۲۸	۲.۲۸	۱.۶۸	۲.۱۲
Eu	۰.۸۴	۱.۰۲	۱.۲۷	۰.۹۱	۰.۹۸	۰.۸۸	۰.۷۹	۰.۸۶	۰.۶۷	۰.۷۲
Gd	۳.۲۱	۲.۷۸	۵.۳۷	۳.۲۸	۲.۴۸	۳.۶۳	۲.۴۵	۲.۴۰	۱.۹۵	۲.۳۵
Tb	۰.۵۳	۰.۴۶	۰.۸۰	۰.۵۳	۰.۴۰	۰.۵۷	۰.۴۳	۰.۴۲	۰.۳۴	۰.۴۱
Dy	۳.۲۲	۲.۹۹	۴.۸۶	۳.۳۳	۲.۵۷	۳.۶۸	۲.۷۵	۲.۷۵	۲.۲۸	۲.۷۹
Ho	۰.۷۰	۰.۶۴	۰.۹۸	۰.۷۱	۰.۵۵	۰.۷۷	۰.۶۰	۰.۶۰	۰.۵۰	۰.۶۰
Er	۱.۸۷	۱.۷۳	۲.۵۸	۱.۹۸	۱.۵۰	۲.۱۷	۱.۶۱	۱.۶۷	۱.۳۶	۱.۶۵
Tm	۰.۲۶	۰.۲۴	۰.۳۴	۰.۲۹	۰.۲۱	۰.۳۲	۰.۲۳	۰.۲۴	۰.۱۹	۰.۲۳
Yb	۱.۷۵	۱.۶۶	۲.۱۶	۱.۹۸	۱.۴۳	۲.۲۲	۱.۵۲	۱.۶۵	۱.۳۲	۱.۶۲
Lu	۰.۲۷	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۲۲	۰.۳۲	۰.۲۳	۰.۲۵	۰.۲۰	۰.۲۴
Sc	۳۳.۳۰	۲۸.۸۸	۲۲.۲۸	۱۸.۷۲	۲۳.۳۴	۱۷.۶۹	۳۶.۷۲	۱۹.۷۲	۳۵.۶۵	۴۰.۰۶
Ni	۸.۸۵	۹.۲۳	۱۱.۶۵	۹.۶۶	۶.۶۲	۴.۴۲	۳۵.۷۱	۵.۳۰	۲۸.۸۴	۲۳.۹۶

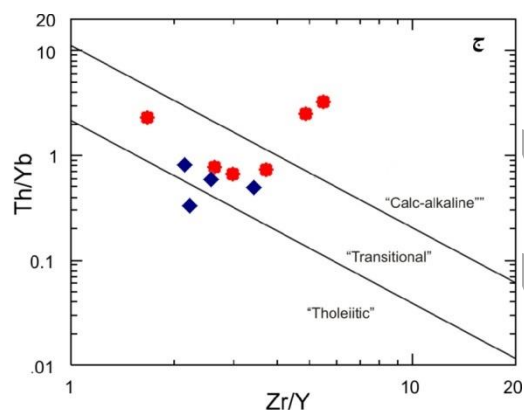


شکل ۶) نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر کاهش SiO_2 . دایره قرمز معرف گروه آندزی بازالت- آندزیت و لوزی آبی معرف گروه گابرو- دیوریت است.

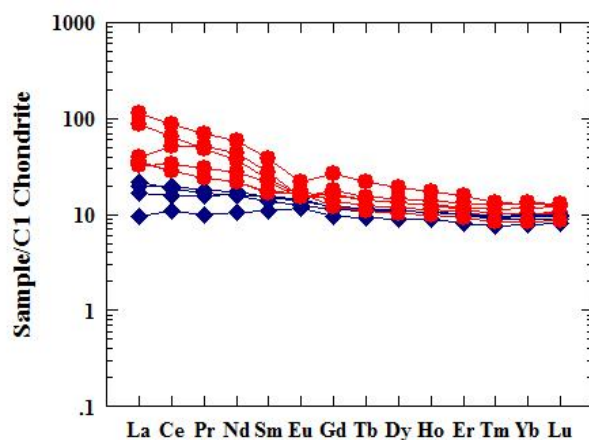


شکل ۷-الف) جایگاه سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالی [۲۷]. خط معیار جداکننده سری ساب آلکالن و آلکالن از [۲۹] می‌باشد؛ ب) جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 [۲۸]. نماد سنگ‌های مورد مطالعه همانند شکل ۶ است.

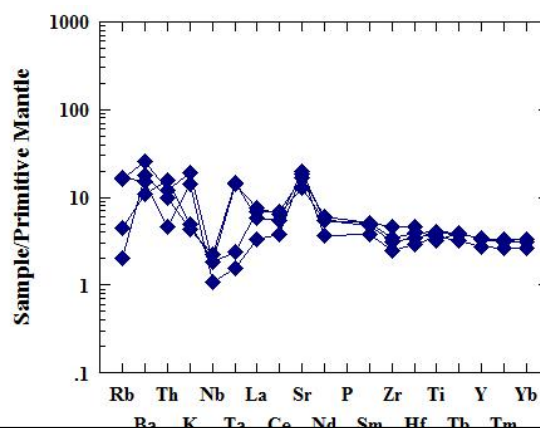
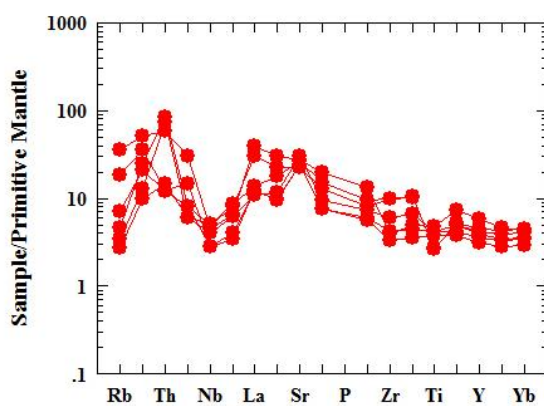




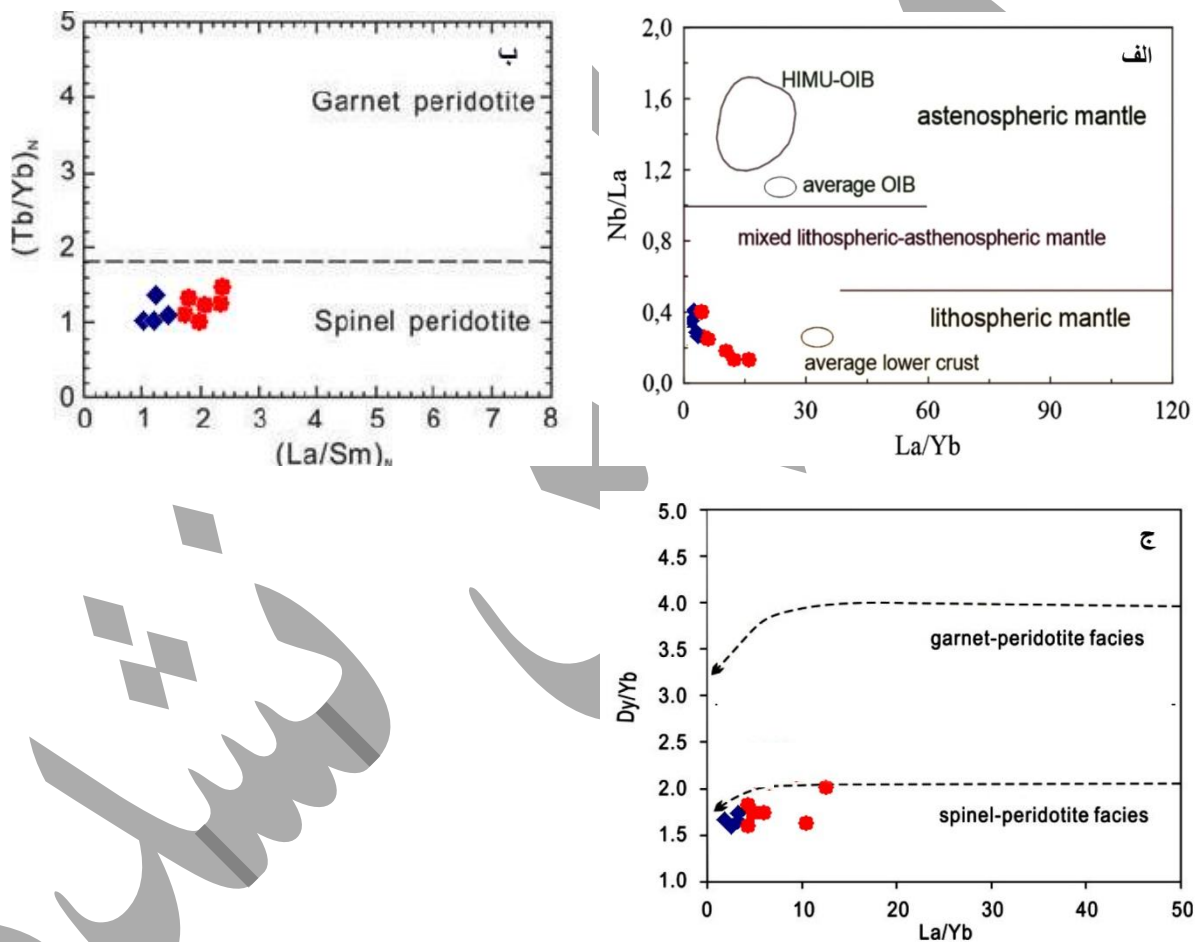
شکل ۸-الف) بررسی سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۳۰]: نمونه‌ها در محدوده سریهای فقیر از پتاسیم تا پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند؛ ب) قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک آلكالن در نمودار اندیس آلكالن (A.I.) در برابر Al_2O_3 [۳۱]؛ ج) در نمودار Th/Yb در برابر Zr/Y [۳۲] اغلب نمونه‌ها در محدوده سری تحولی (حدواسط تولییت و کالک آلكالن) قرار می‌گیرند. نماد سنگ‌های مورد مطالعه همانند شکل ۶ است.



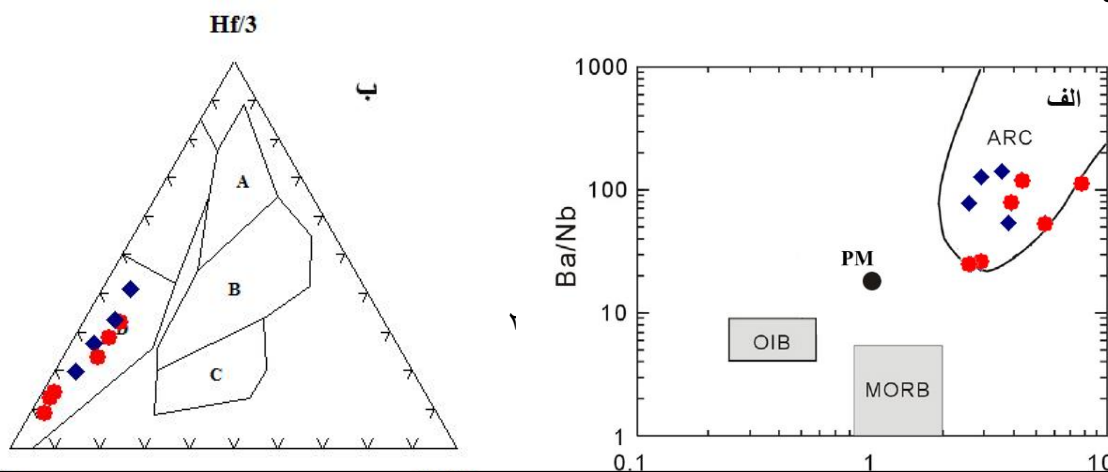
شکل ۹) الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با ترکیب کندریت. نماد سنگ‌های مورد مطالعه همانند شکل ۶ است.

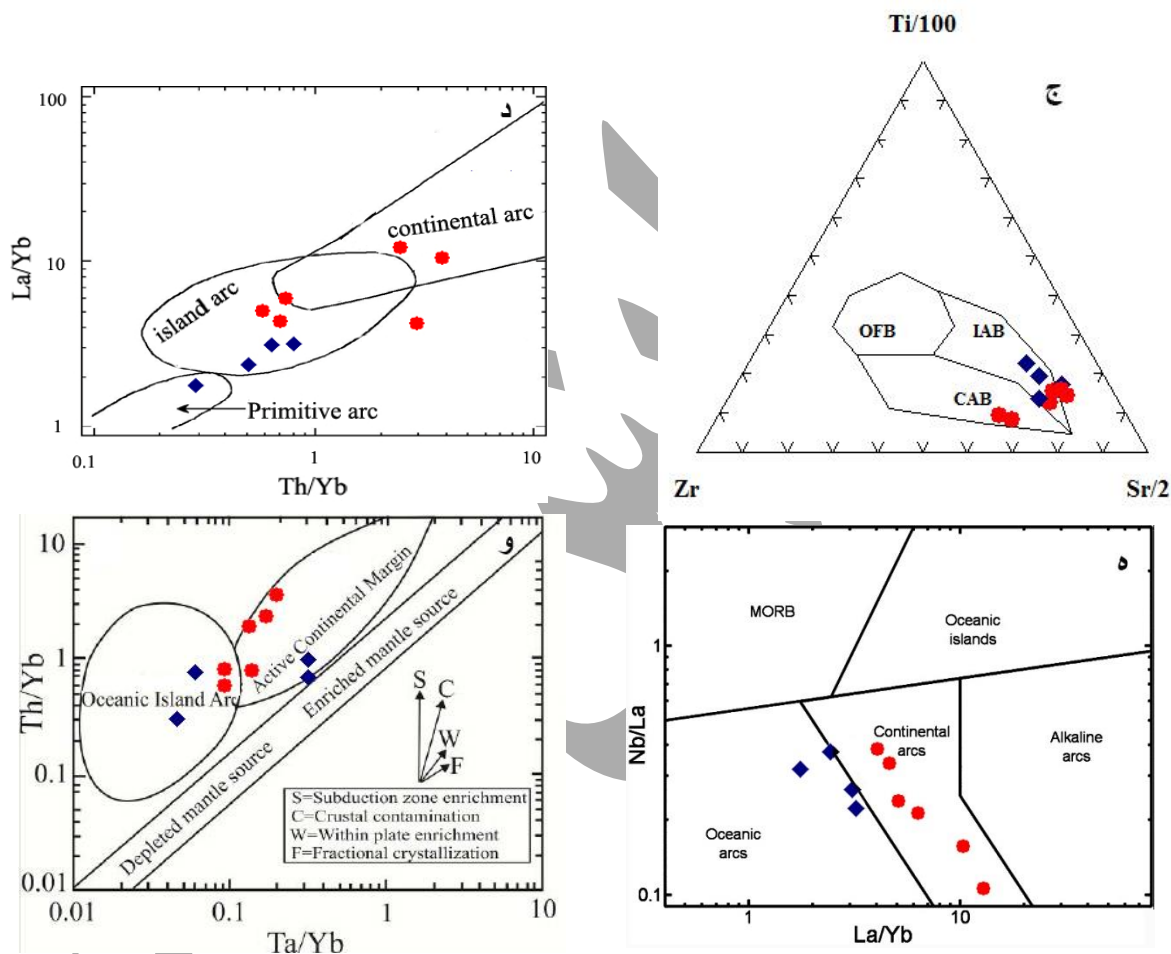


شکل ۱۰) الگوهای عناصر کمیاب ناسازگار بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه. نماد سنگ‌های مورد مطالعه همانند شکل ۶ است.



شکل ۱۱-الف) جایگاه نمونه‌ها در نمودار Nb/La در برابر La/Yb [۳۷] بیانگر منشاء پریدوتیتی ماگما می‌باشد؛ ب و ج) تعیین ناحیه منشاء ماگما بر اساس نمودار $(Tb/Yb)_N$ در برابر $(La/Sm)_N$ [۳۸] و نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb [۳۹]. نماد سنگ‌های مورد مطالعه همانند شکل ۶ است.





شکل ۱۲- الف) قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش در نمودار Ba/Nb در برابر La/Nb؛ ب، ج، د، و، ه) بررسی جایگاه تکتونوماگمایی سنگهای مورد مطالعه: نمونه‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط مناطق حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را نشان می‌دهند. نماد سنگ‌های مورد مطالعه همانند شکل ۶ است.

Geochemistry of Neogene Magmatic Rocks in West of Zavarian, Southwest of Salafchegan (Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt)

Ahmadreza Ahmadi ^{1*}, Behnaz Hosseini ¹

¹ Department of Geology, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran.

Abstract:

Neogene magmatism in the west of Zavarian area has formed the Khastak volcanic mountain through two distinct magmatic phases. The units of the earlier phase include a series of basic to intermediate pyroclastics and basaltic andesite to Andesite lavas that lie atop the equivalent units of the Upper Red Formation. The later phase consists of small subvolcanic bodies with porphyritic gabbro–diorite lithology that cut through the previous units. The andesite – basaltic andesite rocks (earlier phase) and gabbro–diorite rocks (later phase) exhibit similar geochemical characteristics and thus can be genetically related. In the rare earth element (REE) patterns, the gabbro–diorite group rocks display relatively flat patterns. However, with an increase in silica content and towards the andesite group rocks, the slope of the patterns increases systematically, showing enrichment of LREE compared to HREE. On multi-element diagrams, the LILE elements show slight enrichment compared to the LREE elements. However, as with subduction zone igneous rocks, Nb-Ta depletion can be observed compared to adjacent REEs. Based on the geochemical study of trace elements, these rocks exhibit intermediate characteristics of magmatic rocks associated with active continental margins and island arcs. The intermediate geochemical characteristics of active continental margins and island arcs can be related to magmatism in an extensional Continental (ensialic) back-arc basin. The partial melting with relatively high degrees in a shallow lithospheric mantle in the spinel peridotite facies, which has previously undergone metasomatism due to subduction, can be considered the cause of magmatism in this region.

Keywords: Zavarian, Khastak mountain, geochemistry, Continental (ensialic) back-arc, Urumieh-Dokhtar magmatic belt.