

بررسی زمین شیمی و تعیین خاستگاه زمین ساختی ماقمایی سنگ‌های آذرین شمال اشتویه، آذربایجان غربی

مهسا ارشادی گرگری

گروه زمین شناسی، واحد ارومیه، دانشگاه آزاد اسلامی، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۶/۲۵، نسخه نهایی: ۹۹/۹/۸)

چکیده: در شمال اشتویه، استان آذربایجان غربی، سنگ‌های تراکی داسیت و ریولیت سنوزوئیک (ائوسن) بخشی از ارتفاعهای کوهستان اشتویه را تشکیل داده‌اند. از نظر تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی ساختاری- رسوی ایران، این سنگ‌های آذرین در کمریند ماقمایی سنندج - سیرجان بروزد دارند. بافت غالب این سنگ‌ها، پورفیری با خمیره ریزسنگی و پورفیری با خمیره شیشه‌ای است. آنها از دید انباشت کانی‌های دارای کانی‌های پلازیوکلار، فلدسپار قلیایی، کوارتز و بیوتیت هستند. این سنگ‌ها از مجموعه آهکی قلیایی پتاسیم بالا هستند و در گروه سنگ‌های پرآلومین ضعیف قرار دارند. از نظر جایگاه زمین ساختی ماقمایی، نمونه‌های مورد بررسی در گستره وابسته به قوس و در یک محیط همزمان با برخورد تکامل یافته‌اند. با توجه به تهی‌شدگی ماقمایی تشکیل دهنده این سنگ‌ها از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE، مانند Ta، Y، Zr و Nb) همراه با تهی‌شدگی در P و Ti، محل تشکیل این سنگ‌ها وابسته به پهنه فرورانشی (کرانه فعال قاره‌ای) است. همچنین مقادیر غنی شده از K و Rb می‌تواند نشان دهنده آلایش ماقما با پوسته بالایی یا دگرگونی ماقمایی باشد.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی؛ کرانه فعال قاره‌ای؛ فرورانش؛ اشتویه.

مقدمه

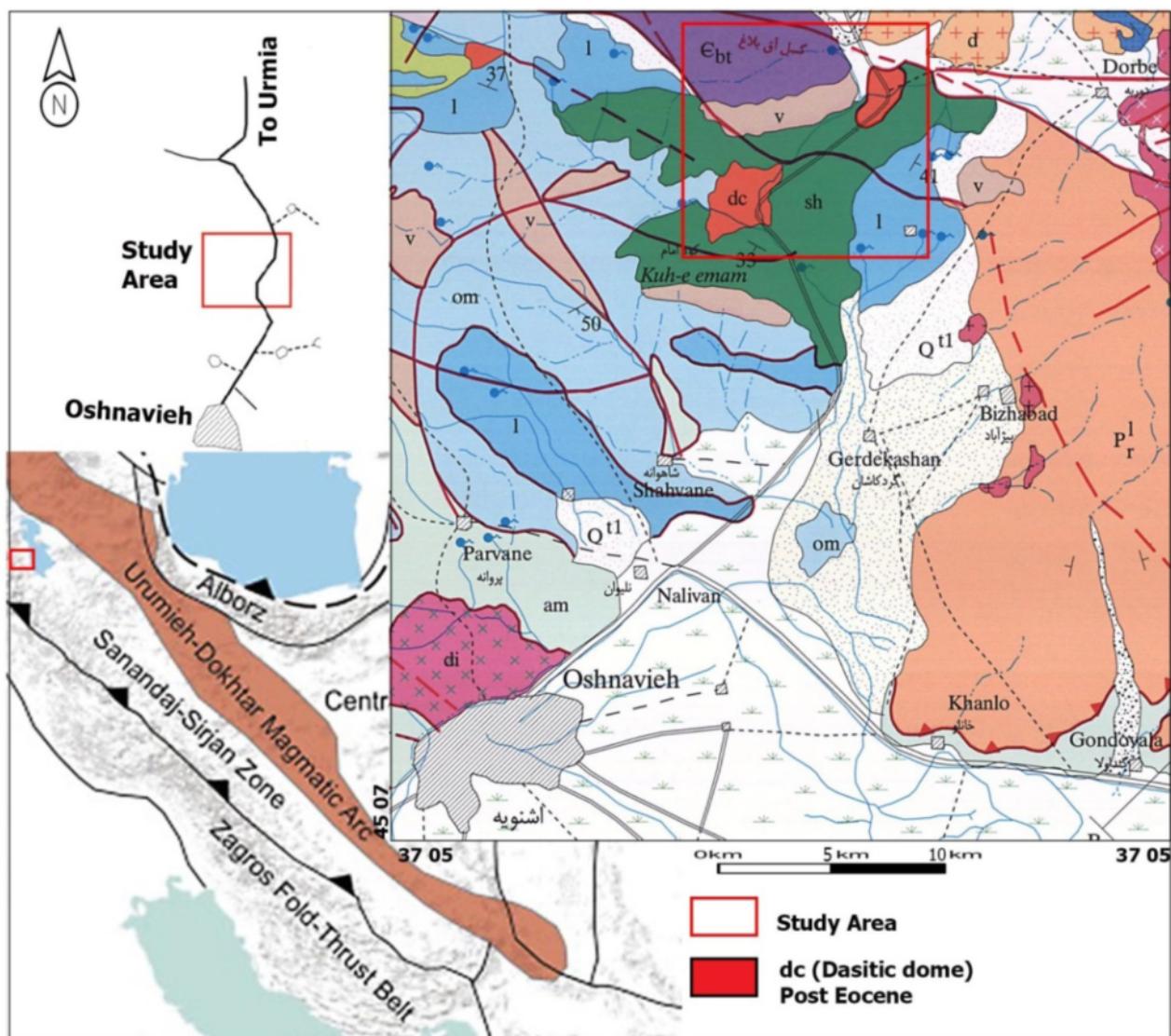
اختلاف روندها، از پهنه اسفندقه- مریوان متمایز است. از طرف دیگر، مهمترین تفاوت‌های این واحد با ایران مرکزی، نبود چینهای دونین و کربونیفر و اثر نداشتن چین‌خوردگی سیمیرین‌پسین بر این واحد است. همچنین پهنه سنندج - سیرجان ناآرام‌ترین و به عبارتی فعال‌ترین پهنه ساختاری ایران بشمار می‌رود و تا سنوزوئیک، فازهای دگرگونی و فعالیت ماقمایی مهمی را پشت سرگذاشته است [۲]. این پهنه بخشی از نوار کوهزایی تیتیس بوده که در اثر باز و بسته شدن اقیانوس تیتیس جوان پدید آمده است [۳-۵]. منطقه‌ی مورد بررسی به وسعت حدود ۱۶ کیلومترمربع و با مختصات جغرافیایی ۱۲°۰۷'۰۷" تا ۱۲°۴۵'۰۷" طول شرقی و ۳۷°۰۶'۰۳" تا ۳۷°۰۸'۰۷" عرض شمالی در حدود ۷ کیلومتری شمال شهرستان اشتویه، در جنوب استان آذربایجان غربی و در چهارگوش

منطقه مورد بررسی براساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری- رسوی ایران در واحد خوی - مهاباد [۱] و با توجه به تقسیم‌بندی اشتوكلین در پهنه سنندج - سیرجان قرار دارد [۲]. واحد خوی - مهاباد اگرچه گاهی دنبال پهنه سنندج - سیرجان، گاهی از ایران مرکزی و گاهی نیز ادامه پهنه البرز - آذربایجان در نظر گرفته شده، ولی با توجه به ویژگی‌های آن از آنها متمایز است. این واحد به علت گسترش سنگ‌های آتشفسانی ایوسن و نیز گسترش بسیار آمیزه رنگین، از پهنه البرز - آذربایجان متمایز می‌شود. همچنین واحد خوی - مهاباد به دلیل دیده نشدن فعالیت آتشفسانی پس از کامبرین در آن، نبود دگرگونی مربوط به رخدادهای کالدونین و سیمیرین پیشین، تفاوت رخساره سنگ‌های پرمین و کرتاسه و سرانجام

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۰۹۱۴۸۱۱۶، پست الکترونیکی: mahsaaershadi@gmail.com

سنگ‌های آتشفسانی هستند که در بسیاری از محیط‌های زمین ساختی به ویژه در پهنه‌های فرورانشی بسیار یافت می‌شوند [۷]. این سنگ‌ها نتیجه فرایند ذوب در قاعده پوسته‌ای و یا ناشی از تکامل فرایند تبلور جدایشی یک ماقمای مافیک‌تر برآمده از گوشه‌های هستند. این سنگ‌ها رخنمون‌های گنبدهای یا روانه‌ای مرتفع دارند که نمایش خروج آرام آنها پس از انفجار اولیه آتشفسان است [۸-۱۰]. چنین سنگ‌هایی افزون بر منطقه مورد بررسی در بخش‌های دیگری از استان آذربایجان غربی نیز دیده می‌شوند هستند.

زمین‌شناسی اشنویه (به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) واقع است (شکل ۱). داسیت و ریولیت‌های این منطقه سن پس از ائوسن و پیش از الیگوسن دارند [۵]. سن این واحد جوان‌تر از مجموعه افیولیتی موجود در منطقه است [۵]. این سنگ‌ها در شیل‌های رنگی برونزد دارند. منطقه شمال اشنویه در استان آذربایجان غربی به دلیل ویژگی‌های زمین‌شناسی از جمله وجود واحدهای افیولیتی، نفوذ توده‌های گرانیتی متعدد، برخورد این گرانیتها با سنگ‌های آهکی پرمین و وجود افق‌های لاتریتی در رسوب‌های پرمین از نظر احتمال وجود ذخایر معدنی از اهمیت بسیاری برخوردار است [۶]. داسیت و ریولیت‌ها



شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی در پهنه سندنج - سیرجان، همراه با راههای دسترسی و نقشه زمین‌شناسی با موقعیت سنگ‌های مورد بررسی (dc).

منطقه نخست در کنار جاده بوده و نسبت به منطقه دوم از ریختار ملایمتری برخوردار است (شکل ۲ الف). پیرامون این منطقه، سنگ‌های آهکی قابل مشاهده بودند. منطقه دوم کمی از جاده فاصله دارد و ریختار خشن‌تری از خود نشان می‌دهد (شکل ۲ الف). سنگ‌های مورد بررسی در منطقه نخست به رنگ خاکستری مایل به صورتی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در برخی بخش‌ها هوازده و خرد شده بودند، به طوری که به سختی می‌شد نمونه‌برداری مناسب انجام داد. در نمونه دستی، کانی‌های فلدسپار قلیایی، پلازیوکلاز و بیوتیت قابل تشخیص بودند (شکل‌های ۲ ب و پ).

روش‌شناسی

در این پژوهش، نخست بررسی‌های صحرایی شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی همراه با نمونه‌برداری به روش تصادفی انجام شد. با هدف ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، پس از بررسی میکروسکوپی ۲۵ مقطع نازک و سرانجام برای بررسی‌های زمین‌شناسی، تعداد ۱۰ نمونه انتخاب گردید. این نمونه‌ها برای تجزیه به شرکت ALS در ایرلند فرستاده شد. از روش‌های تجزیه جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای تجزیه طیف‌سنگی عناصر جزئی و خاکی نادر و طیف‌سنگی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) برای تجزیه اکسیدهای اصلی استفاده شد.

بحث و بررسی بررسی‌های صحرایی

با توجه به بررسی‌های صحرایی، سنگ‌ها از نوع خروجی بوده و دارای ریختار خشن‌تری (شکل ۲ الف) نسبت به سنگ‌های پیرامون هستند. این سنگ‌ها در کل به رنگ خاکستری هستند ولی در بخش‌هایی به رنگ صورتی نیز دیده می‌شوند. کانی‌های فلدسپار قلیایی، بیوتیت و پلازیوکلاز با چشم غیر مسلح قابل مشاهده هستند. فلدسپار آکالان و پلازیوکلاز موجود به صورت بلورین و اغلب در اندازه‌های متفاوت از چند میلی‌متر تا حدود چند سانتی‌متر دیده می‌شوند. در نمونه‌های دستی، منطقه‌بندی پلازیوکلازها نیز قابل مشاهده است (شکل‌های ۲ ب و پ). در مقاطع مورد بررسی، گاه اندازه بلورهای پلازیوکلاز تا حدود ۱۰ سانتی‌متر نیز می‌رسد. از ویژگی‌های دیگر رخمنون‌های سنگی مورد بررسی وجود شکستگی‌های عمودی و افقی در منطقه است، که دلیل آن به احتمال بسیار برداشته شدن بار از روی سنگ‌ها طی رخمنون یافتن به طرف سطح است. این شکستگی‌ها سرانجام باعث فرسایش پوست پیازی (شکل ۲ ت) در برخی نواحی شده است. توده‌ی بزرگی از روانه‌های باالتی پیرامون منطقه مورد بررسی دیده می‌شود. این

روش بررسی

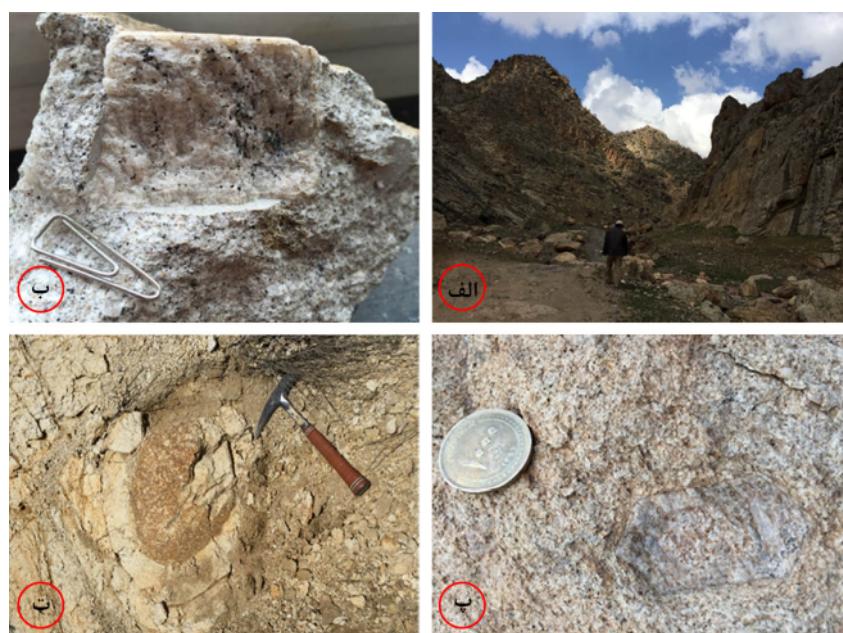
زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های در برگیرنده منطقه مورد بررسی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های فرامافیک سرپانتینیتی شده، سنگ‌های مافیکی، شیل، سنگ آهک لجه‌ای همراه با مقداری سنگ‌های دگرگونه با هم‌بری گسله و به گونه انباشت زمین‌ساختی این واحد را تشکیل می‌دهند. در بین این مجموعه، سنگ‌های نفوذی با ترکیب دیبوریت و گرانوپوریت که دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای گنیسی شده‌اند، دارای رخمنون‌های کوچک و محدودی هستند. هوازدگی و فرسایش ناهمگن بر این مجموعه پستی و بلندی ناهموار و دره‌های عمیقی را بیشتر در راستای شمال غربی - جنوب شرقی هم راستا با گسله‌های اصلی بر جای گذاشته‌اند. توده‌های نفوذی جوان‌تر باعث دگرگونی سنگ‌های در برگیرنده پیرامون خود شده‌اند. پیرامون واحد افیولیتی، واحد سنگ‌های آتش‌شانی مافیک بازالت اسپلیتی، آندزیت بازالت، آندزیت لاتیت دیاباز و ترکیب‌های مشابه وجود دارد. سنگ بازالت در این منطقه دارای بافت پورفیری است که در آن پلازیوکلاز با ترکیب شیمیایی میانه (در حد آندزین) کمی به سریسیت، کلریت و کانی‌های رسی تجزیه و جانشین شده است. کلینوپیروکسن با بلورهای شکل‌دار تا کمی شکل‌دار و همچنین قالب‌های بلوری (احتمالاً الیوین) که به کلریت، سرپانتین، کربنات و سیلیس تجزیه شده‌اند همه در یک زمینه ریزسنسنگی از پلازیوکلاز، پیروکسن و شیشه تشکیل گردیده‌اند. دیابازهای دارای رخمنون دارای بافت سنگ پورفیری با زمینه پوست ماری (دلریتی) میان دانه‌ای هستند است که در آن بلورهای شکل‌دار پلازیوکلاز که بیشتر آنها کلریتی شده و سریسیت شده هستند، در یک زمینه ریزسنسنگی باریک و متقاطع پلازیوکلاز و نیز کلریت، کربنات، اپیدوت، کوارتز و اکسیدآهن تشکیل شده‌اند. از کانی‌های ثانوی سریسیت و سرپانتین نیز وجود دارند. سنگ‌های لاتیت این منطقه دارای بافت پورفیری هستند که در آن کانی‌های پلازیوکلاز به کانی‌های رسی، کربناتی، سریسیت، کلریت و غیره دگرسان شده‌اند. فلدسپات قلیایی به صورت بلورهای بی‌شكل و پرتیت که کمی رسی شده‌اند همه در یک زمینه‌ی ریزسنسنگی از پلازیوکلاز، فلدسپات قلیایی، کلریت، کدر، اسفن لوکوکسن، کربنات و گاهی اپیدوت قرار دارند. حفره‌های سنگ بیشتر با کربنات و به ندرت کلریت پرشده‌اند.

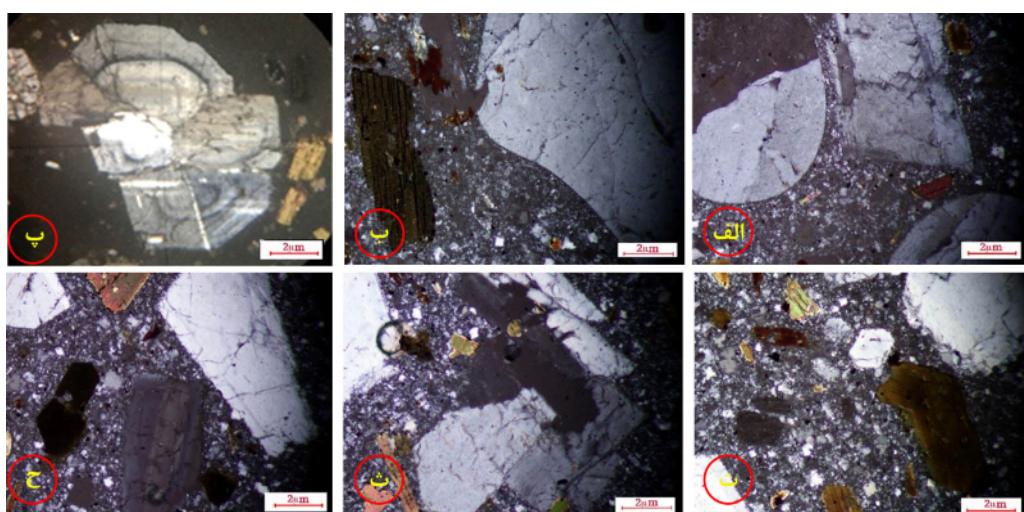
رخمنون اصلی واحد مورد بررسی (dc) در کوه قازان داغی در شمال اشنویه با روند شمال غربی - جنوب شرقی واقع است (شکل ۱). سنگ‌های خروجی مورد بررسی به عنوان واحد به صورت پراکنده و در مجموعه‌ی افیولیتی رخمنون دارند [۵]. بر این اساس، دو گستره برای بررسی و نمونه‌برداری انتخاب شد.

اعمال فشار به توده سنگ شده و در نتیجه در شرایط شکننده بلورهای بیوتیت شکستگی پیدا کرده‌اند. در مقاطع نازک، آثار دگرسانی به صورت سرسیتی شدن به مقدار بسیار کم قابل مشاهده است. در این پژوهش، با توجه به شواهد صحرایی، سنگنگاری و زمین شیمیایی، تکامل ماقمایی و زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین خروجی (داسیت و ریولیت با سن پس از اوسن-الیگومن) شمال اشتویه بررسی می‌شود.

بازالت‌ها از آنجا که شواهدی از گدازه‌های بالشی را نشان می‌دهند، به احتمال بسیار وابسته به افیولیت‌ها هستند [۶, ۳]. مقدار کوارتز در این سنگ‌ها حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد است که در برخی نمونه‌ها بافت خلیج (شکل‌های ۳ الف و ب) در آنها دیده می‌شود. بیوتیت‌ها در برخی نمونه‌ها دارای رخ شکسته هستند (شکل‌های ۳ ت، ث و ح). این امر می‌تواند نشان دهد که کانی پس از تزریق توده ماقمایی و سپس تبلور در اعماق کم و سرانجام در حالت جامد رخنمون یافتن به سطح باعث



شکل ۲ الف- نمای کلی از ریختار منطقه مورد بررسی. ب- تصویری از یک فلدسپار قلیایی دارای بیوتیت و با بافت خال خال که با چشم غیر مسلح قابل مشاهده است. پ- فلدسپارهای شکل دار با منطقه‌بندی قابل مشاهده با چشم غیر مسلح. ت- تصویری از فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های منطقه.



شکل ۳ الف و ب) تصاویر بافت خلیجی موجود در کانی کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی، پ- بافت پورفیری با خمیره شیشه‌ای در مقاطع مورد بررسی (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL)، ت، ث و ح- بیوتیت‌های شکسته شده و کج شده در اثر اعمال فشار بر کانی همراه با بافت پورفیری.

سنگنگاری

ماگمایی شده و در نتیجه در یک سنگ، بلورهایی با اندازه‌های مختلف از درشت تا ریز به شکل بافت سرئیت تشکیل شده‌اند. بافت پورفیری در نمونه‌های مورد بررسی با زمینه بسیار ریز یا شیشه‌ای نشان می‌دهد که انتقال مذاب از آشیانه‌ی ماگمایی به سطح زمین سریع بوده که منجر به ایجاد زمینه‌ی دانه‌ریز یا شیشه‌ای شده است. وجود بافت گلوموروپورفیری نشانگر تشکیل اسکلت سنگ در اعمق بوده اما به دلیل فوران، این اسکلت از بین رفته است و بلورها در زمینه ریز انباشته شده‌اند. وجود کانی بیوتیت به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و نیز وجود کج شدگی در رخ‌های برخی از نمونه‌ها در این کانی نشان می‌دهد که بیوتیتها و نیز پلاژیوکلازها در نزدیکی سطح زمین تبلور یافته و سپس به دلیل اعمال فشار شکسته شده‌اند و نوار شکنجی در آنها به وجود آمده است. وجود بلورهای بیوتیت به صورت پوست ماری و نیمه پوست ماری در داخل بلورهای پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که تبلور بلورهای بیوتیت یا کمی پیش از پلاژیوکلاز رخ داده و یا همزمان با تشکیل پلاژیوکلاز رخ داده است.

زمین شیمی

مقدار سیلیس نمونه‌ها تقریباً یکسان و بطور متوسط حدود ۷۰ درصد است (جدول ۱). میانگین فراوانی اکسید آلومینیوم حدود ۱۵ درصد، مجموع قلیایی‌ها حدود ۷ درصد و مقدار اکسید منیزیم کمی بیش از یک درصد است. فراوانی مجموع عناصر خاکی نادر (REE)‌ها بطور متوسط حدود ۱۰۰ ppm است (جدول ۲). سنگ‌های منطقه از نظر مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس در گستره‌ی مرز مشترک تراکی داسیت و ریولیت قرار دارند (شکل ۴ الف). همچنین بر اساس نمودارهای رده‌بندی کاتیونی [۱۱-۱۲]، نمونه‌ها در گستره ریولیت و ریوداسیت از سری آهکی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب).

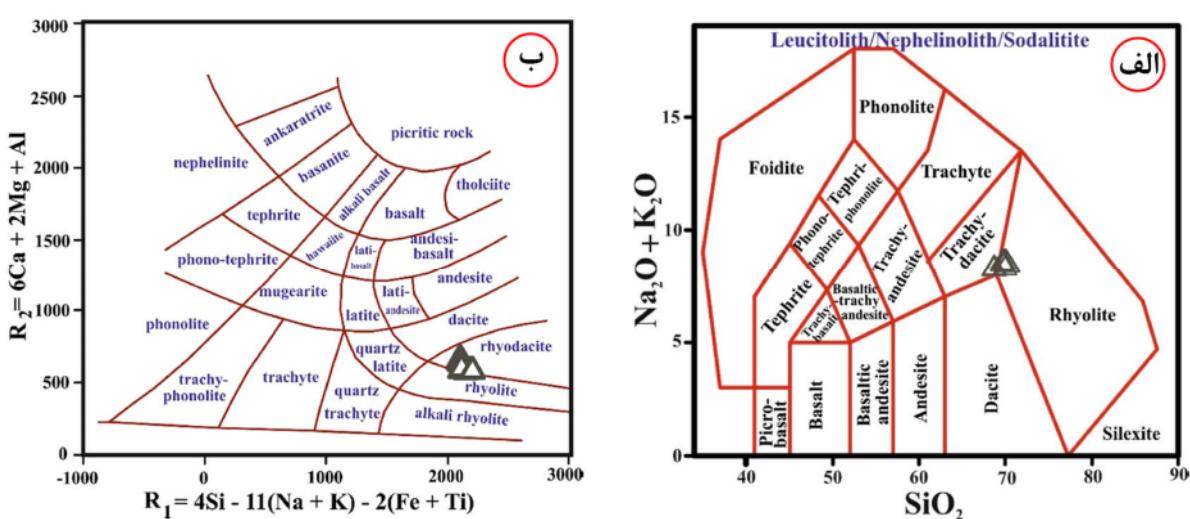
سنگ‌های مورد بررسی در حالت کلی ریولیت هستند، که به صورت توده‌ای و پراکنده در منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دانه‌ریز هستند و فلدسپارهای قلیایی موجود به صورت بلورین و اغلب در اندازه‌های مختلف از چند میلی‌متر تا حدود ۱۰ سانتی‌متر دیده می‌شوند که در آنها منطقه‌بندی نیز با چشم غیر مسلح قابل مشاهده است. بافت خال خال نیز با چشم غیر مسلح در نمونه‌های دستی قابل شناسایی است. بافت غالب در این نمونه‌ها پورفیری بوده که این بافت هم با خمیره شیشه‌ای و هم با خمیره ریزسنگی یا دانه‌ریز دیده است (شکل ۳ پ). کانی‌هایی مانند بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی بیشتر دیده می‌شوند. مقدار کوارتز در این سنگ‌ها نسبت به کانی‌های نامبرده کمتر است و برخی نمونه‌ها بافت خلیجی دارند. پلاژیوکلازها نیز دارای شکستگی هستند. در حالت کلی، ریولیت‌ها و نمونه‌ها دارای اسکلت سنگ‌های گرانیتی محسوب شده و داسیت‌ها معادل آتشفسانی سنگ‌های گرانیتی بالای پهنه فروزانش یافته می‌شوند و در نتیجه‌ی ذوب بخشی پدید می‌آیند. این موضوع در ادامه کامل توضیح داده می‌شود. در کل بررسی مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که نخست بلورهای بیوتیت و سپس بلورهای پلاژیوکلاز متبلور شده و سرانجام بلورهای فلدسپات قلیایی و کوارتز متبلور شده‌اند. این احتمال نیز وجود دارد که بلورهای بیوتیت همراه با پلاژیوکلاز متبلور شده باشند. گاه وجود بلورهای کوارتز در پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که پس از تزریق ماسه‌گاما به سطوح بالاتر و کاهش فشار، بلورهای درشت پلاژیوکلاز بافت غربالی یافته‌اند و در پی آن مذاب باقی مانده منجر به تبلور بلورهای کوارتز ثانویه در حفره‌های پلاژیوکلاز شده‌اند. تزریق چند مرحله‌ای مذاب از عمق به سمت سطح منجر به استراحت کوتاه مدت مذاب در آشیانه

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای اصلی نمونه‌های مورد بررسی (بر حسب درصد وزنی).

نمونه	M11	M12	M13	M15	M23	M24	M25	M26	M27	M28
SiO ₂	۶۷,۳	۶۷,۹	۶۷,۷	۶۸,۳	۶۷,۹	۷۰,۰	۶۹,۱	۶۸,۷	۶۸,۴	۶۹,۷
Al ₂ O ₃	۱۴,۸	۱۶,۳	۱۶,۳	۱۶,۳	۱۵,۴	۱۵,۷	۱۵,۶	۱۵,۶	۱۵,۲	۱۵,۷
Fe ₂ O ₃	۲,۱	۲,۲	۲,۱	۲,۵	۲,۴	۲,۱	۲,۳	۱,۹	۲,۱	۲,۴
CaO	۲,۴	۲,۵	۲,۵	۲,۴	۲,۱	۲,۰	۲,۰	۲,۰	۲,۱	۲,۰
MgO	۱,۲	۱,۲	۱,۲	۱,۳	۱,۰	۱,۰	۱,۱	۱,۱	۱,۰	۱,۱
Na ₂ O	۴,۱	۳,۹	۳,۹	۳,۹	۳,۷	۳,۸	۳,۸	۳,۸	۳,۸	۳,۷
K ₂ O	۴,۱	۴,۳	۴,۲	۴,۳	۴,۶	۴,۸	۴,۶	۴,۶	۴,۴	۴,۵
TiO ₂	۰,۴	۰,۴	۰,۴	۰,۴	۰,۴	۰,۴	۰,۴	۰,۴	۰,۳	۰,۴
P ₂ O ₅	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۱	۰,۲
SrO	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۰	۰,۰	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۰
BaO	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱
مواد فوار	۱,۷	۱,۷	۱,۵	۱,۶	۱,۰	۰,۷	۱,۰	۱,۱	۰,۷	۰,۹
مجموع	۹۸,۳	۱۰۰,۶	۱۰۰,۱	۱۰۱,۳	۹۸,۷	۱۰۰,۷	۱۰۰,۳	۹۹,۴	۹۸,۳	۱۰۰,۷

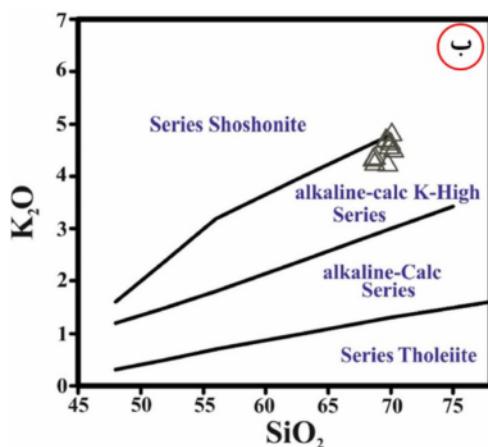
جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی (بر حسب ppm)

نمونه	M11	M12	M13	M15	M23	M24	M25	M26	M27	M28
Ba	۷۰۲۰	۷۸۱۰	۶۱۴۰	۶۹۸۰	۷۲۹۰	۷۳۸۰	۶۸۳۰	۶۷۹۰	۶۷۸۰	۷۰۵۰
Ce	۷۶۰	۸۱۰	۸۰۳	۷۶۰	۸۵۶	۷۶۷	۸۶۲	۸۵۶	۷۸۳	۸۵۲
Cr	۵۰۰	۴۰۰	۴۰۰	۴۰۰	۴۰۰	۳۰۰	۳۰۰	۳۰۰	۳۰۰	۵۰۰
Cs	۹۲	۱۲۲	۹۵	۷۰	۷۱	۹۳	۹۴	۷۱	۷۱	۸۴
Dy	۲۱	۱۵	۱۸	۲۰	۲۷	۲۲	۲۹	۲۱	۲۶	۲۵
Er	۱۱	۰۸	۰۸	۱۰	۱۳	۱۱	۰۱	۱۱	۱۱	۱۱
Eu	۱۰	۱۰	۰۹	۰۹	۱۰	۰۹	۱۲	۱۰	۱۱	۱۰
Ga	۲۴۰	۲۴۵	۲۳۰	۲۲۵	۲۳۵	۲۱۹	۲۴۷	۲۲۹	۲۲۸	۲۲۹
Gd	۲۱	۲۶	۲۸	۳۳	۴۰	۳۵	۴۱	۲۶	۳۵	۴۲
Hf	۵۲	۴۸	۵۲	۵۰	۵۱	۴۴	۵۰	۴۶	۴۵	۴۷
Ho	۰۴	۰۲	۰۳	۰۴	۰۵	۰۴	۰۵	۰۴	۰۴	۰۴
La	۴۳۹	۴۵۶	۴۶۴	۴۲۸	۴۷۹	۴۲۲	۴۶۸	۴۷۱	۴۳۲	۴۷۲
Lu	۰۱	۰۱	۰۱	۰۱	۰۲	۰۱	۰۲	۰۱	۰۲	۰۱
Nb	۱۴۵	۱۴۴	۱۳۵	۱۴۰	۱۴۷	۱۴۲	۱۴۲	۱۳۸	۱۲۶	۱۳۵
Nd	۲۸۰	۲۹۶	۲۹۶	۲۸۳	۳۲۳	۲۸۵	۳۱۳	۳۰۴	۲۸۱	۳۱۶
Pr	۸۴	۸۸	۸۹	۸۵	۹۵	۸۲	۹۵	۹۴	۸۴	۸۴
Rb	۱۹۸۰	۲۰۰۰	۱۹۰۰	۱۹۶۰	۲۱۶۰	۲۰۵۰	۲۰۸۰	۲۰۴۰	۲۰۵۰	۲۱۰۰
Sm	۴۵	۴۴	۴۳	۴۵	۵۶	۴۵	۵۱	۵۳	۵۰	۵۳
Sn	۴۰	۴۰	۴۰	۴۰	۴۰	۴۰	۴۰	۵۰	۴۰	۴۰
Sr	۵۰۵۰	۵۴۳۰	۴۷۱۰	۴۸۵۰	۴۲۰۰	۳۸۹۰	۴۲۴۰	۳۸۸۰	۴۱۹۰	۳۹۱۰
Ta	۱۵	۱۴	۱۵	۱۶	۱۴	۱۵	۱۶	۱۴	۱۴	۱۴
Tb	۰۴	۰۴	۰۴	۰۴	۰۵	۰۵	۰۶	۰۴	۰۴	۰۶
Th	۲۳۷	۲۴۱	۲۳۸	۲۳۵	۲۳۷	۲۲۵	۲۴۶	۲۳۷	۲۲۳	۲۳۲
Tm	۰۲	۰۱	۰۱	۰۲	۰۲	۰۲	۰۲	۰۱	۰۲	۰۲
U	۶۹	۹۵	۹۳	۶۵	۶۲	۴۷	۵۹	۵۹	۶۶	۶۶
V	۵۱۰	۴۹۰	۴۸۰	۴۹۰	۳۹۰	۳۱۰	۳۶۰	۳۲۰	۳۴۰	۳۹۰
W	۴۰	۵۰	۵۰	۵۰	۵۰	۳۰	۴۰	۴۰	۳۰	۳۰
Y	۱۱۰	۷۶	۹۶	۱۰۴	۱۴۰	۱۱۳	۱۳۶	۱۱۲	۱۲۱	۱۲۸
Yb	۱۱	۰۸	۰۹	۰۹	۱۲	۰۸	۱۱	۱۰	۰۹	۱۰
Zr	۱۷۶۰	۱۸۳۰	۱۸۱۰	۱۷۱۰	۱۸۲۰	۱۶۵۰	۱۷۷۰	۱۷۰۰	۱۶۳۰	۱۷۸۰

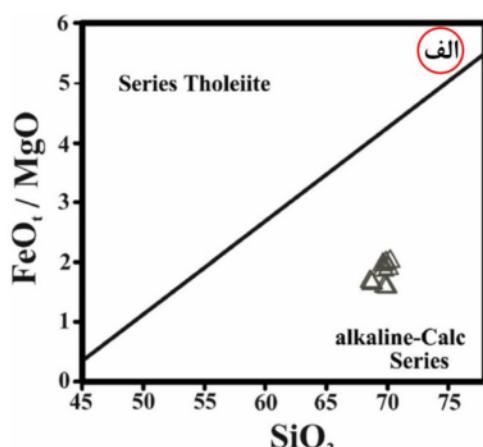


شکل ۴ الف - نمودار نامگذاری سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی براساس روش TAS [۹] ب- نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی بر حسب کاتیون‌ها [۱۲].

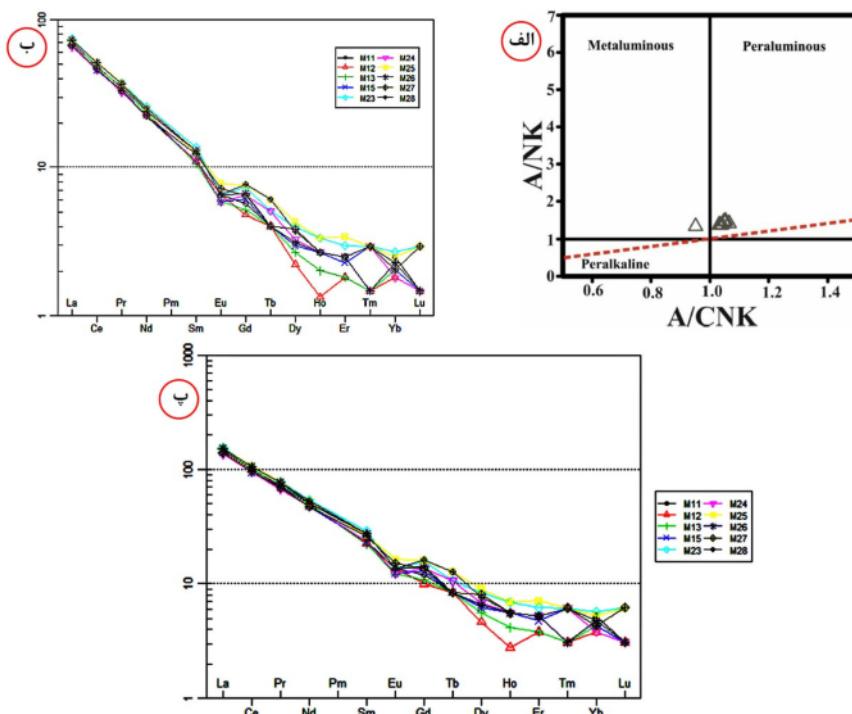
با تبلور کانی های کلسیم دار مانند آمفیبیول، پلاژیوکلаз و اسفن به سمت سری پرآلومینیوم دگرگون شده است (شکل ۶ الف). به طور کلی، الگوی عناصر خاکی نادر در یک سنگ آذرین با دو عامل کنترل می شود: ترکیب سنگ خاستگاه و درصد ذوب بخشی که موجب تشکیل ماقمای سازنده شده است. تعادل بین بلور و مایع طی تشکیل سنگ ناشی از این عوامل است. برای بررسی رفتار REE ها در نمونه های منطقه ای نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۲] و نمودار بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه [۱۷] استفاده شد.



نمونه های منطقه مورد بررسی نمودار AFM [۱۱، ۱۳، ۱۴]، همه آهکی قلیایی هستند. بر پایه نمودار FeOt/MgO نسبت به SiO_2 [۱۵] نیز، نمونه ها در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۵ الف). در نمودار اکسید پتابسیم نسبت به سیلیکا، نمونه ها در گستره آهکی قلیایی با پتابسیم بالا واقع هستند (شکل ۵ ب). با توجه به نمودار مقادیر $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ به صورت مولار [۱۶]، سنگ های منطقه مورد بررسی بیشتر در گستره پرآلومین قرار می گیرند. این امر نشان می دهد که ماقما



شکل ۵ موقعیت نمونه های مورد بررسی در الف) نمودار FeOt/MgO نسبت به SiO_2 و ب- نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ نسبت به SiO_2 [۱۶].



شکل ۶ الف - نمودار شاخص آلومینیوم سنگ های آذرین منطقه مورد بررسی [۱۷]. ب- نمودار عنکبوتی REE ها بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه [۱۸]. پ- نمودار عنکبوتی REE ها بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۹].

شده‌اند. نمونه‌های مورد بررسی از آنجا که از مذاب‌های فلزی نوع I به وجود آمده‌اند، وابسته به قوس قاره‌ای هستند. نمودار لگاریتمی $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ برای تفکیک محیط‌های درون صفحه‌ای، کمان قاره‌ای و پس از برخورد، کمان اقیانوسی اولیه و قدیمی استفاده می‌شود [۲۰]. براساس این نمودار، نمونه‌های این منطقه در گستره محیط کمان قاره‌ای و پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۷ ت).

از ویژگی‌های بارز نمودارهای زمین‌ساختی استفاده از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) است. این عناصر دارای تحرك پایین‌تری بوده و در نتیجه این نمودارها قابل اعتمادتر هستند. براساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های پتابیمی برای تفکیک محیط‌ها [۲۵] نیز نمونه‌های مورد بررسی وابسته با قوس قاره‌ای هستند (شکل ۸). در نمودارهای عنکبوتی منطقه مورد بررسی بهنجار شده با کندریت [۲۶] (شکل ۹ الف)، کاهش نسبی Nb در مقایسه با سایر عناصر بسیار ناسازگار ممکن است بارزترین ویژگی زمین‌شیمیایی ماقماهای تولید شده در پهنه‌های فروانش (کرانه فعال قاره‌ای) باشد. براساس نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه مورد بررسی بهنجار شده [۲۷] با N مورب (شکل ۹ ب)، عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) این خانواده غنی‌شده‌گی نسبت به HFSEها (LILE) افزایش غلظت و غنی‌شده‌گی (به ویژه K و Rb) و Th می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته‌ای و دیگر فرآیندهای آلایش ماقماهای اولیه باشد. عناصر Th, Rb, Ba و K بیش از ده برابر مورب غنی‌شده‌گی دارند و از عناصر متحرک به سوی عناصر غیر متحرک نمودار روند کاهشی نشان می‌دهند. کاهش نسبی Nb اغلب در ارتباط با نبود یا ذوب کانی‌های حامل این عنصر و یا تبلور بخشی این کانی‌هاست. بر پایه نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۸]، عناصر بر اساس سازگاری و متناسب با درصد کم مذاب گوشته، آرايش یافته‌اند. در این نمودار، غنی‌شده‌گی عناصر از چپ به راست روندی با کاهش نسبی را نشان می‌دهد. از دلایل غنی‌شده‌گی عناصر Rb, Cs و K می‌توان به آلودگی پوسته‌ای و جدایش در سنگ‌های منطقه مورد بررسی اشاره نمود (شکل ۹). کاهش Nb که شاخص سنگ‌های قاره‌ای است می‌تواند تاییدی دیگر بر شرکت پوسته در فرآیندهای آلایش ماقماهای باشد. از طرفی، تهی‌شده‌گی و کاهش Ti-Nb نیز بیانگر آلودگی با پوسته زبرین و شاخص پهنه‌های فروانش (کرانه فعال قاره‌ای) است [۲۹].

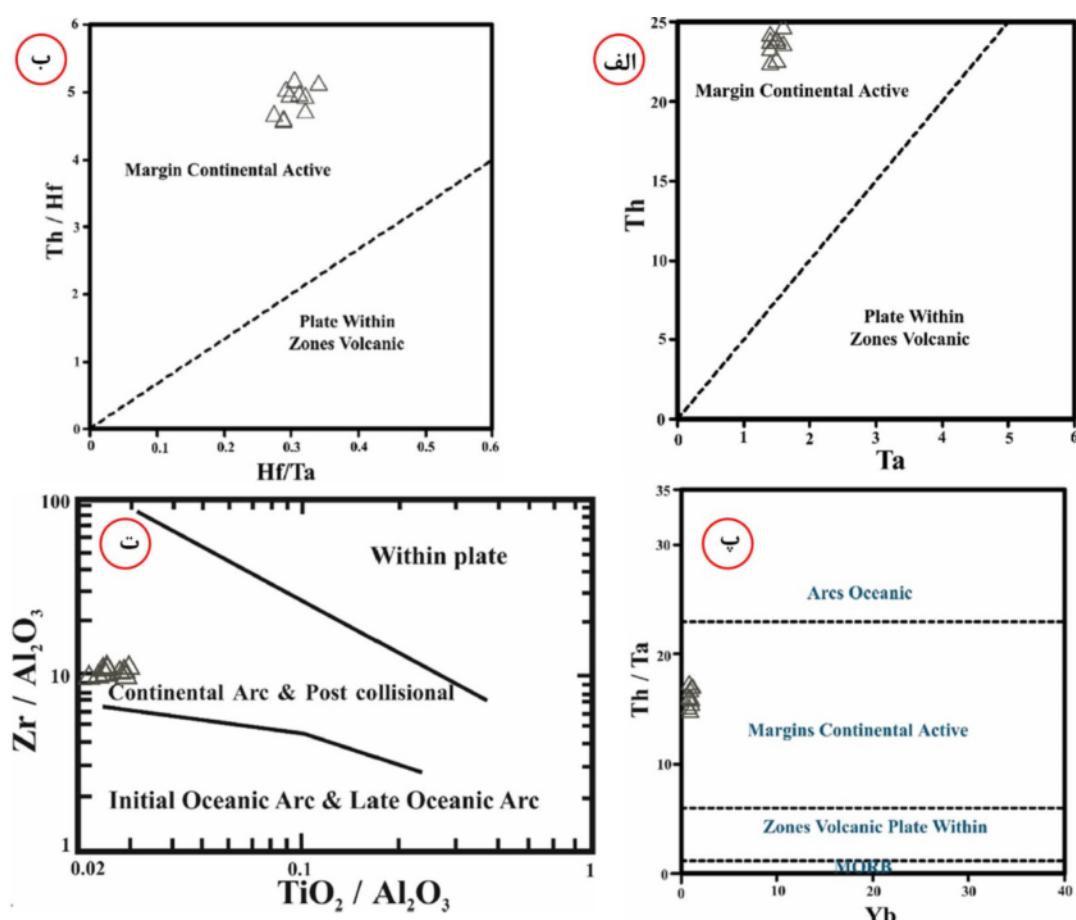
در نمودار الگوی REE نمونه‌های منطقه بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۶ ب و ت)، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) از غنی‌شده‌گی بیشتری برخوردار هستند [۱۹, ۱۸]. اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها باعث می‌شود که، LREEها تا حدی ناسازگارتر از HREEها باشند و در سیال بازمانده‌ی نهایی تبلور ماقما، LREEها غلظتی بیش از HREEها داشته باشند. عامل دیگر این غنی‌شده‌گی می‌تواند تشکیل سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد [۲۰]. غلظت بالای LREEها نیز می‌تواند ناشی از درجه‌های کم ذوب بخشی خاستگاه و یا یک خاستگاه غنی‌شده از آنها باشد [۲۰]. عامل دیگری که می‌تواند در فقیرشده‌گی عناصر خاکی نادر سنگین نقش داشته باشد، وجود گارنت در سنگ خاستگاه است، زیرا ضرب جدایش REEها در این کانی اختلاف بسیاری دارد [۲۱].

عناصر Y و Yb می‌توانند در گارنت مرکز شوند و وجود ناهنجاری منفی این دو عنصر نشانه‌ای از ماقماهای بسیار عمیق است [۲۲].

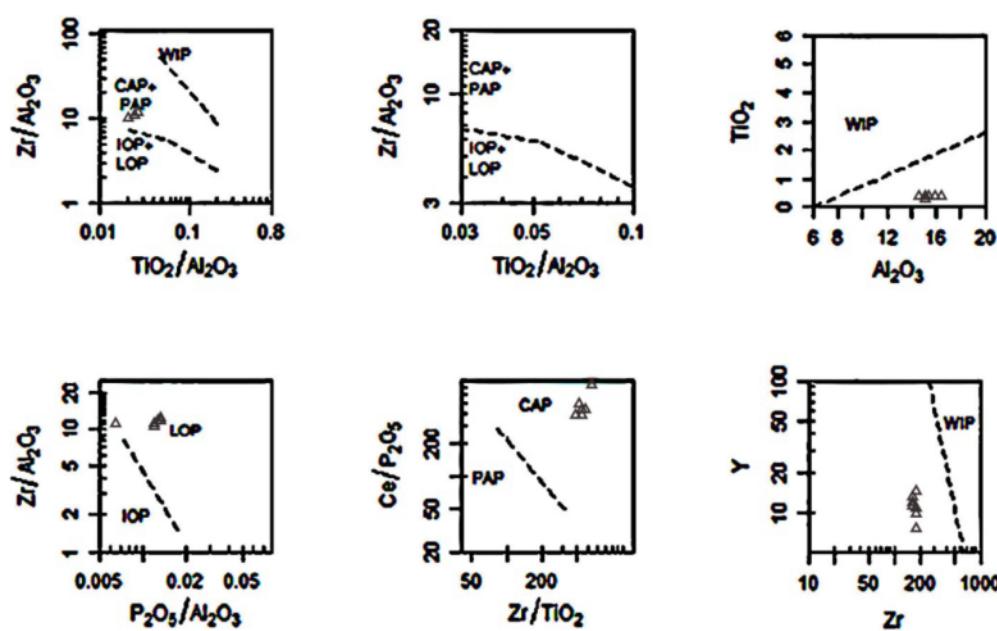
کانی‌های فرعی مانند زیرکن دارای ضرب جدایش بالای REE هستند که این عناصر را در خود مرکز می‌کرده و باعث نامتناسب‌شدن الگوی REEها می‌شوند. آپاتیت نیز می‌تواند چند برابر کندریت عناصر خاکی نادر سبک را در خود مرکز کند [۲۳] در واقع، عناصر خاکی نادر در آپاتیت جانشین Ca می‌شوند و این کانی میزبان اصلی عناصر خاکی نادر در بیشتر سنگ‌های آذرین می‌شود [۲۳].

مقدار Eu به ناهنجاری منفی جزئی نشان می‌دهد که این می‌تواند بدلیل جدایش پلازیوکلаз در سنگ‌های خاستگاه باشد. البته از آنجا که خاستگاه احتمالی این سنگ‌ها گوشته است و نمونه‌ها آهکی قلیایی و وابسته به فرورانش هستند، احتمال این که پلازیوکلاز فاز پایدار در مذاب‌های برآمده بوده باشد بسیار کم است. بنابراین احتمال دارد که ناهنجاری منفی Eu به دلیل فقیر بودن سنگ خاستگاه از این عنصر بوده باشد و یا آلایش طی جدایش در پوسته‌ی قاره‌ای مذاب‌ها چنین حالتی را به وجود آورده باشد.

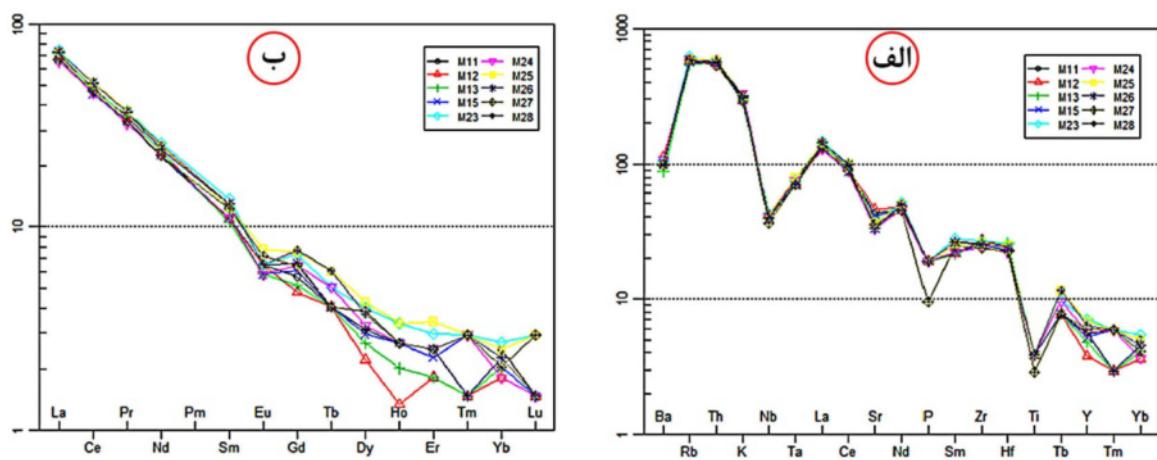
با توجه به نمودارهای بر پایه عناصر کمیاب [۲۴]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند (شکل‌های ۷ الف، ب و پ). همچنین سنگ‌های مورد بررسی به دلیل عیار به نسبت بالا در Zr به احتمال بسیار در یک محیط وابسته به کمان قاره‌ای و یا سپس از برخورد تشکیل



شکل ۲ الف، ب و پ- موقعیت نمونه‌های منطقه بر نمودارهای شاند [۲۴]. ت- نمودار لگاریتمی $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{Zr} / \text{Al}_2\text{O}_3$ با برای تفکیک محیط‌های درون صفحه‌ای، کمان قاره‌ای و پس از برخورد، کمان اقیانوسی اولیه و قدیمی [۲۰].



شکل ۸ نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های پتسیمی برای تفکیک محیط‌های درون صفحه‌ای، کمان قاره‌ای و پس از برخورد، کمان اقیانوسی اولیه و قدیمی [۲۵].



شکل ۹ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به الف) کندریت [۲۶] و ب- N مورب [۲۷].

مراجع

- [1] Nabavi M.H., "A Preface to Iran's Geology (in Persian)", Geology Survey & Mineral Exploration of Iran (1976) 109.
- [2] Stocklin J., "Structural History and Tectonic of Iran: A Review", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA, 52 (1968) 1229-1258.
- [3] Berberian M., "Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of Zagros thrust line (Iran): a brief structural review of the Sanandaj-Sirjan belt". Geological Survey of Iran, International report (1973) 27- 35.
- [4] Cherven Victor B., "Tethys-marginal sedimentary basins in western Iran", Geological Society of American Bulletin, ISSN 0016-7606, USA, Da. 1986-05, vol 97/no 5 (1986) 516-522.
- [5] Naghizadeh R., Haghafrosh A., Ghalamghash J., "Geological map of Oshnavieh with a scale of 1: 100000(in Persian)", Geological Survey of Iran (2004) 1.
- [6] Chappell B.W., "Towards a unified model for granite genesis", The Origin of Granites and Related Rocks", Geol. Soc. Amer. Special Paper 389 (2005) 1-10.

برداشت

بررسی‌های انجام شده بر نمونه‌های برداشت شده از منطقه، نشان داد که سنگ‌های مورد بررسی در گستره تراکی داسیت و ریولیت قرار دارند و دارای ماهیت آهکی قلیایی با پتاسیم بالا هستند. این سنگ‌ها در گستره پر آلومنی قرار می‌گیرند. با توجه به الگوی REE، این سنگ‌ها نسبت به LREEها از HREEها غنی‌شدگی بیشتری برخوردار هستند که به احتمال بسیار مربوط به تشکیل آنها در مناطق فروزانش است. تهی شدگی Eu نیز می‌تواند به دلیل جدایش پلازیوکلاز در سنگ‌های خاستگاه و یا فقیر بودن سنگ خاستگاه از این عنصر باشد. تهی شدگی از Ta, Ti, Nb و Rb نیز می‌تواند گویای تشکیل مagma در محیط فروزانش باشد. میزان غنی شدگی K و Rb می‌تواند نشان‌دهنده آلدگی پوسته‌ای یا دگرگونی ماقمایی باشد. نمونه‌ها در گستره مشترک گرانیتوئیدهای همزمان یا پس از برخورد قرار دارند. این امر نشان دهنده تشکیل سنگ‌ها در یک محیط کمان آتشفسانی و کرانه قاره‌ای و به احتمال بسیار یک محیط واپسیه به کمان قاره‌ای است.

قدرتانی

از جناب آقای دکتر درخشی در مقام استاد راهنمای و هیأت داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی کمال تشکر را دارم.

- [17] Le Bas M.J., "Per-alkaline volcanism, crustal swelling and rifting", *Nature*, Lond., Phys. Sci., 230 (1971) 85–87.
- [18] Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schamid R., Sorensenlt Streekeisen A., Wooley A.R., Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary terms", Blackwell. Oxford. (1989) 193.
- [19] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101 (1989) 635–643.
- [20] Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study", *Mineralogy and Petrology* 46 (1992) 259–289.
- [21] McDonough W.F., "Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle", *Earth and Planetary Science Letters* 101 (1990) 1–18.
- [22] Mohajjal M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (2003) 397–412.
- [23] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos* 106 (2008) 380–398
- [24] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In: Thorpe, R.S. (Eds.), *Andesites*. Wiley (1982) 525–548.
- [25] Pearce J.A., Bender J.F., DeLong S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Şaroğlu F., Yilmaz Y., Moorbat S., Mitchell J.J., "Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey", [7] Braud J., La nappe du, "Kouh-e-Garum (region de Kermanshah, Iran), chevauchement de Iran central sur le Zagros", *Bulletin de la Société Géologique de France* 7 (1971) 419.
- [8] Chappell B.W., A.J.R. White, "Two contrasting granite types". *Pacific Geology* 8 (1974) 173–174.
- [9] Chappell B.W., A.J.R. White, Wyborn D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis", *J. Petrol.*, 28 (1987) 1111–1138.
- [10] Chappell B.W., White A.J.R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Trans. Royal. Soc. Edinburgh* 83, 1–26. Also *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 272 (1992) 1–26.
- [11] Cox K.G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The Interpretation of Igneous Rocks", Allen & Unwin. London (1979).
- [12] De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using RI-R2 diagrams and major element analyses—its relationships with current nomenclature", *Chem. Geol.*, 29 (1980) 183–210.
- [13] Guiraud M., Holland T., Powell R., "Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in $Na_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ ", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104 (1990) 85–98.
- [14] Harris N.B. W., Pearce J.A., A.G., "Tindle. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism", In M.P. Coward and A.C. Ries (eds.), *Collision Tectonics*. Blackwell, Oxford (1986).
- [15] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Can. J. Earth Sci.*, 8 (1971) 523–548.
- [16] Kwon S.T., Tilton G.R., Grünenfelder M.H., "Lead isotopic relationships in carbonatites and alkalic complexes: An overview". In K. Bell (ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London (1989) 360–387.

- Geological Society of London, Special Publication 7 (1977) 14-24.
- [28] Pearce J.A., Norry M.J., " *Petrogenesis implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks*", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33- 47.
- [29] Rollinson H. R., " *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*". Longman Scientific and Technichal, UK (1993) 352.
- Journal of Volcanological and Geothermal Research 44 (1990) 189-229.
- [26] Pearce J.A., Cann J.R., " *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*", Earth and Planetary Science Letters 19 (1973) 290-300.
- [27] Pearce J.A., Gale G.H., " *Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks*",