



بررسی زمین شیمی و تعیین خاستگاه زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آذرین شمال اشنویه، آذربایجان غربی

مهسا ارشادی گرگری

گروه زمین‌شناسی، واحد ارومیه، دانشگاه آزاد اسلامی، ارومیه، ایران

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

چکیده: در شمال اشنویه، استان آذربایجان غربی، سنگ‌های تراکی داسیت و ریولیت سنوزوئیک (ائوسن) بخشی از ارتفاع‌های کوهستان اشنویه را تشکیل داده‌اند. از نظر تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی ساختاری-رسوبی ایران، این سنگ‌های آذرین در کمربند ماگمایی سنندج - سیرجان برونزد دارند. بافت غالب این سنگ‌ها، پورفیری با خمیره ریزسنگی و پورفیری با خمیره شیشه‌ای است. آنها از دید انباشت کانیایی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، 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 زمین‌ساختی ماگمایی، نمونه‌های مورد بررسی در گستره وابسته به قوس و در یک محیط همزمان با برخورد تکامل یافته‌اند. با توجه به تهی‌شدگی ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE، مانند Zr، Y، Nb، Ta، Hf) 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 آلیش ماگما با پوسته بالایی یا دگرگونی ماگمایی باشد.

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

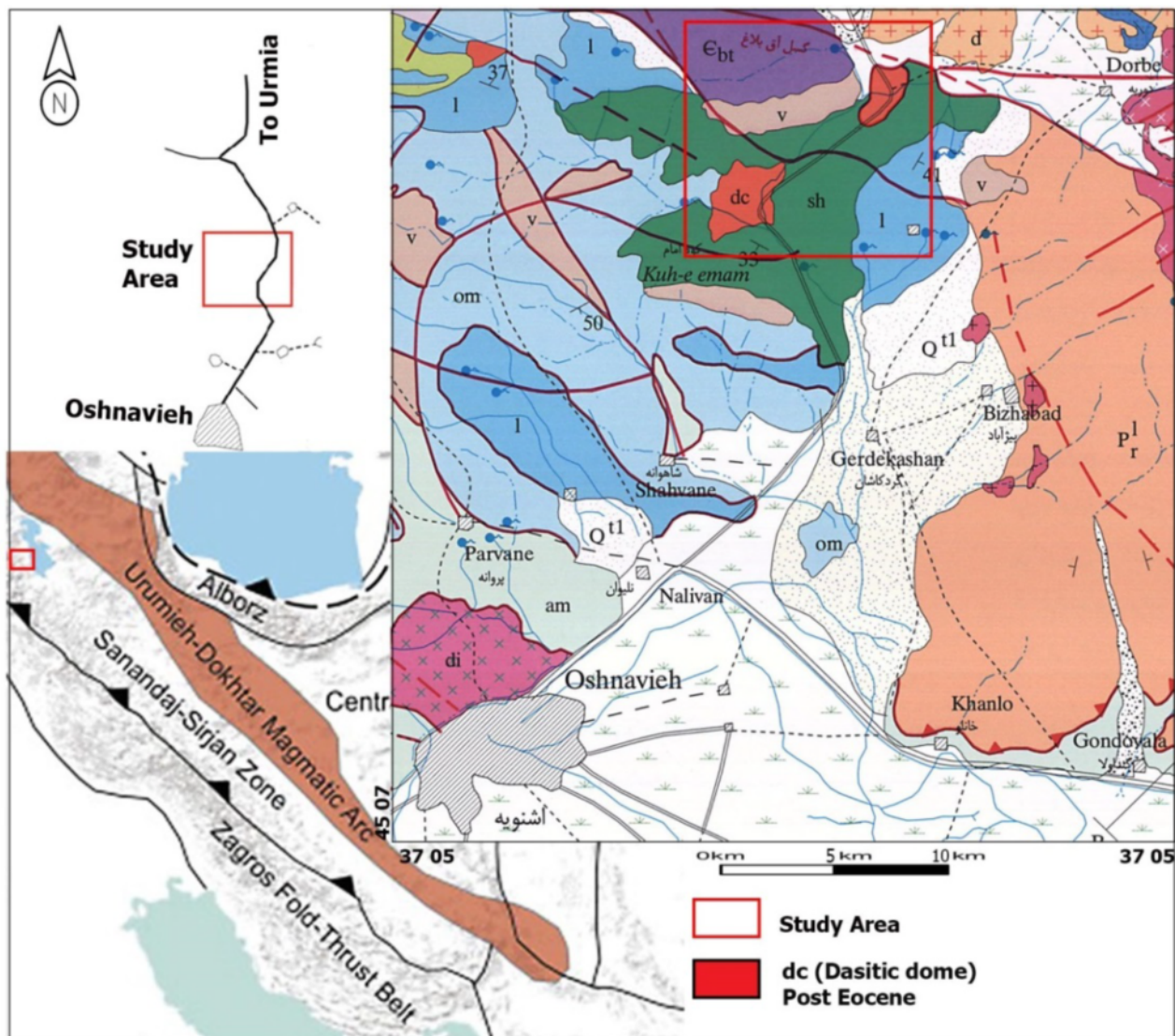
مقدمه

اختلاف روندها، از پهنه اسفندقه-مریوان متمایز است. از طرف دیگر، مهمترین تفاوت‌های این واحد با ایران مرکزی، نبود چینه‌ای دونین و کربونifer و اثر نداشتن چین‌خوردگی سیمین‌پسین 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 ماگمایی مهمی را پشت سر گذاشته است [۲]. این پهنه بخشی از نوار کوهزایی تتیس بوده که در اثر باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان پدید آمده است [۳-۵]. منطقه‌ی مورد بررسی به وسعت حدود ۱۶ کیلومترمربع و با مختصات جغرافیایی ۱۲° ۴۵' ۰۷" تا ۱۲° ۱۰' ۴۵" طول شرقی و ۰۳' ۰۶" تا ۳۷° ۰۲' ۰۸" عرض شمالی در حدود ۷ کیلومتری شمال شهرستان اشنویه، در جنوب استان آذربایجان غربی و در چهارگوش

منطقه مورد بررسی براساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری-رسوبی ایران در واحد خوی - مهاباد [۱] و با توجه به تقسیم‌بندی اشتوکلین 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 آتشفشانی ائوسن و نیز گسترش بسیار آمیزه رنگین، از پهنه البرز-آذربایجان متمایز می‌شود. همچنین واحد خوی - مهاباد به دلیل دیده نشدن فعالیت آتشفشانی پس از کامبرین در آن، نبود دگرگونی مربوط به رخدادهای کالدونین و سیمین پیشین، تفاوت رخساره سنگ‌های پرمین و کرتاسه و سرانجام

سنگ‌های آتشفشانی هستند که در بسیاری از محیط‌های زمین ساختی به ویژه در پهنه‌های فروآنتی بسیار یافت می‌شوند [۷]. این سنگ‌ها نتیجه فرایند ذوب در قاعده پوسته‌ای و یا ناشی از تکامل فرایند تبلور جدایشی یک ماگمای مافیک‌تر برآمده از گوشته هستند. این سنگ‌ها رخنمون‌های گنبدی و یا روانه‌ای مرتفع دارند که نمایش خروج آرام آنها پس از انفجار اولیه آتشفشان 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 مجموعه‌ی 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 ساندج - سیرجان، همراه با راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی با موقعیت سنگ‌های مورد بررسی (dc).

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 دیوریت و گرانودیوریت که دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای گنیسی شده‌اند، دارای رخنمون‌های کوچک و محدودی هستند. هواز دگی 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 برجای گذاشته‌اند. توده‌های نفوذی جوان‌تر باعث دگرگونی سنگ‌های دربرگیرنده پیرامون خود شده‌اند. پیرامون واحد افیولیتی، واحد سنگ‌های آتشفشانی 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 پلاژیوکلاز با ترکیب شیمیایی میانه (در حد آندزین) کمی به سرسیت، کلریت و کانی‌های رسی تجزیه و جانشین شده است. کلینوپیروکسن با بلورهای شکل‌دار تا کمی شکل‌دار و همچنین قالب‌های بلوری (احتمالاً الیون) که به کلریت، سرپانتین، کربنات و سیلیس تجزیه شده‌اند همه در یک زمینه ریزسنگی از پلاژیوکلاز، پیروکسن و شیشه تشکیل گردیده‌اند. دیابازهای دارای رخنمون دارای بافت سنگ پورفیری با زمینه پوست ماری (دلریتی) میان دانه‌های هستند است که در آن بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز که بیشتر آنها کلریتی شده و سرسیتی شده هستند، در یک زمینه ریزسنگی باریک و متقاطع پلاژیوکلاز و نیز کلریت، کربنات، اپیدوت، کوارتز و اکسید آهن تشکیل شده‌اند. از کانی‌های ثانوی سرسیت و سرپانتین نیز وجود دارند. سنگ‌های لاتیت این منطقه دارای بافت پورفیری هستند که در آن کانی‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی، کربناتی، سرسیت، کلریت و غیره دگرسان شده‌اند. فلدسپات قلیایی به صورت بلورهای بی‌شکل و پرتیت که کمی رسی شده‌اند همه در یک زمینه ریزسنگی از پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، کلریت، کدر، اسفن لوکوکسن، کربنات و گاهی اپیدوت قرار دارند. حفره‌های سنگ بیشتر با کربنات و به ندرت کلریت پر شده‌اند.

رخنمون 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 رخنمون دارند [۵]. بر این اساس، دو گستره برای بررسی و نمونه‌برداری انتخاب شد.

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، پلاژیوکلاز و بیوتیت قابل تشخیص بودند (شکل‌های ۲ ب و پ).

روش‌شناسی

در این پژوهش، نخست بررسی‌های صحرایی شامل تهیه نقشه-های 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 زمین‌شیمی، تعداد ۱۰ نمونه انتخاب گردید. این نمونه‌ها برای تجزیه به شرکت ALS در ایرلند فرستاده شد. از روش‌های طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای تجزیه عناصر جزئی و خاکی نادر و طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) برای تجزیه اکسیدهای اصلی استفاده شد.

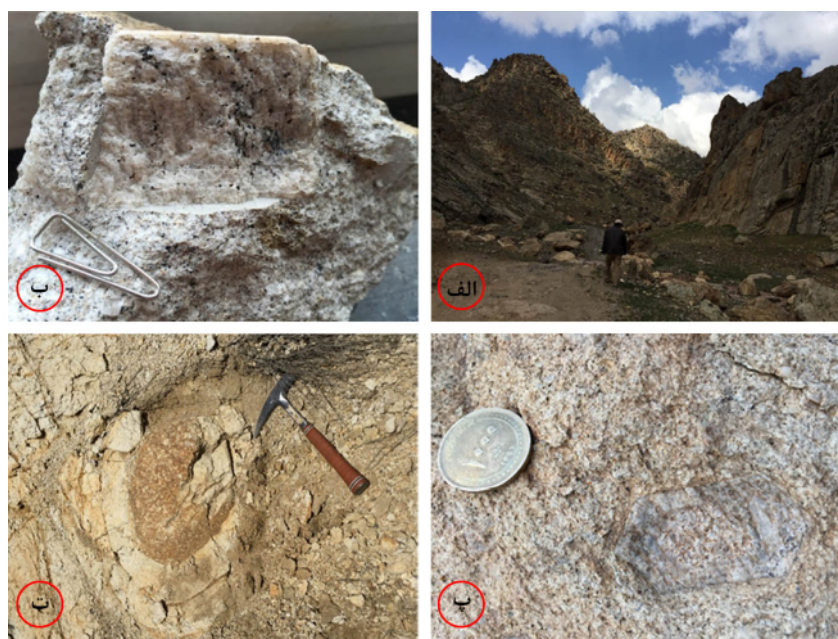
بحث و بررسی

بررسی‌های صحرایی

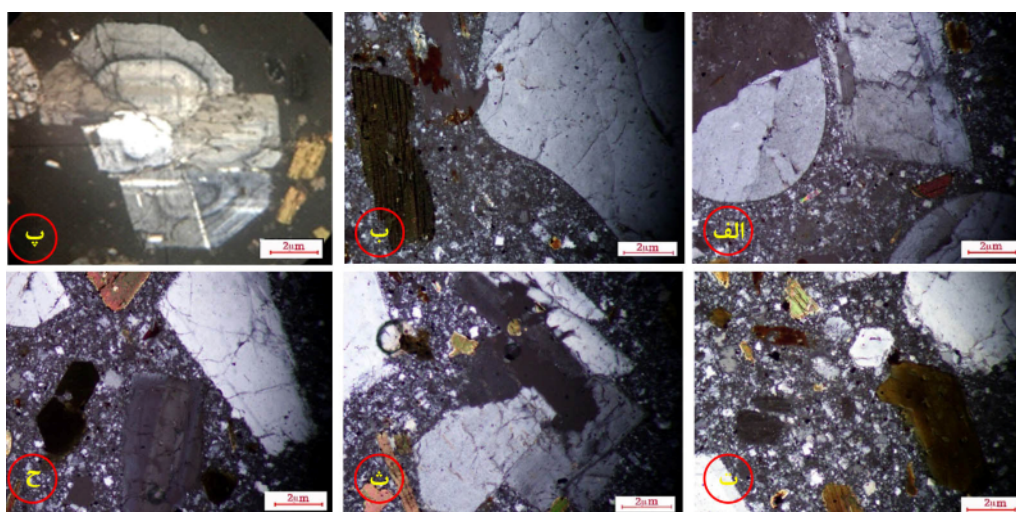
با توجه به بررسی‌های صحرایی، سنگ‌ها از نوع خروجی بوده و دارای ریختار خشن‌تری (شکل ۲ الف) نسبت به سنگ‌های پیرامون هستند. این سنگ‌ها در کل به رنگ خاکستری هستند ولی در بخش‌هایی به رنگ صورتی نیز دیده می‌شوند. کانی‌های فلدسپار قلیایی، بیوتیت و پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح قابل مشاهده هستند. فلدسپار آلکالن و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

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 ماگمایی و زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین خروجی (داسیت و ریولیت با سن پس از ائوسن-لیگوسن) شمال اشنویه 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 ج). این امر می‌تواند نشان دهد که کانی پس از تزریق توده ماگمایی 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 شکل‌دار 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 ج- 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، بلورهای 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 گلومروپورفیری نشانگر تشکیل اسکلت سنگ در اعماق 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 [۱۱-۱۳]، نمونه‌ها در گستره ریولیت و ریوداسیت از سری آهکی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب).

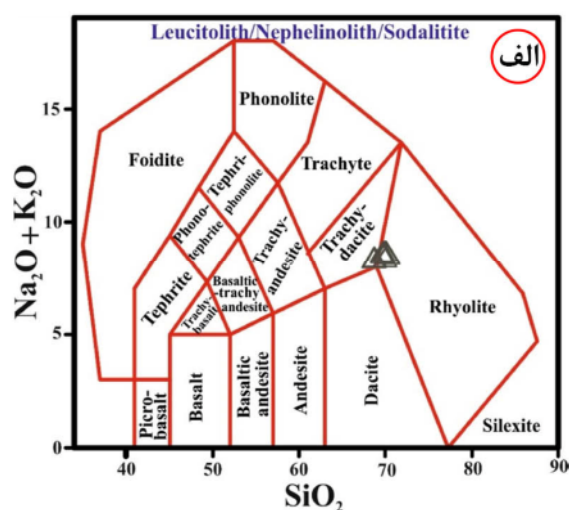
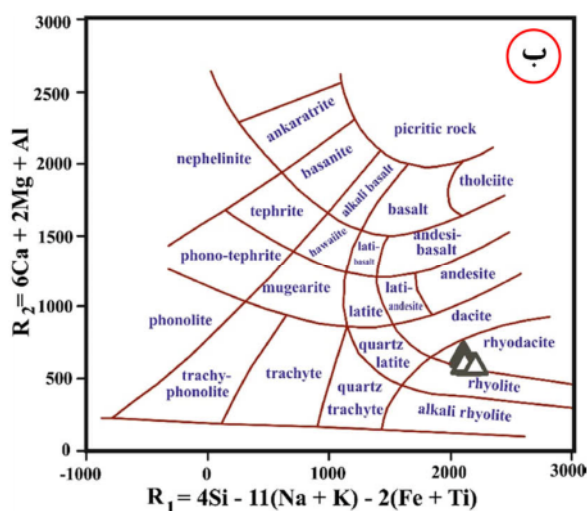
سنگ‌های مورد بررسی در حالت کلی ریولیت هستند، که به صورت توده‌ای و پراکنده در منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دانه‌ریز هستند و فلدسپارهای قلیایی موجود به صورت بلورین و اغلب در اندازه‌های مختلف از چند میلی‌متر تا حدود ۱۰ سانتی‌متر دیده می‌شوند که در آنها منطقه‌بندی نیز با چشم غیر مسلح قابل مشاهده است. بافت 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 شده 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 منطقه‌بندی بوده و بیوتیت‌ها در برخی نمونه‌ها دارای شکستگی هستند. در حالت کلی، ریولیت‌ها و داسیت‌ها معادل آتشفشانی سنگ‌های گرانیتی محسوب شده و مانند سنگ‌های گرانیتی در نواحی قاره‌ای بالای پهنه فرورانش یافت 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 ماگما 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 چندمرحله‌ای مذاب از عمق به سمت سطح منجر به استراحت کوتاه مدت مذاب در آشیانه

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای اصلی نمونه‌های مورد بررسی (برحسب 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 فرار	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).

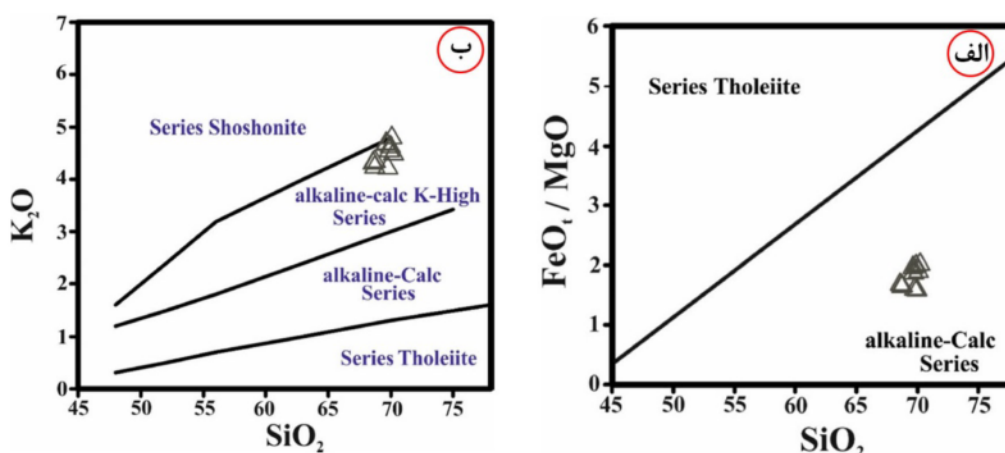
نمونه	M11	M12	M13	M15	M23	M24	M25	M26	M27	M28
Ba	۷۰۲٫۰	۷۸۱٫۰	۶۱۴٫۰	۶۹۸٫۰	۷۲۹٫۰	۷۳۸٫۰	۶۸۳٫۰	۶۷۹٫۰	۶۷۸٫۰	۷۰۵٫۰
Ce	۷۶٫۰	۸۱٫۰	۸۰٫۳	۷۶٫۰	۸۵٫۶	۷۶٫۷	۸۶٫۲	۸۵٫۶	۷۸٫۳	۸۵٫۲
Cr	۵۰٫۰	۴۰٫۰	۴۰٫۰	۴۰٫۰	۴۰٫۰	۳۰٫۰	۳۰٫۰	۳۰٫۰	۳۰٫۰	۵۰٫۰
Cs	۶٫۲	۱۲٫۲	۹٫۵	۷٫۰	۷٫۱	۹٫۳	۹٫۴	۷٫۱	۷٫۱	۸٫۴
Dy	۲٫۱	۱٫۵	۱٫۸	۲٫۰	۲٫۷	۲٫۲	۲٫۹	۲٫۱	۲٫۶	۲٫۵
Er	۱٫۱	۰٫۸	۰٫۸	۱٫۰	۱٫۳	۱٫۱	۵٫۱	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۱
Eu	۱٫۰	۱٫۰	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۰	۰٫۹	۱٫۲	۱٫۰	۱٫۱	۱٫۰
Ga	۲۴٫۰	۲۴٫۵	۲۳٫۰	۲۲٫۵	۲۳٫۵	۲۱٫۹	۲۴٫۷	۲۲٫۹	۲۳٫۸	۲۳٫۹
Gd	۳٫۱	۲٫۶	۲٫۸	۳٫۳	۴٫۰	۳٫۵	۴٫۱	۳٫۶	۳٫۵	۴٫۲
Hf	۵٫۲	۴٫۸	۵٫۲	۵٫۰	۵٫۱	۴٫۴	۵٫۰	۴٫۶	۴٫۵	۴٫۷
Ho	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴
La	۴۳٫۹	۴۵٫۶	۴۶٫۴	۴۳٫۸	۴۷٫۹	۴۲٫۲	۴۶٫۸	۴۷٫۱	۴۳٫۲	۴۷٫۲
Lu	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱
Nb	۱۴٫۵	۱۴٫۴	۱۳٫۵	۱۴٫۰	۱۴٫۷	۱۴٫۲	۱۴٫۲	۱۳٫۸	۱۲٫۶	۱۳٫۵
Nd	۲۸٫۰	۲۹٫۶	۲۹٫۶	۳۸٫۳	۳۲٫۳	۲۸٫۵	۳۱٫۳	۳۰٫۴	۲۸٫۱	۳۱٫۶
Pr	۸٫۴	۸٫۸	۸٫۹	۸٫۵	۹٫۵	۸٫۲	۹٫۵	۹٫۴	۸٫۴	۸٫۴
Rb	۱۹۸٫۵	۲۰۰٫۰	۱۹۰٫۰	۱۹۶٫۰	۲۱۶٫۰	۲۰۵٫۰	۲۰۸٫۰	۲۰۴٫۰	۲۰۵٫۰	۲۱۰٫۰
Sm	۴٫۵	۴٫۴	۴٫۳	۴٫۵	۵٫۶	۴٫۵	۵٫۱	۵٫۳	۵٫۰	۵٫۳
Sn	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۵٫۰	۴٫۰
Sr	۵۰۵٫۰	۵۲۳٫۰	۴۷۱٫۰	۴۸۵٫۰	۴۲۰٫۰	۳۸۹٫۰	۴۲۴٫۰	۳۸۸٫۰	۴۱۹٫۰	۳۹۱٫۰
Ta	۱٫۵	۱٫۴	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۴	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۴
Tb	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۶
Th	۲۳٫۷	۲۴٫۱	۲۳٫۸	۲۳٫۵	۲۳٫۷	۲۲٫۵	۲۴٫۶	۲۳٫۷	۲۲٫۳	۲۳٫۲
Tm	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲
U	۶٫۹	۹٫۵	۹٫۳	۶٫۵	۶٫۲	۴٫۷	۵٫۹	۵٫۹	۶٫۶	۶٫۶
V	۵۱٫۰	۴۹٫۰	۴۸٫۰	۴۹٫۰	۳۹٫۰	۳۱٫۰	۳۶٫۰	۳۲٫۰	۳۴٫۰	۳۹٫۰
W	۴٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۳٫۰	۳٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۳٫۰
Y	۱۱٫۰	۷٫۶	۹٫۶	۱۰٫۴	۱۴٫۰	۱۱٫۳	۱۳٫۶	۱۱٫۲	۱۲٫۱	۱۲٫۸
Yb	۱٫۱	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۲	۰٫۸	۱٫۱	۱٫۰	۰٫۹	۱٫۰
Zr	۱۷۶٫۰	۱۸۳٫۰	۱۸۱٫۰	۱۷۱٫۰	۱۸۲٫۰	۱۶۵٫۰	۱۷۷٫۰	۱۷۰٫۰	۱۶۳٫۰	۱۷۸٫۰



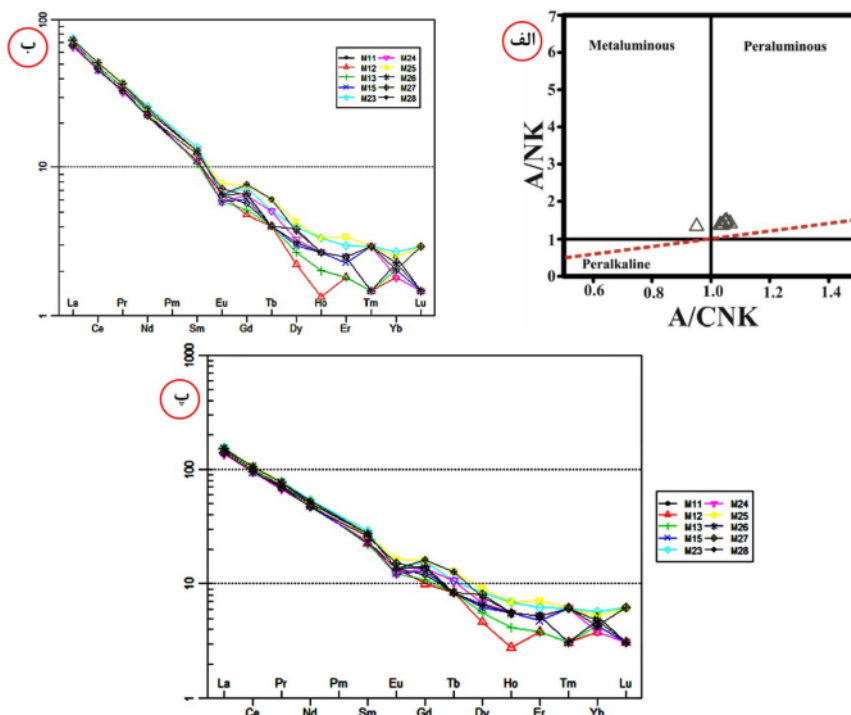
شکل ۴ الف - نمودار نامگذاری سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی براساس روش TAS [۹] ب- نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی بر حسب کاتیون‌ها [۱۲].

با تبلور کانی‌های کلسیم‌دار مانند آمفیبول، پلاژیوکلاز 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 می‌شود: ترکیب سنگ خاستگاه و درصد ذوب بخشی که موجب تشکیل ماگمای سازنده شده است. تعادل بین بلور و مایع طی تشکیل سنگ ناشی از این عوامل است. برای بررسی رفتار REE ها در نمونه‌های منطقه از نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۳] و نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۷] استفاده شد.

نمونه‌های منطقه مورد بررسی براساس نمودار AFM [۱۱، ۱۳، ۱۴]، همه آهکی قلیایی هستند. بر پایه نمودار $FeOt/MgO$ نسبت به SiO_2 [۱۵] نیز، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۵ الف). در نمودار اکسید پتاسیم نسبت به سیلیکا، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی با پتاسیم بالا واقع هستند (شکل ۵ ب). با توجه به نمودار مقادیر Al_2O_3/Na_2O+K_2O نسبت به $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ به صورت مولار [۱۶]، سنگ‌های منطقه مورد بررسی بیشتر در گستره پرآلومین قرار می‌گیرند. این امر نشان می‌دهد که ماگما



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار $FeOt/MgO$ نسبت به SiO_2 و ب) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۱۶].



شکل ۶ الف - نمودار شاخص آلومینیوم سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی [۱۷]. ب- نمودار عنکبوتی REE ها بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۸]. پ- نمودار عنکبوتی REE ها بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۹].

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 غنی‌شدگی 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 ماگما، LREE‌ها غلظتی بیش از HREE‌ها داشته باشند. عامل دیگر این غنی‌شدگی می‌تواند تشکیل سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد [۲۰]. غلظت بالای LREE‌ها نیز می‌تواند ناشی از درجه‌های کم ذوب بخشی خاستگاه و یا یک خاستگاه غنی شده از آنها باشد [۲۰]. عامل دیگری که می‌تواند در فقیرشدگی عناصر خاکی نادر سنگین نقش داشته باشد، وجود گارنت در سنگ خاستگاه است، زیرا ضریب جدایش REE‌ها در این کانی اختلاف بسیاری دارد [۲۱].

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

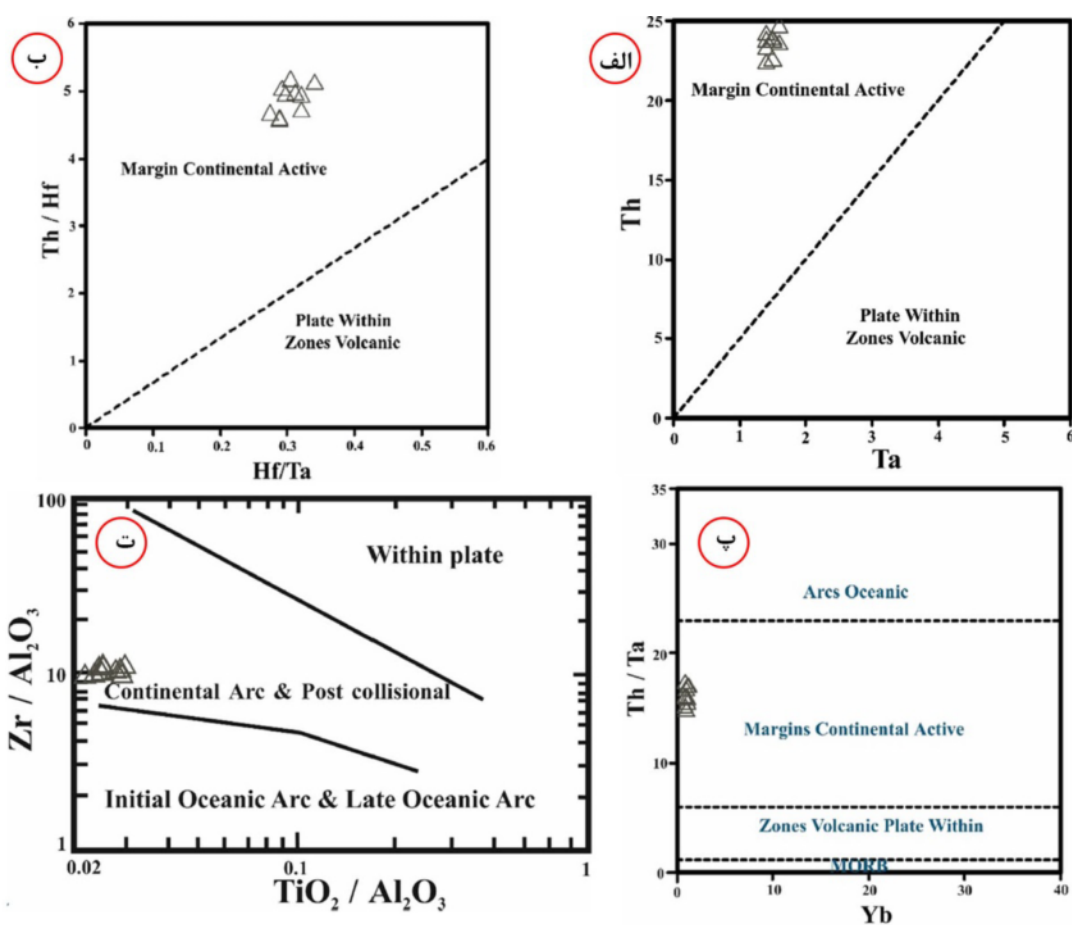
کانی‌های فرعی مانند زیرکن دارای ضریب جدایش بالای REE هستند که این عناصر را در خود متمرکز می‌کرده و باعث نامتناسب شدن الگوی REE می‌شوند. آپاتیت نیز می‌تواند چند برابر کندریت عناصر خاکی نادر سبک را در خود متمرکز کند [۲۳] در واقع، عناصر خاکی نادر در آپاتیت جانشین Ca می‌شوند و این کانی میزبان اصلی عناصر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

مقدار Eu به ناهنجاری منفی جزئی نشان می‌دهد که این می‌تواند به دلیل جدایش پلاژیوکلاز در سنگ‌های خاستگاه باشد. البته از آنجا که خاستگاه احتمالی این سنگ‌ها گوشته است و نمونه‌ها آهکی قلیایی و وابسته به فرورانش هستند، احتمال این‌که پلاژیوکلاز 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 آرایش طی جدایش در پوسته‌ی قاره‌ای مذاب‌ها چنین حالتی را به وجود آورده باشد.

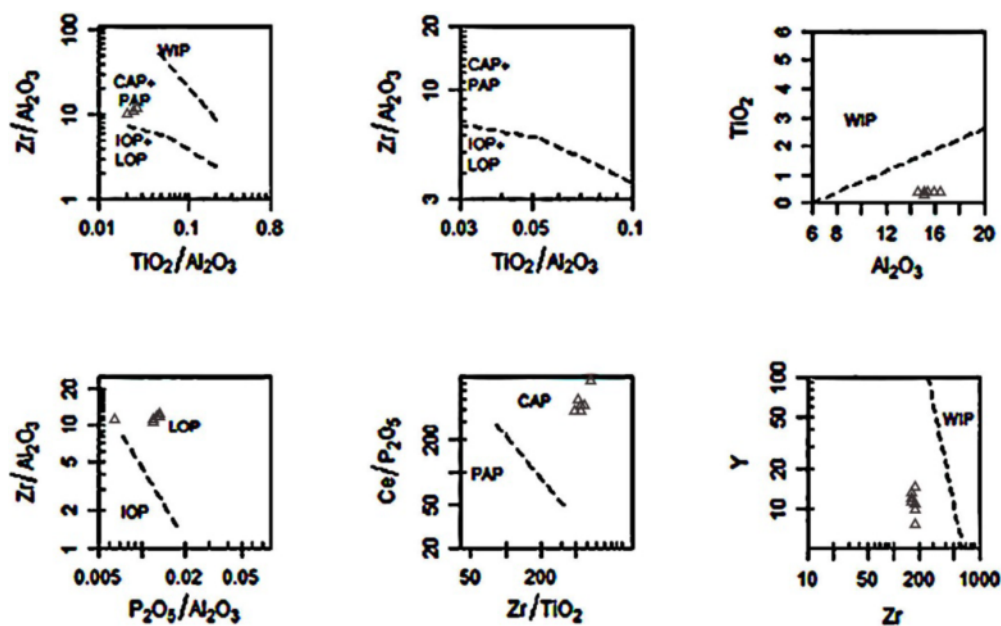
با توجه به نمودارهای بر پایه عناصر کمیاب [۲۴]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند (شکل‌های ۷ الف، ب و پ). همچنین سنگ‌های مورد بررسی به دلیل عیار به نسبت بالا در Zr به احتمال بسیار در یک محیط وابسته به کمان قاره‌ای و یا سپس از برخورد تشکیل

شده‌اند. نمونه‌های مورد بررسی از آنجا که از مذاب‌های فلسی 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).

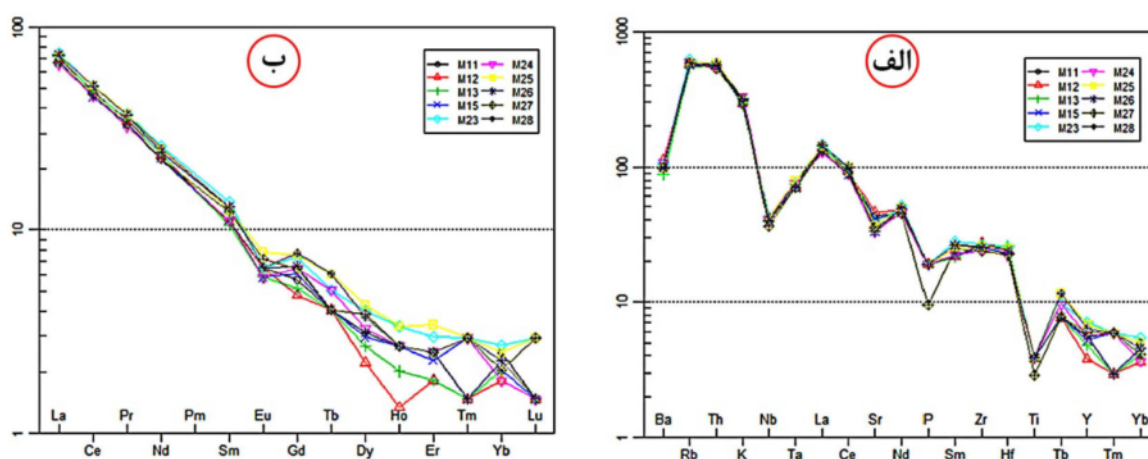
از ویژگی‌های بارز نمودارهای زمین‌ساختی استفاده از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) است. این عناصر دارای تحرک پایین‌تری بوده و در نتیجه این نمودارها قابل اعتمادتر هستند. براساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های پتاسیمی برای تفکیک محیط‌ها [۲۵] نیز نمونه‌های مورد بررسی وابسته به قوس قاره‌ای هستند (شکل ۸). در نمودارهای 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 ماگماهای تولید شده در پهنه‌های فرورانش (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 غنی‌شدگی نسبت به HFSE‌ها دارند. افزایش غلظت و غنی‌شدگی LILE‌ها (به ویژه K و Rb) و Th می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته‌ای و دیگر فرآیندهای آرایش ماگمای اولیه باشد. عناصر Ba، Rb، Th و K بیش از ده برابر مورب غنی‌شدگی دارند و از عناصر متحرک به سوی عناصر غیر متحرک نمودار روند کاهشی نشان می‌دهند. کاهش نسبی Nb اغلب در ارتباط با نبود و 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، آرایش یافته‌اند. در این نمودار، غنی‌شدگی عناصر از چپ به راست روندی با کاهش نسبی را نشان می‌دهد. از دلایل غنی‌شدگی 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 آرایش ماگمایی باشد. از طرفی، تهی‌شدگی و کاهش Ti-Nb نیز بیانگر آلودگی با پوسته زیرین و شاخص پهنه‌های فروانش (کرانه فعال قاره‌ای) است [۲۹].



شکل ۷ 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 پتاسیمی 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].

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، LREEها نسبت به HREEها از غنی‌شدگی بیشتری برخوردار هستند که به احتمال بسیار مربوط به تشکیل آنها در مناطق فرورانش است. تهی‌شدگی Eu نیز می‌تواند به دلیل جدایش پلاژیوکلاز در سنگ‌های خاستگاه و یا فقیر بودن سنگ خاستگاه از این عنصر باشد. تهی‌شدگی از Nb، Ta و Ti نیز می‌تواند گویای تشکیل ماگما در محیط فرورانش باشد. میزان غنی‌شدگی K و Rb می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای یا دگرگونی ماگمایی باشد. نمونه‌ها در گستره مشترک گرانیئوئیدهای همزمان یا پس از برخورد قرار دارند. این امر نشان‌دهنده تشکیل سنگ‌ها در یک محیط کمان آتشفشانی و کرانه قاره‌ای و به احتمال بسیار یک محیط وابسته به کمان قاره‌ای است.

قدردانی

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

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., Haghafrash 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.

- [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] Mohajjel 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., Moorbath S., Mitchell J.J., "Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey", [7] Braud J., La nape du., "Kouh-e-Garum (region de Kermanschah, 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 R1-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 $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ", 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*",