

پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله واقع در شمال و جنوب‌شرق مرکزی شهرستان شهر بابک (کرمان)

فرزانه ارژنگ‌نژاد، عباس مرادیان* و زینب کشتکار

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

توده‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله در جنوب‌شرق پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، شمال‌غرب نوار دهج-ساردوئیه و به ترتیب در شمال و جنوب‌شرق شهرستان شهر بابک قرار دارند. سنگ‌های تشکیل‌دهنده این توده‌ها (مدوار و شاه‌خیراله) ریولیت، ریبوداسیت و داسیت هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل: پلاژیوکلاز، آمفیبول، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و کوارتز با بافت پورفیری است. در پلاژیوکلازها ویژگی‌هایی مانند: انحلال و منطقه‌بندی و در کانی‌های آب‌دار تیره اغلب حاشیه سوخته مشاهده می‌شود. تمامی نمونه‌ها به سری ماگمایی آهکی-قلیایی متعلق بوده و در موقعیت تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای قرار دارند. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های این مناطق غنی‌شدگی بارزی از LREE نسبت به HREE و نیز Sr و K و تهی‌شدگی از Nb، P، Pb، Pr، Ti، Y و Zr نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Nb، Ta و Ti در این سنگ‌ها مشابه ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با فرورانش است. مقادیر Cr، MgO، Na₂O و Ni، عدد Mg، فقیرشدگی سنگ‌ها از Y، بالا بودن نسبت‌های LREE/HREE و نسبت Sr/Y (میانگین ۱۳۷/۲۶) و نسبت La/Yb (میانگین ۵۰)، با مذاب‌های آداکیتی حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان شبیه است. بازنگری ویژگی‌های ژئوشیمیایی برای هر دو منطقه بیانگر ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورو قبل از آب‌گیری پوسته است و مقادیر پایین HREE، TiO₂ و Y در هر دو منطقه با ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌های حاصل از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی در ژرفای ۳۵ کیلومتری سازگار است.
واژه‌های کلیدی: ماگمای آهکی-قلیایی، آداکیت، حاشیه فعال قاره‌ای، توده نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله، نوار دهج-ساردوئیه

مقدمه

جغرافیایی ۵۵°۵' تا ۵۵°۱۰' شرقی و عرض‌های
جغرافیایی ۳۰°۱۳' تا ۳۰°۱۷' شمالی قرار دارد. توده
نیمه آتشفشانی شاه‌خیراله در ۱۱ کیلومتری غرب
معدن مس سرچشمه و بین طول‌های جغرافیایی

توده نیمه آتشفشانی مدوار در ۱۶ کیلومتری
شمال شهرستان شهر بابک قرار دارد و در نقشه
زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک بین طول‌های

* moradian@mail.uk.ac.ir

مدوار و شاه‌خیراله در پهنه ایران مرکزی، جنوب‌شرق پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و در مجموعه رازک (Dimitrijevic, 1973) قرار گرفته‌اند. این توده‌ها در صحرا به رنگ هوازده قهوه‌ای روشن و خاکستری تیره دیده می‌شوند. جنس این توده‌ها بیشتر داسیتی با بافت پورفیری است که کانی‌های درشت پلاژیوکلاز، آمفیبول و مقدار اندکی کانی بیوتیت در نمونه دستی قابل مشاهده است. تأثیر محلول‌های هیدروترمال در توده نیمه آتشفشانی شاه‌خیراله بسیار زیاد بوده است. به گونه‌ای که دگرسانی کائولینیتی ناشی از دگرسانی فلدسپارها در آن به وضوح مشاهده می‌شود و می‌تواند پتانسیل خوب معدنی از نظر کائولن به شمار رود. پدیده‌ای که در توده نیمه آتشفشانی مدوار بسیار به چشم می‌آید، فرسایش تافونی ناشی از تأثیر آب و باد در این منطقه است. علاوه بر این، درزهای انقباضی بسیاری در این رخنمون‌ها وجود دارد.

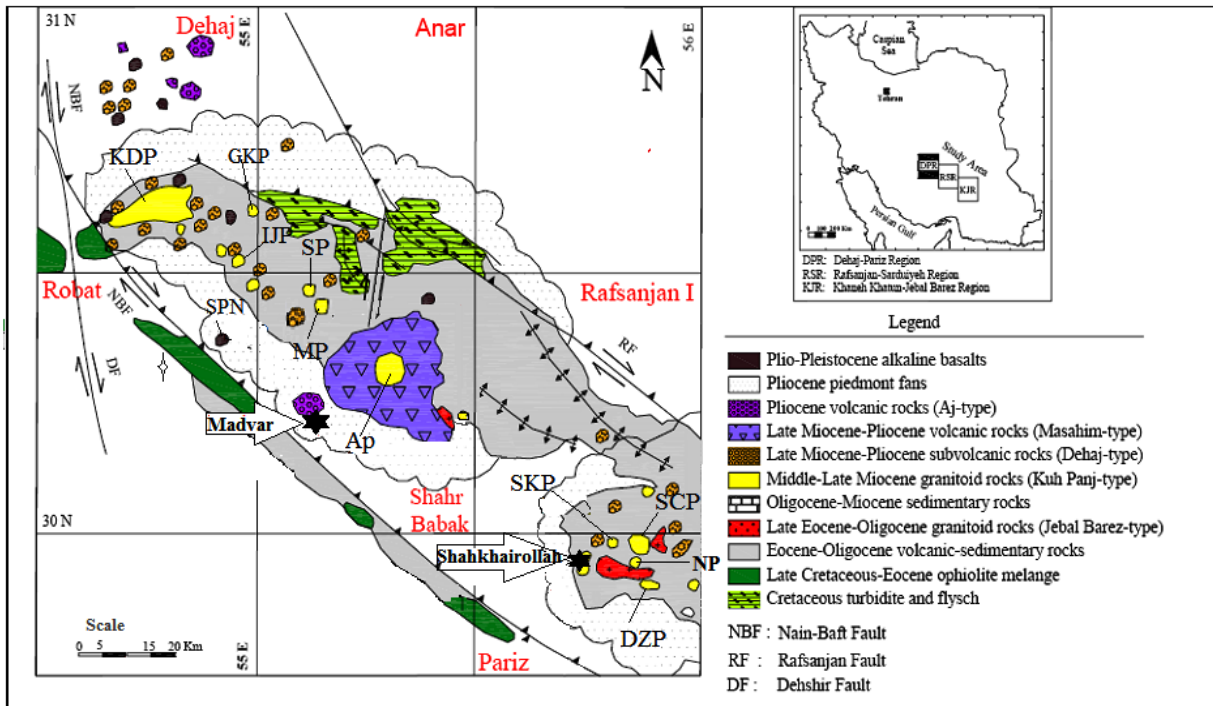
روش انجام پژوهش

این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و تعبیر و تفسیر نتایج تجزیه‌های شیمیایی انجام شده است. به این منظور، پس از برداشت‌های صحرایی و تهیه ۱۵۰ نمونه مقطع نازک، پژوهش‌های پتروگرافی به وسیله میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه شهید باهنر کرمان انجام شد. برای انجام تجزیه شیمیایی با روش ICP-MS (طیف‌سنج جرمی، برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب و نادر خاکی) و ICP-AES (طیف‌سنج نشری برای اندازه‌گیری عناصر اصلی) تعداد ۲۵ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی از طریق شرکت کان‌پژوه به شرکت SGS کانادا ارسال شد و نتایج حاصل در نمودارهای مختلف به کار برده شد.

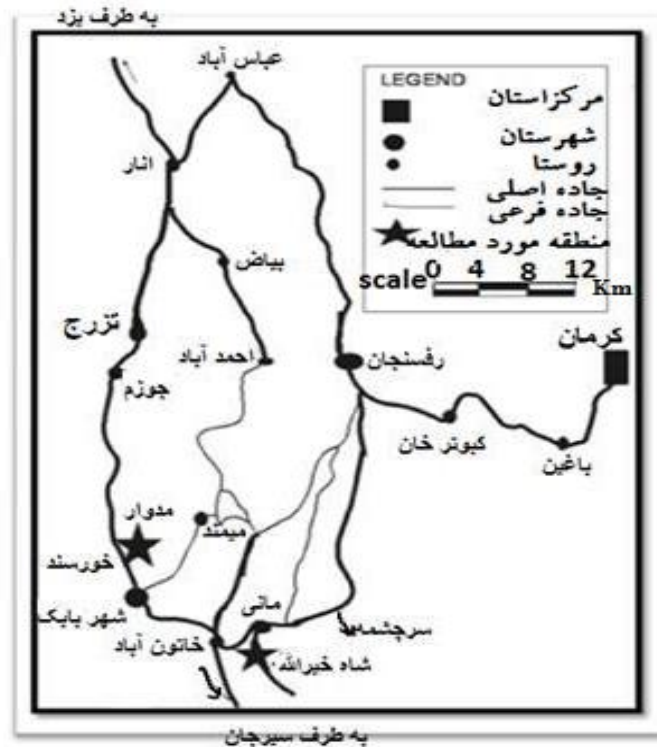
۵۵°۴۱' تا ۵۵°۴۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۹°۶۷' تا ۲۹°۶۹' شمالی واقع شده است. از لحاظ تقسیم‌بندی زمین‌شناسی هر دو منطقه در پهنه ایران مرکزی، جنوب‌شرق پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و شمال‌غرب نوار دهج-ساردوئیه به فاصله ۵۰ کیلومتر از یکدیگر در استان کرمان قرار دارند. در چند سال اخیر پژوهش‌های زیادی روی نوار دهج-ساردوئیه انجام شده است. Shahabpour (۲۰۰۷) با بررسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شهر بابک و سرچشمه به قرارگیری این سنگ‌ها در سری آهکی-قلیایی اشاره کرده است. Taghipour (۲۰۰۷) با مطالعه کانسار مس پورفیری میدوک، کانی‌زایی نوع پورفیری را مرتبط با پلوتونیسیم دو مرحله‌ای با سرشت آهکی-قلیایی می‌داند. Ghadami (۲۰۰۸) با مطالعه توده‌های گرانیتوئیدی، آتشفشانی و نیمه آتشفشانی شمال‌غرب شهرستان شهر بابک منشأ آنها را گارنت-آمفیبولیت حاصل از دگرگونی پوسته اقیانوسی می‌داند. از جمله افرادی که در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد روی توده‌های نیمه آتشفشانی واقع در نوار دهج-ساردوئیه کار کرده‌اند می‌توان به: Bahreini (۲۰۱۲) و Esmaeili (۲۰۱۲) اشاره کرد. در پژوهش حاضر سعی شده است با بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی هر دو منطقه مدوار و شاه‌خیراله و مقایسه آنها با یکدیگر یک مدل پتروژنتیکی همخوان با کلیه داده‌های حاصل از تجزیه ارائه شود. نقشه موقعیت مناطق مدوار و شاه‌خیراله روی نوار دهج-ساردوئیه و راه‌های دسترسی به هر دو منطقه در شکل A-۱ و B آمده است.

زمین‌شناسی منطقه

مطالعات صحرایی: توده‌های نیمه آتشفشانی



شکل ۱- A) نقشه زمین‌شناسی پهنه دهج-پاریز در بخش شمال غرب پهنه ماگمایی سنوزوئیک کرمان و موقعیت توده‌های نیمه‌آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله به همراه توده‌های مشابه آنها برگرفته از Bahrambeigi (۲۰۱۲). SP= توده گرانیتوئیدی کوه سارا؛ SPN= توده کوارتزدیوریت پورفیری سرنو؛ KDP= توده گرانیتوئیدی کدر؛ IIP= توده کوارتزدیوریتی ایجو؛ NP= توده دیوریت پورفیری نوچون؛ SKP= توده گرانودیوریت سرکوه؛ DZP= توده گرانودیوریت پورفیری دره‌زار؛ MP= میدوک پورفیری؛ SCP= سرچشمه پورفیری؛ GKP= توده گرانودیوریت پورفیری گود کلواری



شکل ۱- B) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مدوار و شاه‌خیراله (Complication of Gitashenasi, 2006)

پتروگرافی

با مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک، سنگ‌های تشکیل‌دهنده توده نیمه آتشفشانی مدوار در محدوده ریولیت، ریوداسیت و داسیت و سنگ‌های توده نیمه آتشفشانی شاه‌خیراله در محدوده داسیت قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ‌های خاکستری و گاهی صورتی بوده و بیشتر آنها دارای بافت پورفیری هستند. بیشتر نمونه‌ها از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول (هورنبلند، با توجه به زاویه خاموشی ۱۲ درجه) و بیوتیت به صورت درشت‌بلور، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار (بیشتر در زمینه و ریزبلور) تشکیل یافته‌اند.

داسیت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شوند که بیشتر از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز تشکیل شده‌اند و بیشتر دارای بافت پورفیری و میکروپورفیریک با خمیره هیالومیکرولیتیک هستند و بافت‌های میکروسکوپی گلوپورفیریک نیز در آنها شناسایی شده است (شکل ۲-A و B). کانی‌های فرعی این گروه سنگی آپاتیت، کانی‌های تیره و کانی‌های دگرسانی شامل: سربیسیت، کلریت و کلسیت است.

پلاژیوکلاز: این کانی به دو صورت درشت‌بلور و ریزبلور (در زمینه)، فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است و بیشتر از نوع آندزین تا اولیگوکلاز بر اساس زاویه خاموشی ۲۵ تا ۲۸ درجه، بر گرفته از روش Wright (۱۹۵۱) است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه یک تا پنج میلی‌متر حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. ماکل پلی‌سنتتیک، کارلسباد-پلی‌سنتتیک، منطقه‌بندی، ساخت خلیجی و بافت غربالی از دیگر ویژگی‌های این کانی است (شکل ۲-C و D). دلایل متعددی برای بافت غربالی بیان شده است که می‌توان به مواردی مانند: الف) رشد

اسکلتی، ب) کاهش سریع فشار (Stephen *et al.*, 1992) و اختلاط ماگمایی (Tsuchiyama, 1985) اشاره کرد. بافت غربالی در سنگ‌های مناطق مدوار و شاه‌خیراله ناشی از رشد اسکلتی نیست. زیرا در رشد اسکلتی به عنوان نتیجه‌ای از فروچاهیدگی (Kirkpatrick, 1992) در ادخال‌ها موازی یا عمود بر تیغه‌های ماکل مکرر می‌گیرند یا این که در ادخال‌ها مرز بین بلور را در یک تجمع بلورین قطع می‌کنند (Dungan *et al.*, 1978). زیرا این پدیده در سنگ‌های مدوار و شاه‌خیراله دیده نشده است؛ بنابراین، نمی‌توان به نظریه اول نسبت داد. در مورد نظریه سوم نیز شواهدی مبنی بر اختلاط ماگمایی مانند: حضور تکه‌های مجزای ماگمایی و زنوکریست‌های نامتعادل با مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌ها، لخته‌های تیره، آپاتیت سوزنی‌شکل و حاشیه‌های واکنشی در اطراف بلورها مشاهده نشده است. بنابراین، نمی‌توان بافت غربالی در سنگ‌های مدوار و شاه‌خیراله را ناشی از اختلاط ماگمایی دانست. به نظر می‌رسد علت بافت غربالی در سنگ‌های مناطق مدوار و شاه‌خیراله بیشتر به دلیل کاهش سریع فشار باشد که از دیگر شواهد ناشی از افت فشار می‌توان به ناپایداری کانی‌های هورنبلند و بیوتیت و تشکیل حاشیه‌های واجذبی یا رنگ سیاه و حاشیه سوخته اشاره کرد.

کانی‌های آب‌دار تیره (آمفیبول): درشت‌بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار آمفیبول فراوان‌ترین کانی‌های آهن و منیزیم‌دار این سنگ‌ها هستند. متوسط اندازه این بلورها بین (۵/۰ تا ۲) میلی‌متر است و حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی سنگ‌ها را پر می‌کند. این بلورها چندرنگی بالایی داشته و با توجه به زاویه خاموشی اندک (۱۲ تا ۱۵) درجه از نوع هورنبلند هستند. فرآیند اپاسیته‌شدن روی این بلورها تأثیر زیادی گذاشته است (شکل ۲-E). در بعضی

میلی‌متر به صورت میکروولیت در زمینه سنگ‌ها دیده می‌شود. بعضی از آنها دارای ماکل ساده هستند. بیفرنژانس پایین و سطح صاف دارند و ممکن است از نوع سانیدین باشند. اما به طور کلی، تشخیص آنها در زیر میکروسکوپ خالی از اشکال نیست (شکل ۲-۲). (H)

ریولیت‌ها: آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت از کانی‌های اولیه موجود در ریولیت‌ها هستند و از کانی‌های حاصل از دگرسانی می‌توان به کلسیت، سربیسیت و کلریت اشاره نمود. بافت کلی این سنگ‌ها، پورفیری و میکروپورفیری است و گاهی بافت جریان‌ی بسیار ظریفی در قالب فلدسپارهای تیغه‌ای شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

آلکالی‌فلدسپارها: بیشتر از نوع سانیدین هستند و حدود ۴۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شود و اندازه کلی آن یک تا دو میلی‌متر است.

پلاژیوکلاز: حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و به صورت درشت‌بلور (تخته‌ای) نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با اندازه حدود ۴ میلی‌متر و میکروولیتی با اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر دیده می‌شود. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای ساختار منطبقه‌بندی، ماکل پلی‌سنتتیک، کارلسباد-پلی‌سنتتیک و همچنین، بافت غربالی هستند.

کوارتز: حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و به صورت بلورهای بی‌شکل، هم‌بعد و دانه‌ریز با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. بعضی از درشت‌بلورهای کوارتز دارای ساختار خلیجی هستند که می‌تواند ناشی از رشد غیر تعادلی و تأثیر انحلال ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما باشد (Shelly, 1993). کانی‌های تیره آب‌دار مثل: هورنبلند و بیوتیت به صورت درشت‌بلور و ریزبلور در زمینه سنگ حضور دارند و در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل

مورد، ساخت خلیجی در این بلورها مشاهده می‌شود (شکل ۲-F). بعضی از پژوهشگران معتقد هستند که حاشیه سوخته بلورهای هورنبلند به دلیل اکسایش آنها در شرایط اکسیژن بالا است. Wones و همکاران (۱۹۶۵) و برخی دیگر علت آن را کاهش فشار در اثر نزدیک شدن ماگما به سطح زمین، خروج گازهای ماگمایی و بالا رفتن سرعت سردشدگی و چسبندگی ماگما می‌دانند (Shelly, 1993; Rittmann, 1973).

بیوتیت‌ها: این کانی آب‌دار درصد کمتری نسبت به هورنبلندها دارد و بیشتر به صورت شکل‌دار و صفحه‌ای با رخ مشخص در نمونه‌ها یافت می‌شود. متوسط اندازه آنها ۱ تا ۲ میلی‌متر بوده و حدود ۵ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. در بعضی موارد این کانی مانند کانی آمفیبول از فرآیند اپاسیته شدن در امان نمانده است.

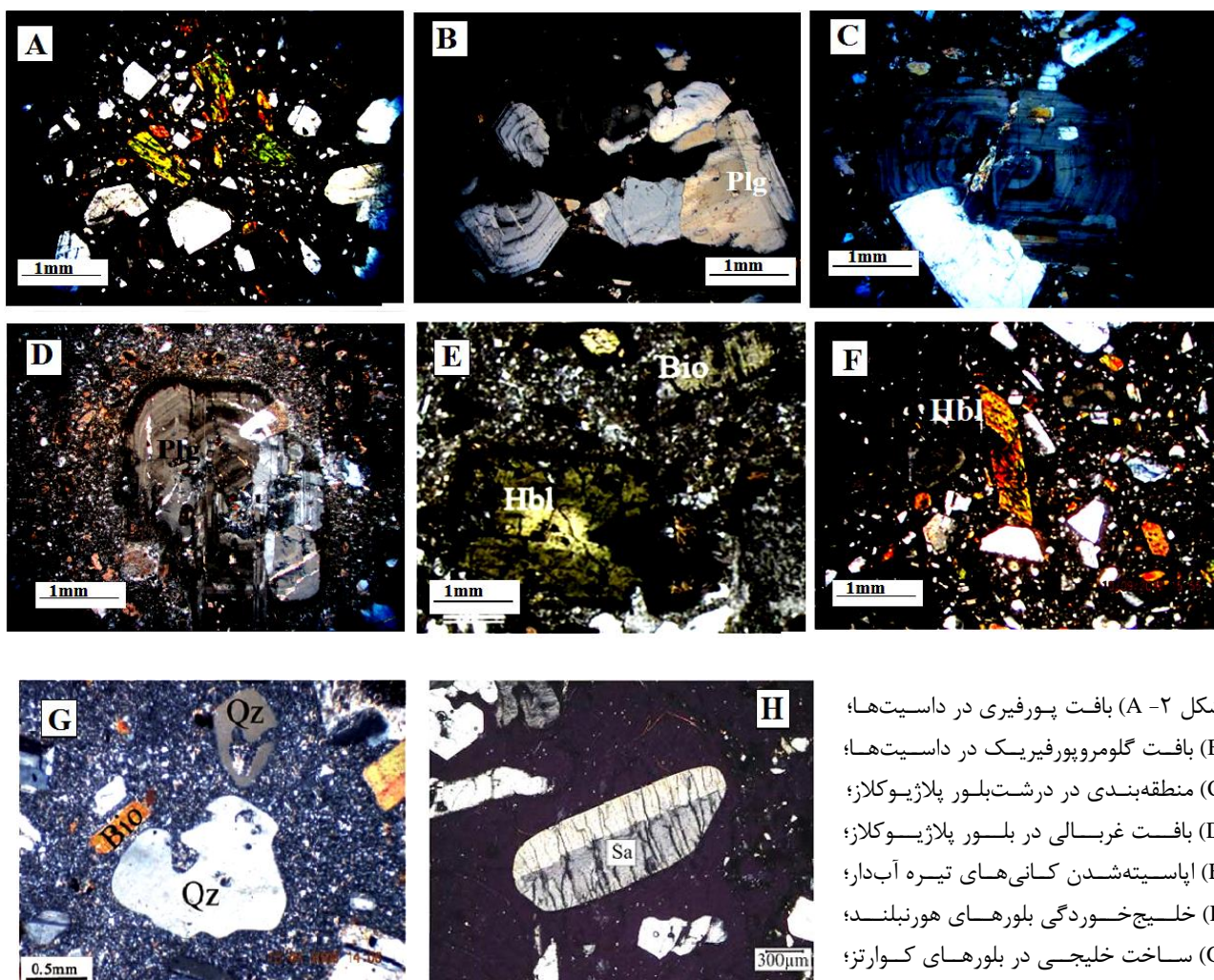
کوارتز: به صورت درشت‌بلور و ریزبلور در زمینه حضور دارد. درشت‌بلورهای کوارتز با اندازه یک تا دو میلی‌متر، بیشتر گردشده با ساختار خلیجی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. این ساختار خلیجی حاصل رشد غیر تعادلی و انحلال ناشی از کاهش فشار و مواد فرار در حین صعود ماگما به سطح زمین است (Shelly, 1993). علاوه بر این، ساختار خلیجی می‌تواند به علت تغییر حالت یوتکتیک کوارتز-فلدسپار آلکالن در ارتباط با تغییر فشار به ویژه فشار بخار آب باشد که در این حالت فشار بخار آب سبب پایین آمدن منحنی کوتکتیک و تشکیل یوتکتیک و در نتیجه ناپایداری و انحلال کوارتز می‌شود (Shelly, 1993). مقدار بلورهای کوارتز در داسیت‌ها اندک (کمتر از ۵ درصد) است و بیش از ۲۰ درصد به صورت دانه ریز در زمینه سنگ حضور دارد (شکل ۲-۲). (G)

آلکالی‌فلدسپار: این کانی حداکثر ۵ تا ۱۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد و به صورت ماکل‌دار و شکل‌دار با ابعاد حدود یک

همچنین، درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کوارتز دارند. در این سنگها کوارتزها شکل دار هستند و حدود ۳۵ درصد حجمی سنگها را به خود اختصاص می دهند. فلدسپار در این سنگها مخلوطی از آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز بوده که پلاژیوکلاز (مجموع درشت بلور و ریزبلور) ۵۵ درصد حجمی این سنگها را تشکیل می دهد. ریوداسیت های مدوار بیشتر بافت پورفیری و میکروپورفیری را نشان می دهند.

می دهند. این کانیها شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. کانیهای فرعی کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می دهند که کانیهای تیره فراوان ترین آنها هستند. کانیهای تیره با اندازه ای کمتر از یک میلی متر، نیمه شکل دار تا شکل دار بوده و به صورت منفرد در فضای بین بلورها در زمینه سنگ قرار می گیرند.

ریوداسیتها: این سنگها دارای رنگ خاکستری روشن و بافت پورفیری هستند.



شکل ۲- A) بافت پورفیری در داسیتها؛ B) بافت گلومروپورفیریک در داسیتها؛ C) منطقه بندی در درشت بلور پلاژیوکلاز؛ D) بافت غربالی در بلور پلاژیوکلاز؛ E) اپاسیته شدن کانیهای تیره آبدار؛ F) خلیج خوردگی بلورهای هورنبلند؛ G) ساخت خلیجی در بلورهای کوارتز؛

H) بلور سانیدین با ماکل ساده. تمامی تصاویر در نور XPL (نور قطبی صلیبی یا متقاطع، نیکولهای متقاطع) گرفته شده است. نشانه های اختصاری کانیها از Kretz (۱۹۸۳) گرفته شده است. Bio= بیوتیت، Hbl= هورنبلند، Plg= پلاژیوکلاز، Qz= کوارتز، Sa= سانیدین. شایان ذکر است که تمامی تصاویر مقاطع میکروسکوپی مربوط به منطقه شاهخیراله هستند.

ژئوشیمی

هر دو منطقه ممکن است ناشی از تجمع فلدسپارها در ارتباط با پهنه‌های فرورانش باشد (Gill, 1981). به دلیل حضور پلاژیوکلازهای سدیک و فلدسپارهای قلیایی سدیک، فراوانی اکسید سدیم در دو منطقه مدوار و شاه‌خیراله به نسبت بالا است. بر خلاف آن، فراوانی پایین پلاژیوکلازهای کلسیک باعث شده که درصد اکسید کلسیم در تمام نمونه‌ها پایین بیاید (میانگین CaO در سنگ‌های منطقه مدوار حدود ۲/۹۶ درصد و در سنگ‌های منطقه شاه‌خیراله حدود ۴/۳۳ درصد است). میانگین به نسبت بالای اکسید پتاسیم در سنگ‌های منطقه مدوار و شاه‌خیراله به علت وجود کانی‌های پتاسیم‌دار به ویژه بیوتیت در این نمونه‌ها است (میانگین K_2O در نمونه‌های مدوار ۳/۲۳ درصد و در نمونه‌های شاه‌خیراله ۲/۴۹ درصد است). میانگین پایین درصد Fe_2O_3 در سنگ‌های منطقه مدوار (میانگین ۲/۱۵ درصد) به علت فراوانی پایین کانی‌های تیره است و فراوانی بیشتر این اکسید در سنگ‌های منطقه شاه‌خیراله (میانگین ۳/۱۲ درصد) نسبت به منطقه مدوار را می‌توان به حضور به نسبت بالای کانی‌های تیره نظیر: آمفیبول و بیوتیت و کانی‌های تیره مرتبط دانست.

پس از پتروگرافی سنگ‌های منطقه‌های مدوار و شاه‌خیراله ۱۰ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌های توده نیمه آتشفشانی شاه‌خیراله و ۱۵ نمونه از توده نیمه آتشفشانی مدوار، برای انجام تجزیه شیمیایی با روش ICP-MS و ICP-AES از طریق شرکت کانپروه به شرکت SGS کانادا ارسال شد که نتایج حاصل در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. برای نامگذاری سنگ‌های منطقه مدوار و شاه‌خیراله بر اساس شیمی سنگ کل، از نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹) استفاده شده است. با توجه به این نمودار، سنگ‌های منطقه مدوار در محدوده ریولیت و سنگ‌های منطقه شاه‌خیراله در محدوده داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۳). به منظور مقایسه سنگ‌های این دو منطقه از لحاظ درصد عناصر تشکیل دهنده جدول ۳ تهیه شد. همان طور که در جدول ۳ مشاهده می‌شود، میانگین درصد SiO_2 در هر دو منطقه به نسبت بالا است (۷۱/۹۲ درصد برای منطقه مدوار، ۶۶/۶ درصد برای منطقه شاه‌خیراله) که این مقدار بالا نشان‌دهنده خاصیت اسیدی نمونه‌های سنگی منطقه مدوار و شاه‌خیراله است. فراوانی به نسبت بالای Al_2O_3 در سنگ‌های

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی توده‌های نیمه آتشفشانی شاه‌خیراله

Sample	1-sh-4	1-sh-19	2-sh-16	3-B-7	3-B-10	4-sh-3	4-sh-20	4-sh-23	sh-5-1	sh-6-1
SiO_2	67.32	66.4	66.01	69.4	63.9	66.65	65.8	66.04	65.98	65.78
TiO_2	0.4	0.4	0.41	0.34	0.57	0.4	0.4	0.4	0.41	0.43
Al_2O_3	17	16.5	16.66	13.72	17	16.5	16.5	16.5	16.7	16.81
Fe_2O_3	2.9	3.05	3.32	3.08	3.22	3.17	3.18	3.11	3.12	3.14
Cao	3	3.94	3.75	4.68	3.74	3.9	3.9	3.8	3.98	3.93
MgO	0.28	0.34	1	1.7	1	0.6	0.5	0.6	0.63	0.9
Na_2O	4.54	5.11	5.13	3.54	5.08	4.22	4.56	4.76	4.5	4.95
K_2O	2	2.3	2.54	1.3	2.42	2.42	2.38	2.39	2.4	2.5
MnO	0.01	0.02	0.023	0.08	0.056	0.017	0.025	0.025	0.029	0.032
P_2O_5	0.1	0.1	0.18	0.16	0.38	0.1	0.1	0.098	0.12	0.12
LOI	3.02	2.58	1.68	2.7	3.85	2.9	3.4	2.3	2.01	1.58
sum	100.57	100.74	100.703	100.7	101.216	100.877	100.745	100.023	99.879	100.172

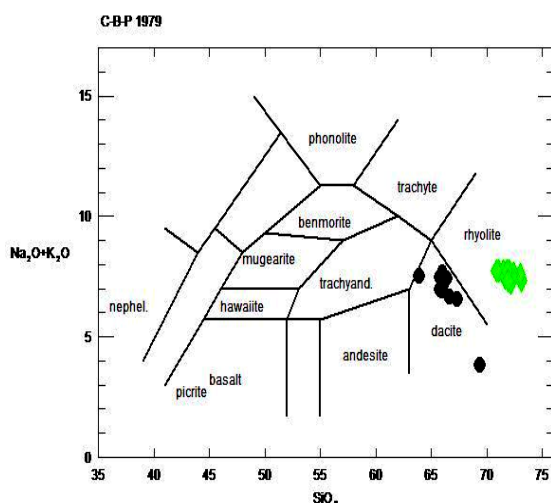
Sample	1-sh-4	1-sh-19	2-sh-16	3-B-7	3-B-10	4-sh-3	4-sh-20	4-sh-23	sh-5-1	sh-6-1
	ادامه جدول ۱-...									
Ba	760	900	900	760	880	970	860	920	900	890
Sr	780	940	890	740	930	840	910	930	950	930
Zn	68	64	61	51	61	60	80	67	61	60
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	44.7	54	51.8	28.2	70.1	51.6	48.7	51.8	54.7	54.5
Co	4.5	7.4	7	5.8	8.4	6.3	6.4	7.1	6.8	6.5
Cr	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Cs	1.5	1.5	1.5	2.1	0.8	5.7	1.8	1.7	1.5	1.4
Cu	53	49	52	21	70	46	47	74	50	49
Dy	1.33	1.3	1.14	0.93	1.53	1.11	1.15	1.21	1.3	1.36
Er	0.58	0.61	0.56	0.38	0.67	0.52	0.53	0.67	0.56	0.54
Eu	0.91	0.92	0.88	0.62	1.15	0.83	0.8	0.88	0.95	0.86
Ga	20	20	19	14	20	19	19	20	20	20
Gd	2.27	2.14	2.09	1.5	3	2.08	2.18	2.18	2.28	2.42
Hf	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Ho	0.24	0.29	0.2	0.16	0.29	0.22	0.23	0.24	0.22	0.24
La	*	27.9	26.6	13.7	35.6	26.7	25.1	26.8	28.6	28.2
Lu	0.07	0.13	0.08	<0.05	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	3	4	3	1	4	3	3	4	4	3
Nd	20.2	21.3	20.2	12.7	28.7	20.1	19.6	20.8	21.6	21
Ni	7	7	6	5	10	8	6	7	<5	6
Pr	5.28	5.88	5.65	3.3	7.88	5.54	5.32	5.64	6	5.92
Rb	53.2	58.5	57.7	21.3	48.5	60.5	60.4	58.6	58	55.8
Sm	3.6	3.4	3.3	2.2	4.6	3.2	3	3.3	3.3	3.5
Sn	2	2	2	1	1	2	2	2	2	1
Ta	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Tb	0.29	0.32	0.25	0.18	0.35	0.25	0.25	0.25	0.27	0.28
Th	5	8.2	8.1	2.7	8.8	8.3	7.8	8.4	8.4	8.3
Tl	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Tm	0.08	0.15	0.08	0.06	0.1	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08
U	1.86	2.44	2.43	1.87	2.36	2.38	2.28	2.5	2.43	2.53
V	63	61	62	48	90	61	59	62	61	61
W	2	2	1	<1	<1	3	2	2	<1	<1
y	6.8	6.6	6	4.9	7.9	6.1	6.2	6.4	6.9	6.6
Yb	0.6	0.5	0.5	0.4	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6
Zr	97	98.5	109	48.6	80	110	87	108	114	108

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نیمه آتشفشانی مدوار (از Keshtkar (۲۰۰۹) گرفته شده است)

Sample	1M5	2M1	2M10	3M4	4M9	4M13	5M1	5M7	5M8	5M13	6M1	6M7	6M15	6M20	7M2
SiO ₂	71.03	73.1	72.98	72	71.47	71.66	72.38	72.14	72.28	71.62	71.47	72	70.89	71.83	71.91
TiO ₂	0.32	0.32	0.3	0.3	0.34	0.33	0.33	0.33	0.31	0.32	0.32	0.33	0.34	0.32	0.34
Al ₂ O ₃	13.61	13.42	13.1	13.35	13.4	13.44	13.44	12.42	13.01	13.07	13.72	13.36	14.1	13.61	12.81
Fe ₂ O ₃	2.08	2.07	2.08	2.11	2.17	2.18	2.08	2.25	2.11	2.16	2.07	2.1	2.3	2.19	2.23
CaO	3.48	2.58	2.9	2.83	2.93	3.03	2.84	3.34	2.86	3.37	2.96	2.87	2.78	2.97	2.68
MgO	0.59	0.65	0.74	0.77	0.87	0.69	0.54	0.61	0.87	0.58	0.63	0.6	0.79	0.58	0.66
Na ₂ O	4.59	4.08	4.33	4.35	4.3	4.44	4.57	3.98	4.31	4.36	4.52	4.46	4.52	4.35	4.14
K ₂ O	3.15	3.26	3.26	3.27	3.34	3.03	3.06	3.29	3.22	3.26	3.19	3.27	3.21	3.4	3.18
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.1	0.11	0.14	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.12	0.1	0.11	0.13	0.12
Total	98.98	99.84	99.84	99.86	99.81	99.86	99.86	99.83	99.84	99.84	99.84	99.83	99.83	99.84	99
LOI	0.832	0.22	0	0.73	0.84	0.92	0.47	1.32	0.72	0.96	0.81	0.71	0.76	0.42	1.72
Ba	561	564	543	545	521	561	546	571	566	556	551	575	575	535	568
Ce	71	66	41	60	7	35	0	3	71	31	52	65	34	23	70
Co	4	5	6	4	7	3	2	2	3	2	2	1	5	5	2
Cu	38	57	37	30	48	35	42	52	44	61	33	48	66	57	47
Nb	4	3	1	0	5	6	1	3	4	4	4	1	2	3	1
U	2	4	3	5	0	3	1	3	0	1	2	2	5	4	0
Ta	0.5	0.7	0.4	0.3	0.2	0.15	N	10	0.25	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	16
Th	4	6	4	2	0	2	0	2	2	5	6	1	6	5	8
Cl	128	65	65	79	316	11	6	186	51	54	47	95	29	20	241
Pb	14	35	18	17	17	14	19	20	17	18	13	9	15	14	16
Rb	56	56	58	56	61	61	61	59	61	62	61	60	64	59	58
Sr	472	488	500	479	521	510	525	496	517	533	562	477	537	523	492
V	31	34	40	37	36	38	36	38	39	36	36	35	38	37	37
Y	12	12	12	12	12	12	13	11	12	12	13	13	13	12	12
Yb	0.44	0.6	0.2	0	0.7	0.7	N	0.33	0.4	0.44	0.5	0.14	0.4	0.4	0.6
Zr	139	144	147	140	146	153	150	151	159	156	156	149	165	147	150
Zn	52	47	50	48	52	51	54	55	49	49	50	48	48	48	54

جدول ۳- مقایسه ژئوشیمیایی عناصر اصلی منطقه مدوار و شاهخیراله

Element	Madvar Area		Shah Khairollah Area	
	Variation range	Average elements	Variation range	Average elements
SiO ₂	70.89-72.98	71.92	63.9-69.4	66.6
Al ₂ O ₃	12.42-14.1	13.32	13.72-17	16.6
(Fe ₂ O ₃) _T	2.07-2.25	2.15	2.9-3.32	3.12
CaO	2.68-3.48	2.96	3-4.68	4.33
MgO	0.54-0.87	0.67	0.28-1.7	0.75
Na ₂ O	3.98-4.59	4.35	3.54-5.11	4.90
K ₂ O	3.03-3.34	3.23	1.3-2.54	2.49

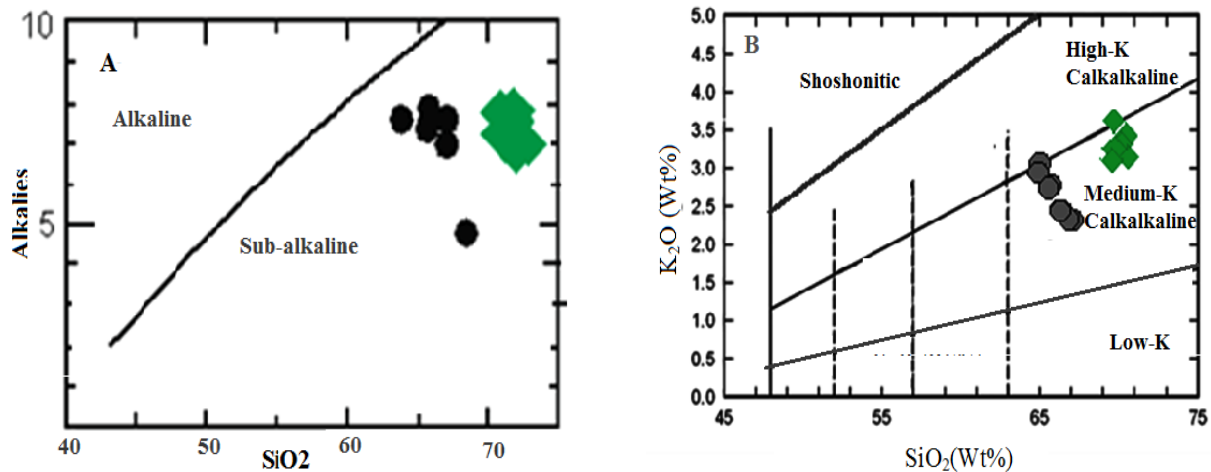


شکل ۳- تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاهخیراله بر اساس نمودار (Cox et al., 1979).
 مدوار و شاهخیراله

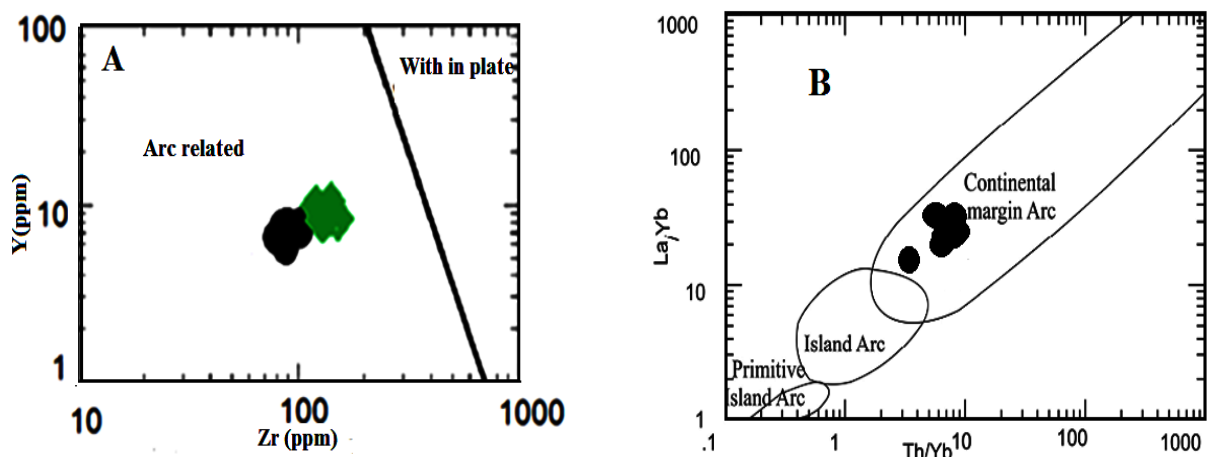
بحث

متعلق هستند (شکل ۴-B). بر اساس عناصر فرعی Y در برابر Zr، موقعیت تکتونیکی سنگ‌ها در هر دو منطقه در ارتباط با قوس است (شکل ۵-A). برای تعیین نوع قوس توده‌ها از نمودار Th/Yb و La/Yb استفاده شده است که قوس قاره‌ای را برای هر دو منطقه نشان می‌دهد (شکل ۵-B). Fazeli و همکاران (۲۰۱۳) با بررسی پتروگرافی و شیمی کانی‌های سنگ آتشفشانی کوه سیاه (شمال باتلاق جازموریان، جنوب‌شرق اصفهان و بخش جنوبی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر) محیط تشکیل منطقه یاد شده را قوس ماگمایی می‌دانند که ویژگی یک ماگماتیسم مرتبط با فرورانش را دارند.

به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مناطق مدوار و شاهخیراله، از نمودار نسبت آلکالی‌ها در برابر SiO₂ (Irvine and Baragar, 1971) که سنگ‌های آذرین را به دو گروه آلکالی و ساب‌آلکالی تقسیم می‌کند استفاده شده است. همان‌طور که در شکل ۴-A مشاهده می‌شود سنگ‌های هر دو منطقه در سری ماگمایی ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن) واقع شده‌اند. همچنین، استفاده از نمودار K₂O در برابر SiO₂ (Le Maitre et al., 1989) نشان می‌دهد سنگ‌های مناطق مدوار و شاهخیراله به سری ماگمایی کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط



شکل ۴- A) تعیین سری ماگمایی مناطق مدوار و شاه‌خیراله (Irvine and Baragar, 1971) که تمام نمونه‌ها در سری ساب‌آلکان قرار می‌گیرند؛ B) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) که تمام نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند.



شکل ۵- A) تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های دو منطقه مدوار و شاه‌خیراله (Muller and Groves, 1997)؛ B) محیط تکتونیکی سنگ‌های نیمه آتشفشانی شاه‌خیراله (Condie, 1989) که در حواشی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد. به دلیل عدم وجود مقدار La در جدول نتایج تجزیه منطقه مدوار تنها نمونه‌های شاه‌خیراله در این نمودار قرار گرفته‌اند.

منشأ ماگمای توده‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله: به طور کلی، ارایه الگوی پتروژنزی مجموعه‌های ماگمایی بر پایه پژوهش‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی استوار است. از آنجا که توده‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله ویژگی‌های ژئوشیمیایی یکسانی از خود نشان داده‌اند و در محیط تکتونیکی یکسان فرورانشی تشکیل شده‌اند و همچنین، در یک محیط حاشیه

قاره‌ای فعال جایگزین شده‌اند؛ از این رو، منشأ سنگ‌های هر دو منطقه بر پایه پژوهش‌های ژئوشیمی به موازات هم بررسی می‌شود. نخست لازم است به اختصار راجع به منشأ ماگما در حاشیه فعال قاره‌ای در بالای پهنه فرورانش کلیاتی بیان شود. از بررسی پژوهش‌های انجام شده در این مورد می‌توان نتیجه گرفت که منشأ ماگماها در حاشیه‌های قاره‌ای از یک منبع واحد مشتق

شدن آندزیت‌های غنی از منیزیم غیر عادی جزیره آداک (Kay, 1978) و معرفی آداکیت‌ها می‌گذرد؛ اما هنوز توافق جمعی روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها وجود ندارد. یکی از موارد اختلاف نظر مقدار MgO و عدد منیزیم است که در باورهای اولیه از آداکیت‌ها مقدار بالای MgO و عدد منیزیم مطرح شد (Kay, 1978). در صورتی که پس از مدتی مقدار MgO کمتر از ۳ مورد توافق قرار گرفته است (Richard and Martin *et al.*, 2005) Kerrich, 2007 همان طور که در جدول ۴ مشاهده می‌شود سنگ‌های منطقه مدوار و شاه‌خیراله دارای منیزیم بالایی نیستند. آداکیت‌ها در درجه اول به وسیله ویژگی‌های ژئوشیمیایی از جمله: ۵۶ درصد SiO_2 و Na_2O بالا (۳/۵ تا ۷/۵ درصد)، مجموع $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ بالا (در حدود ۷ درصد)، Sr بالا (بیش از ۴۰۰ ppm و در مواردی به ۳۰۰۰ ppm هم می‌رسد) قابل شناسایی هستند. همچنین، الگوی عناصر نادر خاکی آنها به شدت تفریق یافته و $(\text{La}_N/\text{Yb}_N > 10)$ و HREE پایین دارند. یعنی $\text{Yb} < 1.8\text{ppm}$ و $\text{Y} < 18\text{ppm}$ است. از مقایسه مناطق مدوار و شاه‌خیراله با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها به نظر می‌رسد سنگ‌های مناطق مدوار و شاه‌خیراله دارای ویژگی‌های آداکیتی باشند. زیرا میزان ۶۰ درصد SiO_2 (برای نیمه آتشفشانی‌های شاه‌خیراله) و ۷۱ درصد SiO_2 (منطقه مدوار)، مقادیر بالای Na_2O (۳/۵۴ تا ۵/۱۱ درصد برای منطقه شاه‌خیراله) (۳/۸ تا ۴/۵۹ برای منطقه مدوار)، مقادیر بالای Sr (بالای ۷۰۰ ppm برای منطقه شاه‌خیراله و بالای ۴۰۰ ppm برای مدوار)، مقادیر پایین Y و Yb ($\text{Y} < 9\text{ppm}$) و ($\text{Yb} < 0.7\text{ppm}$) حکایت از سرشت آداکیتی سنگ‌های این مناطق دارد. همچنین، در

نشده‌اند و چند ریشه‌ای هستند. بررسی‌های تجربی و نظری نشان می‌دهد که ماگمای اولیه تیره می‌تواند در پهنه فرورانش از ذوب سنگ‌های پوسته اقیانوسی یا از ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی (در بین زبانه فرورانش که به سمت پایین حرکت می‌کند و در سطح زیرین پوسته محبوس شده است) تشکیل شود. برای تعیین منشأ (گوشته‌ای یا پوسته اقیانوسی) سنگ‌ها لازم است بازبینی روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی هر دو منطقه انجام شود. به فرض تولید ماگما از منشأ گوشته‌ای، سنگ‌ها باید دارای Mg# در حدود ۶۸ تا ۷۵ درصد باشند (Green, 1989; Wilson, 1989). زیرا ماگماهای گوشته‌ای با اولیوین غنی از منیزیم در حال تعادل خواهند بود. اما Mg# برای سنگ‌های هر دو منطقه بین ۱۹ تا ۵۲ درصد است. از سویی، ماگماهای با منشأ گوشته‌ای باید دارای ppm ۴۰۳ تا ۸۹۰ نیکل باشند (Green, 1989; Wilson, 1989). یا حداقل دارای ppm ۲۰۰ تا ۳۰۰ نیکل باشند. اما نیکل نمونه‌های مدوار و شاه‌خیراله کمتر از ۱۰ ppm است که بسیار پایین‌تر از ماگماهای گوشته‌ای است. همچنین، مقدار کروم در ماگماهای گوشته‌ای ppm ۲۷۸ تا ۵۲۸ است (Schilling *et al.*, 1983). در صورتی که این عنصر در نمونه‌های مدوار و شاه‌خیراله کمتر از ۱۰۰ ppm است. در نتیجه، این ماگماها نمی‌توانند از گوشته منشأ گرفته باشند. همچنین، استفاده از نمودار Sr/Y (Defant and Drummond, 1990) که امروزه به منظور تفکیک سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان از آداکیت‌ها استفاده می‌شود، آداکیتی بودن سنگ‌های این دو منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۶-A) برخلاف آن که بیش از سه دهه از زمان مطرح

نمودار Defant و Drummond (۱۹۹۰) آداکیتی بودن سنگ‌های مناطق مدوار و شاه‌خیراله را نشان می‌دهد (شکل ۶-۱).

نمودار ژئوشیمی عناصر خاکی (شکل ۷-۱) سنگ‌های منطقه شاه‌خیراله دارای تفکیک‌شدگی شدید از HREE و LREE هستند و استفاده از

جدول ۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (Moyen, 2009) و مقایسه آنها با نمونه‌های مدوار و شاه‌خیراله

Madvar Area	Shah Khairollah Area	Adakitics
SiO ₂ >72% Wt	SiO ₂ >66.5% Wt	SiO ₂ >56% Wt
Al ₂ O ₃ ~13.5% Wt	Al ₂ O ₃ ~16.6% Wt	Al ₂ O ₃ ≥15% Wt
MgO<0.87% Wt	MgO<1.7% Wt	MgO<3% Wt
Sr>400 ppm	Sr>700 ppm	Sr>300 ppm
-	The lake of negative anomaly Eu	The lake of negative anomaly Eu
Y<13 ppm	Y<8 ppm	Y<18 ppm
Sr/Y~41.70	Sr/Y~137	Sr/Y>20
0.15 ppm<Yb	0.6 ppm<Yb	1.8 ppm<Yb
-	La/Yb~50	La/Yb>16
Small amount HFSE (Nb, Ta)	HFSE Small amount (Nb, Ta)	Small amount HFSE (Nb, Ta)
-	Small amount Rb/La	Small amount Rb/La
-	Small amount Ba/La	Small amount Ba/La
-	High concentration of LREE	High concentration of LREE
-	Low concentration of LREE	Low concentration of LREE

داد. زیرا این نسبت‌ها راهنمای حساس و خوبی برای شناسایی کانی‌های پایدار در منشأ ماگماها و فشارهای حاکم بر ناحیه ذوب سنگ‌ها هستند. نسبت Sm/Yb بالاتر از ۵ و La/Yb بالاتر از ۲۰ نشان‌دهنده نگهداری مقادیر زیادی از عناصر نادر خاکی سنگین توسط گارنت و آمفیبول در باقی‌مانده منشأ ذوب سنگ‌ها است (Haschke and Gunther, 2003). متوسط نسبت Sm/Yb برای سنگ‌های منطقه شاه‌خیراله برابر با ۶/۹ و متوسط La/Yb برابر با ۵۰/۹ است و نشانگر حضور گارنت در ناحیه منشأ ذوب این ماگماها است. همچنین، برای تشخیص کانی‌های حاضر در منشأ ذوب می‌توان از نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نیز استفاده کرد. استفاده از این نمودار برای نمونه‌های

در مورد منشأ آداکیت‌ها سه مدل اصلی مطرح شده است: الف) ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فروروی جوان و داغ (Defant and Drummond, 1990؛ Kay *et al.*, 1993؛ ب) ذوب بخشی قسمت تحتانی پوسته تیره و ضخیم شده یا ذوب پوسته پایینی (متابازی) تهی‌شده (Martin *et al.*, 2005؛ Castillo *et al.*, 1999)؛ ج) تفریق کریستالین از ماگمای منشأ گرفته از گوه گوشته‌ای در فشار بالا (Macperson؛ Castillo *et al.*, 1999)؛ د) برای تعیین منشأ سنگ‌های مناطق مدوار و شاه‌خیراله و تطابق با هر یک از نظریه‌های بیان شده لازم است نسبت‌های عناصر نادر خاکی مانند: La/Sm، La/Yb و Sm/Yb را مد نظر قرار

منطقه با مقادیر پایین Y و HREE و مقادیر بالای Sr/Y و Sr مشابه ماگماهای آداکیتی است که از ذوب سنگ‌های آمفیبولیتی در ژرفای بالای ۳۵ کیلومتری سرچشمه گرفته‌اند (Wang *et al.*, 2006, 2005) (شکل A-Y، B و C).

همچنین، استفاده از نمودار $FeO+MgO+TiO_2+Na_2O+K_2O$ در برابر $Na_2O+K_2O/(FeO+MgO+TiO_2)$ (Patino Douce, 1999) نشان می‌دهد که سنگ‌های مدوار و شاه‌خیراله حاصل ذوب بخشی سنگ‌های متابازیک (آمفیبولیت) هستند (شکل D-۶). استفاده از نمودار $(La/Yb)_N$ نسبت به $(Yb)_N$ منشأ آمفیبولیت با حضور ۱۰ درصد گارنت را تأیید می‌کند (شکل E-۶).

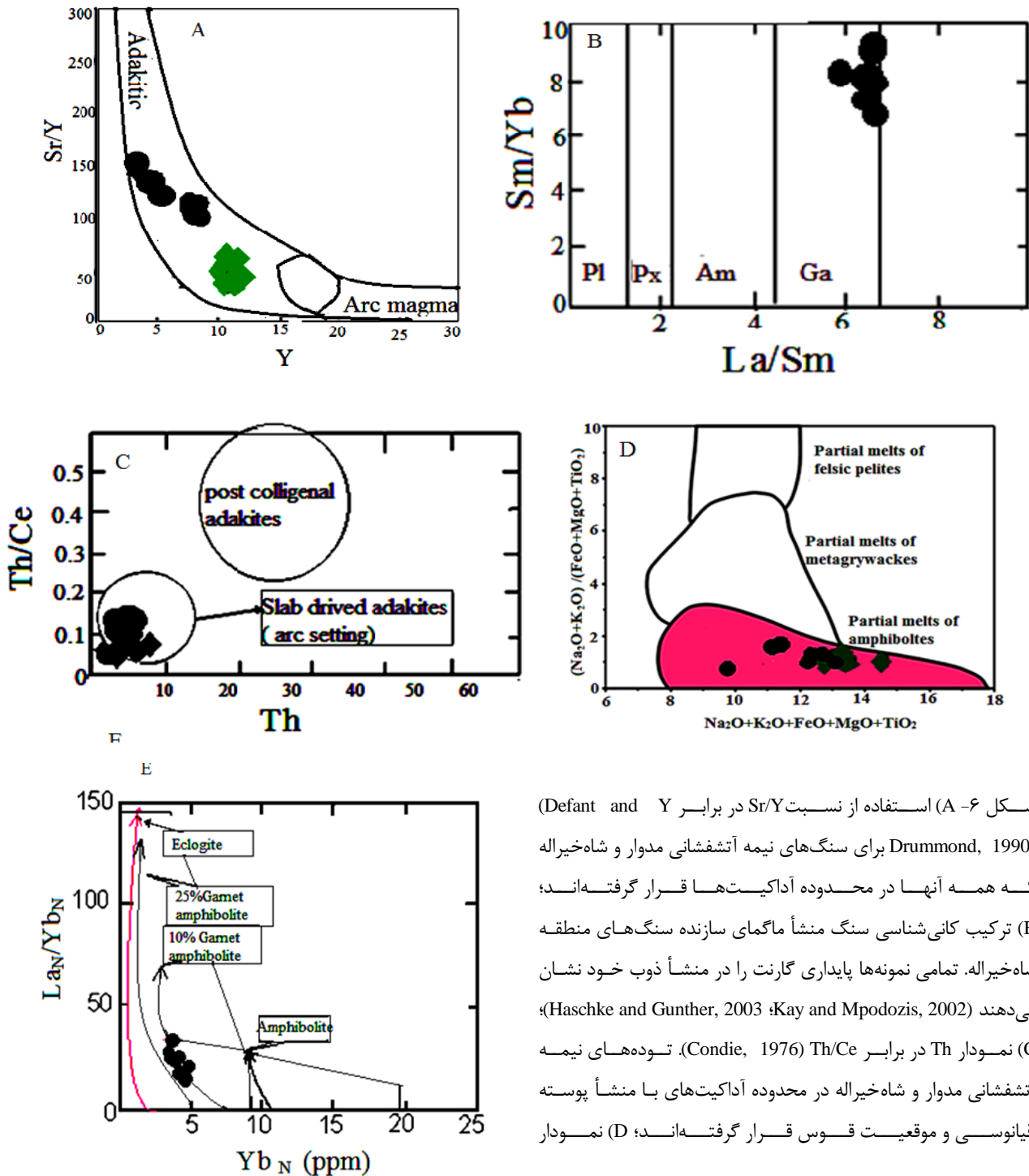
نتیجه‌گیری

با توجه به پژوهش‌های انجام‌شده روی توده‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله می‌توان این‌گونه نتیجه گرفت که توده‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله از نظر سنگ‌شناسی شامل: داسیت، ریولیت و ریوداسیت با بافت پورفیری هستند. مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های این مناطق سرشت کالک‌آلکان را نشان می‌دهد. از نظر تکتونیک، مناطق مدوار و شاه‌خیراله مرتبط با حاشیه قاره‌ای فعال هستند که بالا بودن نسبت LREE/HREE و مقدار SiO_2 ، Al_2O_3 و Sr همراه با پایین بودن مقدار Y و Yb گرایش این مناطق را به سمت ماگمای آداکیتی نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مدوار و شاه‌خیراله از یک خاستگاه غنی از گارنت حاصل از دگرگونی پوسته اقیانوسی که در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است به وجود آمده‌اند.

منطقه شاه‌خیراله، نشان می‌دهد که در منشأ ذوب سنگ‌های این منطقه گارنت پایدار بوده است (شکل B-۶) و این نتیجه با فراوانی پایین عناصر نادر خاکی سنگین تأیید می‌شود.

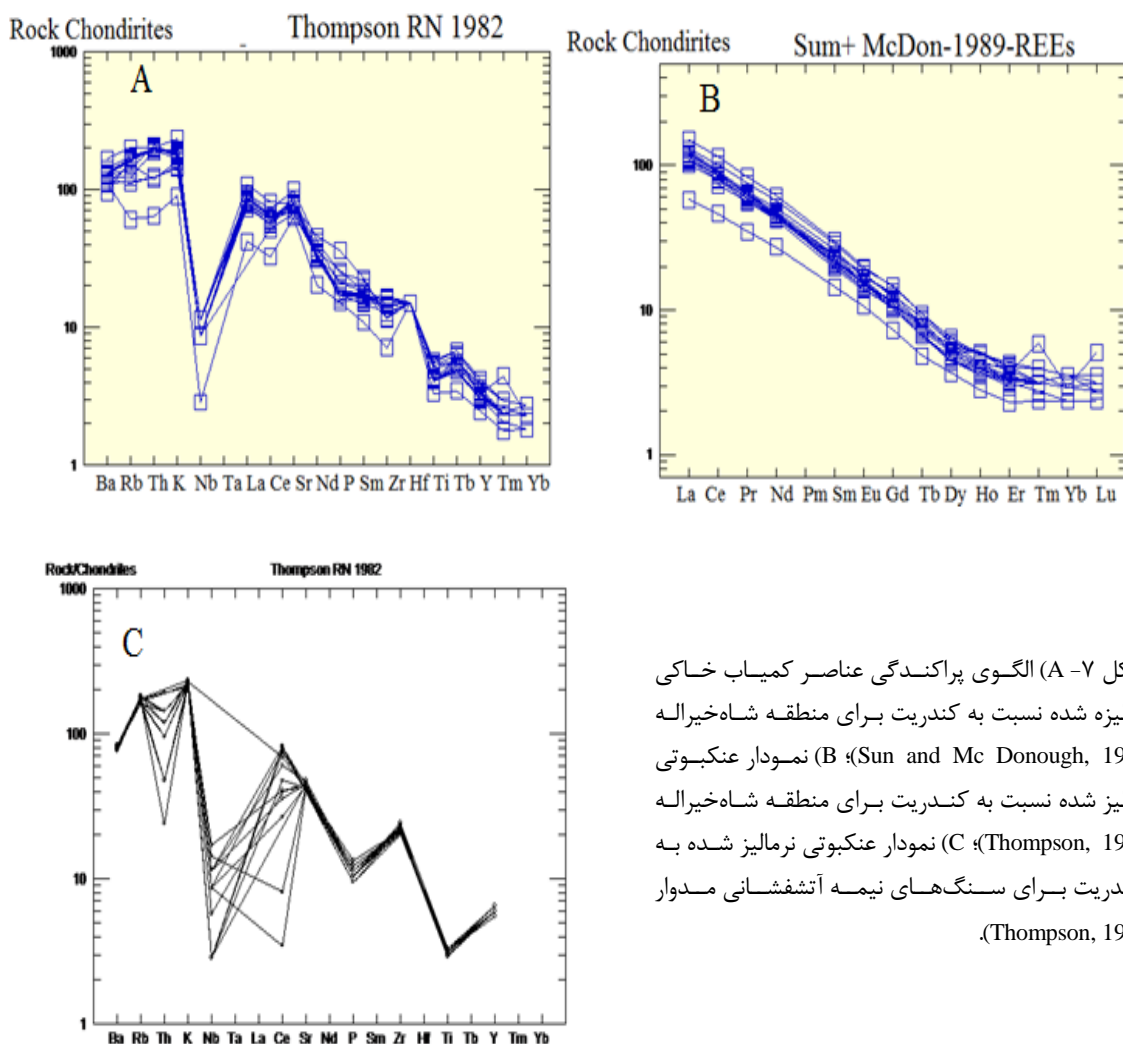
پژوهش‌های انجام شده نشان داده است که ماگماهای آداکیتی می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های آمفیبولیت پوسته اقیانوسی فرورو یا پوسته قاره‌ای در محدوده پایداری گارنت تشکیل شوند (Wang *et al.*, Drummond *et al.*, 1996). توده‌های نیمه آتشفشانی در منطقه مدوار و شاه‌خیراله به نظر می‌رسد که مربوط به ذوب پوسته اقیانوسی فرورو باشند. زیرا ماگماهایی که از ذوب پوسته قاره‌ای حاصل می‌شوند دارای ناهنجاری منفی Sr هستند. در صورتی که Sr در نمونه‌های هر دو منطقه خلاف این موضوع است و دارای ناهنجاری مثبت است. بنابراین، می‌توان ذوب پوسته اقیانوسی فرورو را به عنوان منشأ ماگماها در نظر گرفت. این موضوع با نسبت بالای $La/Yb > 47$ (نسبت اندازه‌گیری شده برای منطقه شاه‌خیراله) که با شکل‌گیری ماگمای مادر از اعماق پوسته هماهنگی دارد اثبات می‌شود و همچنین، نسبت $Sr/Y > 137$ و $(La/Yb)_N > 30$ برای سنگ‌های شاه‌خیراله بیانگر مشتق شدن آنها از صفحه فرورانه است. در نمودار Th در برابر Th/Ce (Condie, 1976) که دو منشأ اقیانوسی و پوسته قاره‌ای آداکیت‌ها را از هم جدا می‌کند نمونه‌های هر دو منطقه روی آن قرار گرفته است. همان‌طور که در (شکل C-۶) مشاهده می‌شود سنگ‌های این مناطق در محیط با منشأ اقیانوسی و موقعیت قوس قرار می‌گیرند.

علاوه بر مطالب گفته شده، الگوهای بهنجار شده تغییرات عناصر کمیاب برای سنگ‌های هر دو



شکل ۶- A) استفاده از نسبت Sr/Y برابر Y (Defant and Drummond, 1990) برای سنگ‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله که همه آنها در محدوده آداکیت‌ها قرار گرفته‌اند؛ B) ترکیب کانی‌شناسی سنگ منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه شاه‌خیراله. تمامی نمونه‌ها پایداری گارنت را در منشأ ذوب خود نشان می‌دهند (Kay and Mpodozis, 2002; Haschke and Gunther, 2003); C) نمودار Th در برابر Th/Ce (Condie, 1976). توده‌های نیمه آتشفشانی مدوار و شاه‌خیراله در محدوده آداکیت‌های با منشأ پوسته اقیانوسی و موقعیت قوس قرار گرفته‌اند؛ D) نمودار

Na₂O+K₂O+FeO+MgO+TiO₂ در برابر (Patino Douce, 1999) Na₂O+K₂O+FeO+MgO+TiO₂ برای تشخیص منشأ ذوب سنگ‌ها؛ E) نمودار (La/Yb)_N در برابر (Yb)_N (Defant and Drummond, 1990) و موقعیت نمونه‌های منطقه شاه‌خیراله روی آن



شکل A-Y) الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی نرمالیزه شده نسبت به کندریت برای منطقه شاه‌خیراله نمودار عنکبوتی (B) (Sun and Mc Donough, 1989) نرمالیزه شده نسبت به کندریت برای منطقه شاه‌خیراله نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده به کندریت برای سنگ‌های نیمه آتشفشانی مدوار (Thompson, 1982).

پژوهش حاضر به صورت طرح پژوهشی، تشکر و قدردانی می‌نماید.

نگارندگان از انجمن پژوهشگران جوان به خاطر همکاری و فراهم آوردن امکانات لازم برای انجام

منابع

- Bahrambeigi, B., Ranjbar, H. and Shahabpour, J. (2012) Comparison of data and spectral driven methods for kaolinite-bearing area mapping in Masahim volcano, using hyperion images. *Journal of Economic Geology* 2: 199-215 (in Persian).
- Bahreini, B. (2012) Petrology, geochemistry and petrogenesis of the Neogen subvolcanic massifs in southwest of Rafsanjan. MSc thesis, Islamic Azad University, Zarand Branch, Zarand, Iran (in Persian).
- Chiaradia, M. (2009) Adakite magmas from fractional crystallization and melting assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, western Cordillera, Ecuador). *Chemical Geology* 265: 465-487.
- Castillo, R. P. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51: 257-268.

- Castillo, R. P., Janney, P. E. and Sollidum, R. U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and petrology* 134: 33-51.
- Complication of Gitashenasi (2006) Gitashenasi Atlantic province of Iran. Geographic and Cartographic institute Gitashenasi, Tehran (in Persian).
- Condie, K. C. (1976) Magma association, in plate tectonics and crustal evolution, 145-174. Pergmon Press. Oxford
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Allen & Unwin, Sydney.
- Dimitrijevic, M. D. (1973) Geology of Kerman region, 1:100000, Yu 52, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite adakite magmas. *Canadian Journal of Earth Sciences* 87: 205-216.
- Dungan, M. A. and Rhodes M. J. (1978) Residual glasses and melt inclusion in basalts from DSDP legs 45 and 46, evidence for magma mixing. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 67: 417-431.
- Esmaili, M. (2012) Petrography, geochemistry and petrogenesis of Anar-Dehaj adakitic subvolcanic massifs (north west of Kerman). MSc thesis, Islamic Azad University, Zarand Branch, Zarand, Iran (in Persian).
- Fazeli, B., Torabi, Gh. and Ayati, F. (2013) Petrography and mineral chemistry of volcanic rocks in Kuh-e-Siah (north of Gavkhuni lagoon, SE of Isfahan). *Petrology* 15: 17-38 (in Persian).
- Ghadami, Gh. (2008) Petrology, geochemistry and petrogenesis of granitoid massifs, volcanic and subvolcanic (Adakite) north west of Shahr-e-babak, Kerman. PhD thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian).
- Gill, J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Verlag, Berlin.
- Green, T. H. (1989) Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S) 465-478. Springer, Verlag, Berlin.
- Haschke, M. R. and Gunther, A. (2003) Balancing crustal thickening in arcs by tectonic, magmatic means. *Geology* 31: 933-936.
- Irvine, J. N. and Baragar, W. K. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kay, R. W. and Kay, S. M. (1993) Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219: 177-189.
- Kay, S. M. and Mpodozis, C. (2002) magmatism as a probe to Neogene shllowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117-132.
- Keshtkar, Z. (2009) Petrology, geochemistry and petrogenesis of subvolcanic masses of Madvar (north of Shahr-e-babak city, Kerman province). MSc thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian).

- Kirkpatrik, R. J. (1992) Nucleation and growth of plagioclase, Makapuhi and Alqe lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii. *Geological Society of American Bulletin* 88: 78-84.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J. Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Publishing, Oxford.
- Macperson, C. G., Dreher, S. T. and Thirwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planetary Science Letters* 243: 581-593.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". *Lithos* 54: 365-372.
- Muller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. and Groves, D. I. (1997) Geochemical discrimination between shoshonitic potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 141: 259-287.
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contribution of crust and mantle to the origin of granitic magma? In: *Understanding granites, integrating new and classical techniques* (Eds. Castro A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. L.) Special Publications 168:55-75. Geological Society, London.
- Richard, J. P. and Kerrich, R. (2007) Special paper, adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology* 102: 537-576.
- Rittmann, A. (1973) Stable mineral assemblages of igneous rock. Springer, Verlag, Berlin.
- Schilling, J. G. M., Zajac, R., Evans, T., Johnston, W., White, J. D., Devine J. D. and Kingsley, R. (1983) Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 27 N to 73 N. *American Journal of Sciences* 283: 510-586
- Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652-665.
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Stephen, T., Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of basalt; implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Taghipour, N. (2007) The application of fluid inclusions and isotopic geochemistry as exploration strategies altered and mineralized in Madouk porphyry copper deposit, Shahr-e-Babak, Kerman. PhD thesis, Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian).
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scotland Journal of Geology* 18: 49-107.
- Tsuyhuyama, A. (1985) Dissolution Kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 1-163.

- Wang, Q., Mc Dermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. and Zhu, Y. (2005) Cenozoic K-rich adakitic volcanism in the Hohxil area, northern Tibet: lower crustal melting in an intra continental setting geology. *Lithos* 33: 465-468
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., Li, C. F. and Bai, Z. H. (2006) Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui province (eastern China): implications for geodynamics and Cu-Au mineralization. *Lithos* 33: 1-26.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Wones, D. R. and Eguster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* 50: 1228-1275.
- Wright, F. E. (1951) Computation of the optic axial angle from the three principal refractive indices. *American Mineralogist* 36: 543-556.

The study of petrography, geochemistry and petrogenesis of subvolcanic masses of Madvar and Shah khairollah in north and southeast of Shahr-e Babak city (Kerman province)

Farzaneh Arzhangnezhad, Abbas Moradian * and Zeinab Keshtkar

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

Subvolcanic masses of Shah khairollah and Madvar located in the southeast of Urumieh-Dokhtar magmatic belt and northwest of Dehaj-Sardoieh belt, north and southeast of Shahr-e Babak city. Generally, these subvolcanic masses contain dacite, rhyodacite and rhyolite lavas. Mineralogically, they consist of plagioclase, amphibole, alkali feldspar, biotite and quartz and the dominant texture of the studied rocks are porphyritic. Based on Microscopic studies plagioclases show resorption and zoning and opaticitization is observed in the mafic minerals. Geochemical investigations show that the Madvar and the Shah khairollah masses are acidic in composition and all the rock samples fall in the field of calc-alkaline magmatic series, originated in an active continental margin arc setting. Chemical compositions of the studied rocks in spider diagrams show the significant enrichment in LREE rather than HREE, as well as Sr, K. The depletion of Pb, P, Pr, Zr, Y, Nb and Ti in those rocks are observed. The negative anomalies of Ta, Nb and Ti in the rocks studied is similar to those of the subducted rocks series. The values of MgO, Na₂O, Ni, Cr and Mg#, depletion of Y and high ratios of LREE/HREE, Sr/Y (Ave. 137.26), La/Yb (Ave. 50) in the studied rocks are similar to those of adakites which have derived from partial melting of young oceanic crust. Geochemical characteristics of these two masses indicate the partial melting of oceanic crust prior to hydration and the low concentrations of Yb, Y, HREE, TiO₂, is consistent with the partial melting of subducted oceanic crust slab under amphibolite facies conditions in the depth of 35 km.

Key words: Calc-alkaline magmatic series, Adakite, Active continental margin, Madvar and Shah khairollah sub volcanic masses, Dehaj-Sardoieh belt

* moradian@mail.uk.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.