

پتروولوژی، سال دوم، شماره هفتم، پاییز ۱۳۹۰، صفحه ۷۷-۹۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۲/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۲/۱۷

گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت‌کمانی حوضه الیگو-میوسن ایران مرکزی

حبیب‌اله قاسمی*، محمد برهمند و محمود صادقیان
دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

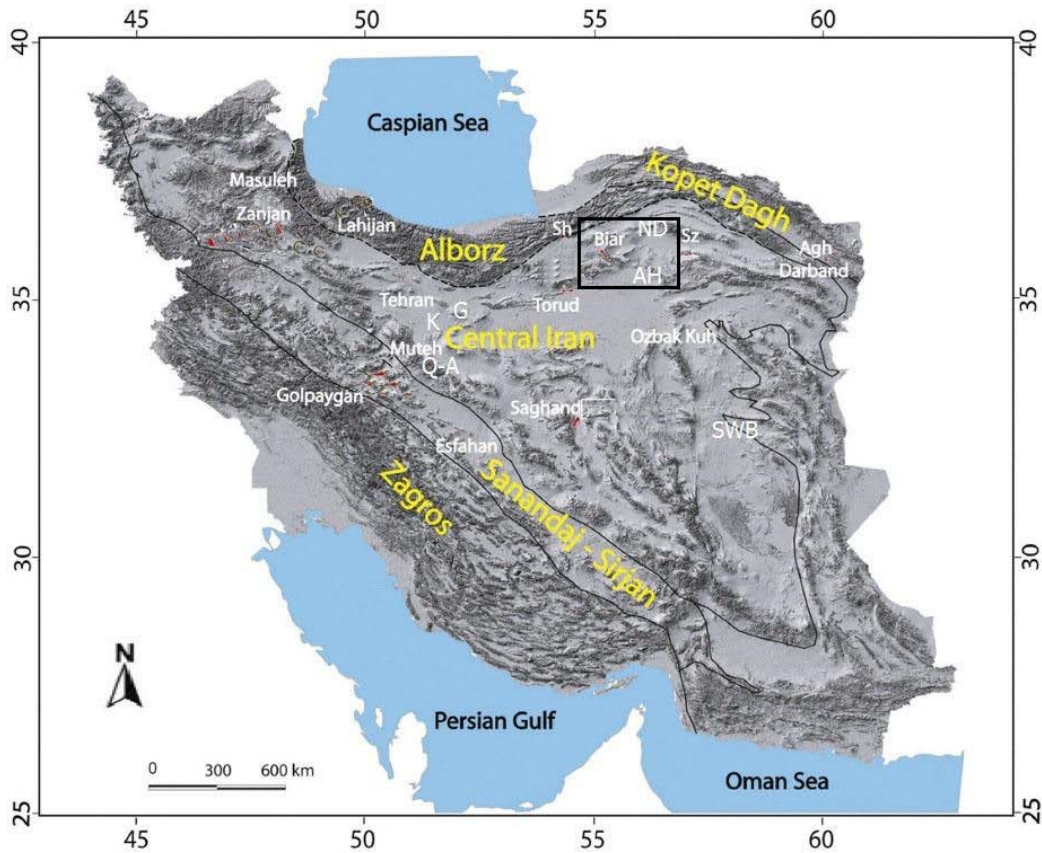
در بخش‌های شرقی و جنوب‌شرقی شاهرود، در میان مارن‌های قرمز رنگ ژیبس‌دار الیگوسن (معادل با سازند قرمز زیرین)، یک سری گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالت تا بازالت فوران کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلوپوروفیری و هیالوپورفیری هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن در الیوین بازالت‌ها، و پلاژیوکلاز و پیروکسن در بازالت‌ها هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در قلمرو سنگ‌های آلکالن قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE به همراه نبود ناهنجاری منفی از Eu و HFSE و حضور ناهنجاری مثبت از Sr، Pb، Cs، ماهیت آلکالن ماگما و سرچشمه گرفتن آن از یک منبع گوشته غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای را تأیید می‌کند. این سنگ‌ها در نمودارهای پتروژنتیک و تعیین محیط تکتونوماگمایی، در جایگاه بازالت‌های پشت‌کمانی (BABB) قرار می‌گیرند که از ذوب‌بخشی تقریباً ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی‌شده به‌وجود آمده‌اند. این جایگاه، حاکی از وجود یک محیط کشتی پشت‌کمانی اولیه نابالغ در زمان الیگوسن-میوسن، در حوضه پشت‌کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در بخش‌های وسیعی از ایران مرکزی است که با رسوب‌گذاری نهشته‌های قاره‌ای (سازند قرمز زیرین)، دریایی کم عمق (سازند قم) و قاره‌ای (سازند قرمز فوقانی) و ماگماتیسم آلکالن بازیک با منشأ گوشته‌ای، همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی: الیگوسن-میوسن، ایران مرکزی، بازالت، حوضه پشت‌کمانی، شاهرود، ماگماتیسم

مقدمه

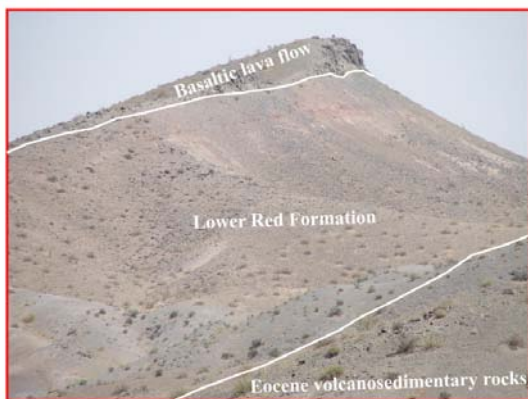
(شکل ۱). سنگ‌های آذرین این مناطق شامل حداقل چهار روانه‌الیوین‌بازالتی-بازالتی به‌همراه آذرآوری‌های وابسته هستند که در میان بخش زیرین توالی ضخیم کنگلومرای، ماسه‌سنگی و مارنی قرمز رنگ ژیبس‌دار، به سن الیگوسن (معادل با سازند قرمز زیرین)، برون‌زد دارند (شکل‌های ۲ و ۳).

مناطق مورد مطالعه در این پژوهش، بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی مربوطه به ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (به‌رودی و عمرانی، ۱۳۷۸) و احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۸) هستند که در شرق و جنوب‌شرق شاهرود واقع شده‌اند



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر SRTM که نشان‌دهنده توپوگرافی، نواحی کوهستانی و زون‌های تکتونیکی ایران است (Hassanzadeh et al., 2008) (AH = احمدآباد، Biar = بیارجمند، ND = شمال داورزن، Sh = شاهرود، Sz = سبزوار)

آن‌ها را یک محیط کشتی درون قاره‌ای پشت کمانی دانسته است.



شکل ۲- نمایی از حضور یکی از روانه‌های بازالتی الیگوسن در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن. شرق روستای احمدآباد (دید به سوی غرب)

البته، در نقشه‌های زمین‌شناسی مذکور، این واحدهای مارنی قرمز رنگ و ماسه‌سنگ‌های روی آن به‌عنوان مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های میوسن- پلیوسن و بازالت‌ها نیز به‌عنوان بازالت‌های کواترنری معرفی شده‌اند. اما بررسی‌های چینه‌شناسی (برهمند و همکاران، ۱۳۸۹؛ برهمند، ۱۳۸۹) نشان داد که توالی تخریبی مذکور معادل سازند قرمز زیرین بوده، در نتیجه، سن کواترنری ارائه شده برای بازالت‌ها اشتباه است و آن‌ها نیز به الیگوسن تعلق دارند. همچنین، Verdle (۲۰۰۹) در منطقه گنداب در نزدیکی قم، به حضور سنگ‌های بازالتی به سن الیگوسن میانی- پسین (متعلق به ۳۳ میلیون سال قبل) در ایران مرکزی اشاره کرده و بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، محیط تشکیل

پراکنده در میان بخش زیرین توالی تخریبی- مارنی قرمز رنگ گچ‌دار الیگوسن (سازند قرمز زیرین) دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ و ۳). این توالی تخریبی با ضخامت بیش از ۵۰۰ متر، با ناپیوستگی فرسایشی و افق‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی متشکل از قطعات سنگ‌های ائوسن، برروی واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن قرار می‌گیرد و سپس با مارن‌های سفید رنگ گچ‌دار الیگوسن- میوسن و مارن‌های سفید گچ‌دار میوسن (شکل ۵) پوشیده می‌شود. برروی مارن‌های سفید گچ‌دار میوسن نیز، توالی تخریبی ماسه‌سنگی- کنگلومرایی پلیوسن به ضخامت بیش از ۳۰۰ متر قرار دارد (شکل ۵).



شکل ۳- نمایی از قرارگیری سازند قرمز زیرین و گدازه‌های بازالتی درون آن با نهشته‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن (شمال روستای کلاته‌سادات در غرب سبزوار)

زمین‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی موجود در منطقه عبارت هستند از: سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی ائوسن میانی- فوقانی (معادل با سازند کرج)، توالی ضخیمی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن‌های قرمز رنگ گچ‌دار (معادل با سازند قرمز زیرین)، مارن‌های سفید گچ‌دار، ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرا (معادل با سازند قرمز بالایی)، کنگلومرای چندزادی ضخیم پلیوسن و نهشته‌های کواترنری (شکل‌های ۲ تا ۵).

با توجه به تشکیل حوضه الیگوسن- میوسن قم و پیشروی دریای آن به آرامی از شرق (کاشمر- سبزوار- کاشان) به سمت غرب بوده (Bozorgnia, 1966)، بنابراین، در اغلب مناطق شرقی ایران مرکزی به‌ویژه در حوضه‌های شاهرود- سبزوار، سازند قم دیده نمی‌شود و از سمت غرب این سازند ظاهر می‌شود. در نتیجه، در اغلب این مناطق، سازند قرمز زیرین مستقیماً برروی واحدهای سنگی ائوسن قرار می‌گیرد.

در گستره وسیعی از مناطق شرقی و جنوب شرقی شاهرود تا غرب سبزوار، روانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی و آذرآواری‌های وابسته، به‌طور



شکل ۴- نمای نزدیک از کنگلومراهای الیگوسن که عمدتاً متشکل از قطعات آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی سنگ‌های ائوسن هستند (شمال روستای کلاته‌سادات در غرب سبزوار)

وجود این توالی مشخص صحرائی، تعلق روانه‌های بازالتی مذکور به کواترنری را به کلی منتفی می‌سازد. معمولاً در قاعده هر روانه، سنگ‌های آذرآواری دیده می‌شوند. بنابراین، برون‌ریزی هر روانه در داخل محیط دریاچه‌ای تشکیل مارن‌ها، با فوران انفجاری و تشکیل واحدهای آذرآواری شروع (شکل‌های ۶ و ۷) و سپس با



شکل ۷- نمای نزدیک از لاپیلی کریستال- لیتیک توفها که به شکل نهشته‌های پیریتی در بخش زیرین روانه‌های بازالتی الیگوسن دیده می‌شوند (شرق روستای احمدآباد)

این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که گدازه بازالتی در یک محیط دریاچه‌ای گرم و کم‌عمق که مارن‌های گچ‌دار الیگوسن در حال ته‌نشست بوده‌اند، فوران کرده و قطعه قطعه شدن و انفجار آن، سبب تشکیل آگلومرا، لاپیلی، توف و پیریت به صورت مخلوط با گل شده است.

سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه به صورت روانه‌های ۵ تا ۵۰ متری، به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، با ساخت‌های حفره‌دار تا مترکم و کاملاً تازه و سالم، در داخل سازند قرمز زیرین دیده می‌شوند. در برخی موارد، حتی دایک‌های تغذیه‌کننده روانه‌ها را نیز می‌توان مشاهده کرد (شکل ۸).

گاه شکستگی‌های انقباضی و فرسایش پوست پیازی بعدی سبب ایجاد قطعات و گلوله‌های گرد بازالتی تیره شده است (شکل ۹).

در هر روانه، معمولاً بخش زیرین از جنس البوین بازالت بوده، به‌طور تدریجی و نامحسوس در بالا به بازالت تغییر می‌کند.

برون‌ریزی آرام گدازه، ادامه یافته است. سنگ‌های آذرآواری وابسته عمدتاً به صورت افق‌های قرمز رنگ کم‌ضخامت متشکل از آگلومرا، لاپیلی توفها و پیریت‌های قرمز رنگ، در قاعده بلا فصل هر روانه بازالتی دیده می‌شوند و سرشار از قطعات بزرگ و کوچک بازالتی حفره‌دار و بادامکی، لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی شکل و ذرات پیریتی در اندازه دانه‌های نخود، در یک زمینه بلوری- شیشه‌ای قرمز رنگ دگرسان شده هستند (شکل‌های ۶ و ۷).



شکل ۵- نمایی از قرارگیری کنگلومرای پلیوسن بر روی مارن‌های سفیدرنگ میوسن. شمال روستای کلاته سادات در غرب سبزواری (دید به سوی شمال غرب)



شکل ۶- نمای نزدیک از واحد آگلومرای واقع در زیر یکی از روانه‌های بازالتی الیگوسن (شمال روستای کلاته سادات در غرب سبزواری)

پتروگرافی

بافت غالب در الیوین‌بازالت‌های منطقه، از نوع پورفیری است و درشت‌بلورهای سبز تا قرمز (گاه ایدنگزیتی شده) الیوین، حتی در نمونه‌های دستی آن‌ها قابل مشاهده هستند. بافت‌های میکرولیتی پورفیری، هیالوپورفیری و گلومروپورفیری نیز از بافت‌های دیگر این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). از کانی‌های اصلی می‌توان به الیوین، کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز اشاره کرد. در الیوین‌بازالت‌ها، تنها درشت‌بلور موجود الیوین است و بقیه کانی‌ها به همراه بلورهای ریز الیوین، زمینه سنگ را به وجود آورده‌اند.

کانی‌هایی کدر و ایدنگزیت نیز به ترتیب، تنها کانی‌های فرعی و ثانویه موجود در آن‌ها هستند. درشت‌بلورهای الیوین به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. گاهی نیز برخی به صورت اسکلتی رشد کرده، یا به صورت بلورهای گرد و خلیجی در آمده‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). معمولاً پلاژیوکلاز، کوارتز و الیوین، از جمله کانی‌هایی هستند که در سنگ‌های آتشفشانی، اثرات تغییرات فیزیکی و شیمیایی ماگما را به خوبی و در غالب فرایند انحلال ماگمایی، به صورت تحلیل‌رفتگی، هضم سطوح و کناره‌های بلور و در نهایت، تشکیل خلیج خوردگی نشان می‌دهند. انحلال و ناپایداری بلور، بر اثر عواملی نظیر تغییر فشار و دما در طی صعود ماگما و یا تغییر ترکیب شیمیایی آن صورت می‌گیرد (Chen and Zhang, 2008).

بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری (شکل‌های ۱۲ تا ۱۵)، از بافت‌های اصلی بازالت‌ها هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. به علاوه، این کانی‌ها به صورت ریزبلور نیز در زمینه سنگ به همراه کانی‌های ریز کدر دیده می‌شوند. الیوین به دلیل

فراوانی اندک، از کانی‌های فرعی سنگ‌های بازالتی محسوب می‌شود. کانی‌های ثانویه بازالت‌ها شامل ایدنگزیت، ژپیس، کلسیت و زئولیت هستند. کلسیت، ژپیس و زئولیت، حفرات موجود در این سنگ‌ها را پر کرده، ساخت بادامکی ایجاد کرده‌اند.

در سنگ‌های بازالتی منطقه، برخی درشت‌بلورهای اوژیت دارای دو مرحله رشد مجزا هستند (شکل ۱۴). در مرحله اول، که شامل رشد بخش مرکزی بلور است، ادخال‌های فراوان و ریزی از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، دانه‌های ریز کانی کدر (به احتمال زیاد مگنتیت) و ریزبلورهای اوژیت، که تشابه زیادی با کانی‌های زمینه سنگ دارند، در بلور دیده می‌شوند. این امر می‌تواند حاکی از رشد سریع و نامتعادل بخش مرکزی بلور باشد (Best, 2003). برعکس، بخش حاشیه‌ای بلور، دارای رشد یکنواخت‌تر و فاقد ادخال است که می‌تواند حاکی از رشد آن در شرایط آرمانی باشد. البته، ضخامت ناچیز این بخش، بیانگر کوتاه بودن این دوره رشد آرام و احتمالاً توقف کوتاه مدت ماگما و فنوکریست مذکور، در آشیانه ماگمایی مسیر صعود است.

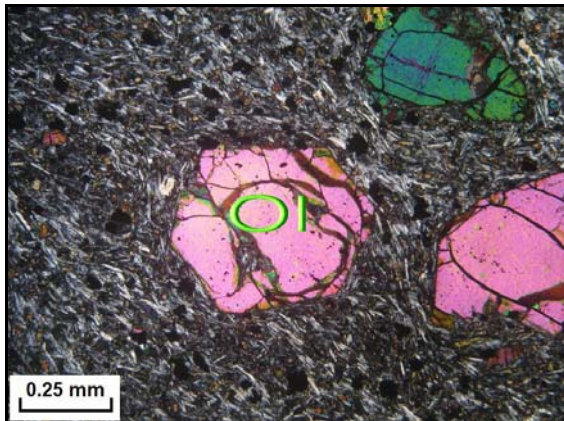
یکی دیگر از شکل‌های تبلور بلورهای اوژیت، هسته‌بندی ناهمگن آن‌ها در مذاب بازالتی است. این بلورها می‌توانند همانند سایر بلورها، از ابتدا و بدون وجود یک هسته اولیه، شروع به هسته‌بندی و رشد نمایند و یا این‌که به صورت تجمعاتی از بلورهای ریز، بر روی سطوح از قبل موجود (مانند سطوح بلوری فنوکریست‌های الیوین موجود در ماگما) و حتی دیواره حباب‌ها، هسته‌بندی و رشد کنند. رشد برخی از بلورهای اوژیت به صورت عمود بر دیواره بلورهای الیوین در بازالت‌های منطقه (شکل ۱۵)، ناشی از سهولت بیشتر هسته‌بندی بر روی این سطوح از قبل موجود است.



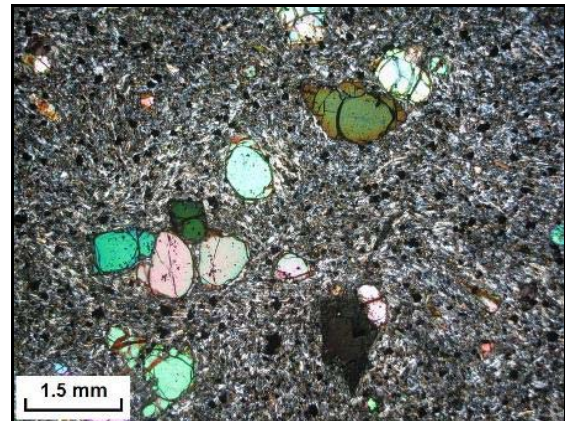
شکل ۹- نمای نزدیک از فرسایش پوست پیازی در یکی از روانه‌های بازالتی منطقه (شرق روستای احمدآباد)



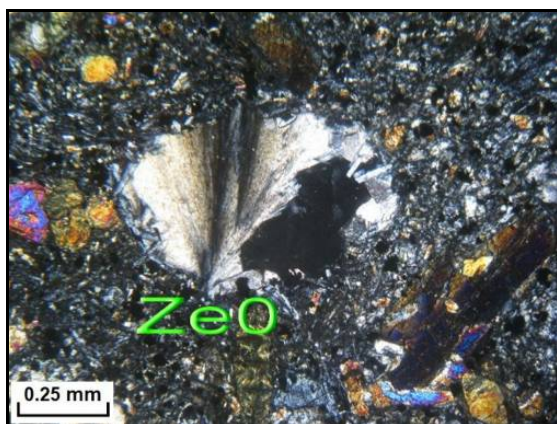
شکل ۸- نمایی از یک روانه بازالتی و دایک تغذیه کننده آن در میان سازند قرمز زیرین (شمال روستای کلاته سادات در غرب سبزوار، دید به سوی شمال غرب)



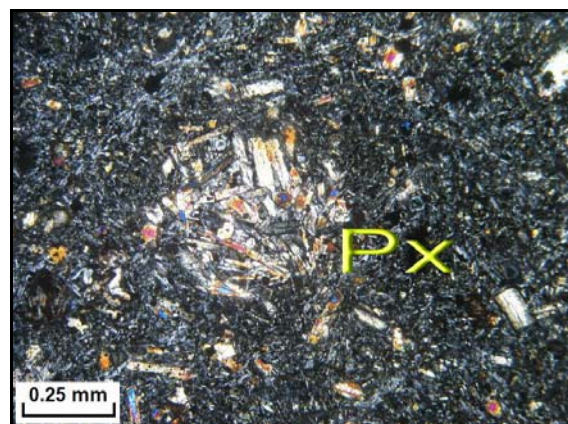
شکل ۱۱- بافت میکرولیتی پورفیری جریان با شکستگی‌های هلالی شکل در بلورهای گرد شده الیوین در سنگ‌های الیوین بازالتی (XPL)



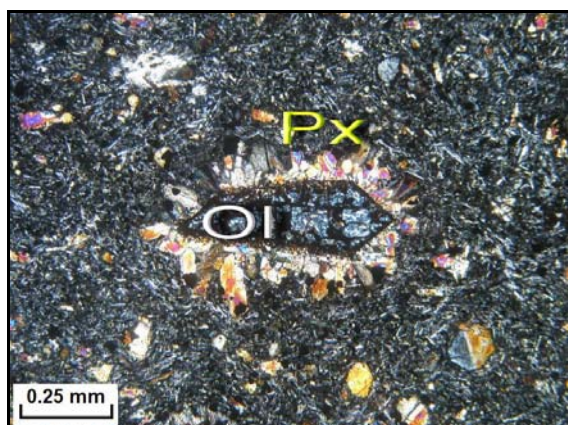
شکل ۱۰- بافت میکرولیتی پورفیری ناشی از حضور درشت‌بلورهای گرد و خلیجی شکل الیوین در زمینه میکرولیتی از بلورهای پلاژیوکلاز و الیوین، در الیوین‌بازالتی منطقه (XPL)



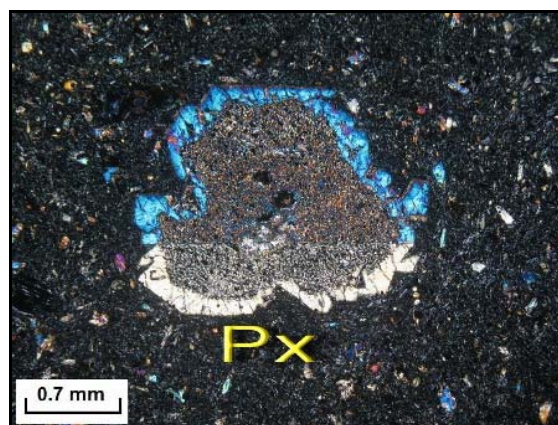
شکل ۱۳- حفره پر شده توسط زئولیت و کوارتز، در سنگ‌های بازالتی (XPL)



شکل ۱۲- تجمع بلورهای پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های بازالتی (XPL)



شکل ۱۵- بافت میکرولیتی پورفیری با رشد بلورهای پیروکسن در اطراف بلور الیوین در سنگ‌های بازالتی منطقه (XPL)



شکل ۱۴- بافت هیالوپورفیری با درشت‌بلور اوژیت با دو مرحله رشد در سنگ‌های بازالتی منطقه (XPL)

روش بسته ترکیبی با کد CCP-PKG01 متشکل از روش ICP-AES برای عناصر اصلی و فلزات پایه و روش ICP-MS برای عناصر نادر خاکی و ناسازگار آنالیز شدند (جدول ۱).

نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودار رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (Cox *et al.*, 1979)، در محدوده بازالت و هاوائی‌ایت و در سری آلکان (شکل ۱۶) و در نمودارهای رده‌بندی (شکل ۱۷) و تعیین سری ماگمایی (شکل‌های ۱۸ و ۱۹) از Winchester و Floyd (۱۹۷۷)، در محدوده آلکالی‌بازالت و سری آلکان قرار می‌گیرند. در نمودار به‌هنجار شده به‌کندریت (Nakamura, 1974)، همه نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۲۰). به اعتقاد Rollinson (۱۹۹۳) عناصر نادر خاکی سبک، نسبت به فازهای تبلور یافته اولیه، نظیر اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، ناسازگار هستند. در نتیجه، در خلال تبلور و تفریق این فازها در ماگما، به‌طور فزاینده‌ای در مایعات باقی‌مانده تحول یافته، متمرکز می‌شوند.

بافت گلومروپورفیری نیز از بافت‌های غالب در سنگ‌های بازالتی منطقه است. به اعتقاد Xu و همکاران (۲۰۰۹) فرایند تشکیل گلومرول در آشیانه ماگمایی، در طی سه مرحله انجام می‌شود. ابتدا، ماگمای بازالتی اولیه در آشیانه ماگمایی جایگزین و بر اثر تبلور و انباشت بلوری، اجتماعی از فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهد. سپس، بر اثر تزریق ماگمای جدید به داخل آشیانه در حال تبلور، اختلاط ماگمایی رخ می‌دهد. سرانجام، این اختلاط باعث برهم خوردن ترکیب، دما و فشار حاکم بر آشیانه و ایجاد آشفتنگی، جوشش، انفجار و قطعه‌قطعه شدن اجتماع فنوکریستی، دربر گرفته شدن تجمعات فنوکریستی از هم گسیخته توسط زمینه سریعاً سرد شده سنگ خروجی و تشکیل بافت گلومروپورفیری می‌شود.

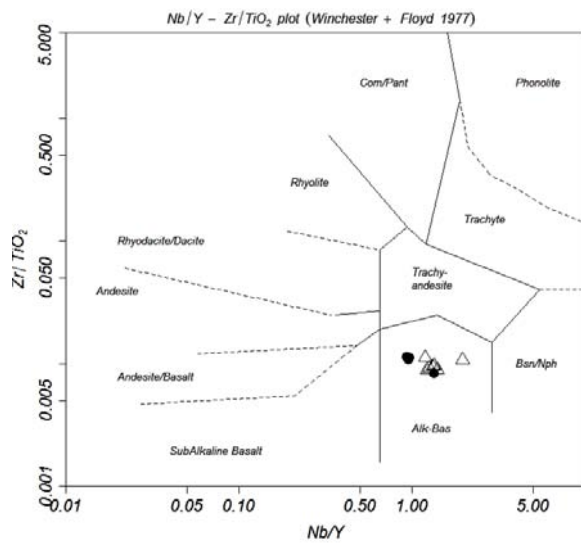
ژئوشیمی و پتروژنز

در این پژوهش به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه، بر اساس مطالعات صحرائی و پتروگرافی دقیق، تعداد ۱۱ نمونه انتخاب و در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا، به

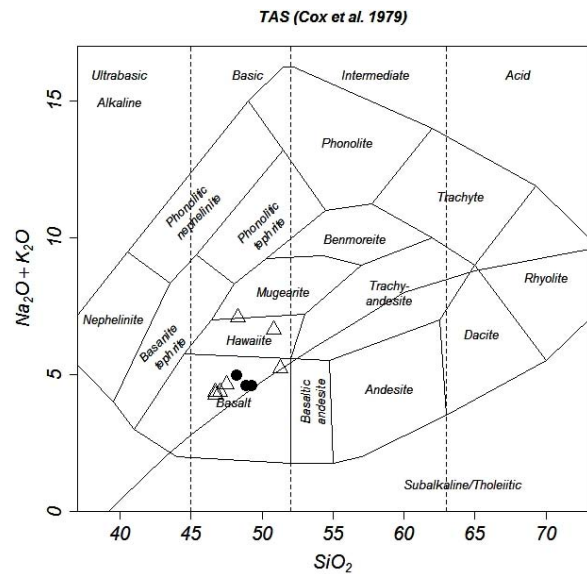
جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه (مقادیر به‌هنجارسازی نسبت به کندریت از Nakamura, ۱۹۷۴)

Lithology Sample No. (Wt%)	شمال داورزن							شرق احمد آباد				Average
	OB				B			OB			B	
	ND-1	ND-2	ND-3	ND-4	ND-5	ND-6	ND-7	AH-1	AH-2	AH-3	AH-4	
SiO ₂	47.5	46.7	47	46.7	51.3	50.8	48.3	48.9	49.3	49.3	48.2	48.54
Al ₂ O ₃	16.2	15.9	15.7	15.8	17.0	16.1	15.4	16.1	16.1	16.1	14.9	15.93
CaO	9.6	9.4	10.2	10.1	10.5	10.1	9.8	9.6	9.6	9.6	11.6	10
Fe ₂ O ₃ t	10.3	10.5	10.4	10.6	8.1	9.7	10.1	9	9	8.9	9.5	9.64
MgO	8.8	10.0	10.6	10.3	4.9	6.9	7.3	9.3	9.2	9.4	7.6	8.57
Na ₂ O	3.4	3.0	3.4	3	3.7	5.4	5.0	3.8	3.7	3.8	3.26	3.76
K ₂ O	1.3	1.4	0.96	1.26	1.5	1.3	2.1	0.77	0.9	0.78	1.71	1.26
TiO ₂	1.4	1.5	1.45	1.49	1.2	1.5	1.8	1.33	1.34	1.3	1.67	1.45
MnO	0.15	0.17	0.15	0.16	0.19	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.126	0.15
P ₂ O ₅	0.72	0.59	0.57	0.59	0.44	0.77	1.02	0.53	0.53	0.51	1.037	0.66
Mg#	58.75	61.68	62.95	61.33	50.23	54.44	0.87	50.98	50.07	51.29	44.43	49.73
(ppm)												
Ba	262	206	207	208	260	745	666	226	230	216	461	267
Cs	0.32	0.34	0.61	0.55	0.3	0.25	0.25	2.4	2.25	2.06	0.49	1.41
Ga	17.1	16.8	16.2	16.8	17.2	13.9	17.1	15.9	16.5	16	18.6	15.39
Hf	3	3.3	3.2	3.3	3.2	3.4	4.7	3.3	3.2	3.2	3.3	3.6
Nb	23	24.9	22.4	24.6	19.5	18.2	31.6	17.1	17.5	16.5	17.5	19.5
Rb	14.7	17.4	10.9	16.6	22.6	16.6	39.9	18	17.1	24.8	21.2	18.47
Sr	1160	863	769	847	743	1035	631	765	770	750	2330	875
Ta	1.3	1.5	1.4	1.4	1.2	1	1.8	1.1	1.1	1	0.9	1.15
Th	3.72	2.5	2.55	2.47	3.66	3.43	4.06	2.39	2.43	2.83	3.62	2.74
U	0.75	0.6	0.57	0.57	0.87	0.79	0.97	0.64	0.61	0.63	0.84	0.64
V	258	219	217	231	206	243	287	201	205	197	252	207
Zr	129	145	134	142	131	137	190	149	151	141	139	132
Y	16.3	18.5	17.8	18.6	16.4	14.9	16.1	17.7	18.6	17.3	13	15.5
Pb	7	10	5	13	9	8	8	4.87	4.87	4.87	7	6.7
La	34	25.5	24.3	25.8	24.4	29.3	43.4	22.3	22.6	21.5	40.3	25.82
Ce	68.1	52.9	50.6	53.9	47.5	66.1	93.7	47.4	49.1	45.6	87.4	54.2
Pr	8.32	6.7	6.37	6.93	5.82	8.66	12.3	6.48	6.65	6.18	11.95	7.06
Nd	32	26.1	24.9	27.4	22.1	34.4	47.4	26	26.5	24.6	47.7	27.7
Sm	5.81	5.03	4.97	5.28	4.31	6.01	8.33	5.15	5.22	4.95	8.16	5.2
Eu	1.81	1.65	1.6	1.66	1.34	1.77	2.29	1.54	1.61	1.54	2.13	1.56
Gd	5.11	4.89	4.65	4.99	4	5.28	6.66	4.59	4.84	4.55	6.37	4.6
Tb	0.71	0.72	0.69	0.72	0.61	0.7	0.81	0.7	0.72	0.72	0.77	0.65
Dy	3.49	3.73	3.65	3.83	3.22	3.27	3.54	3.6	3.67	3.52	3.06	3.21
Ho	0.64	0.72	0.71	0.74	0.62	0.59	0.62	0.71	0.71	0.69	0.52	0.60
Er	1.74	2.02	1.95	1.99	1.78	1.55	1.59	2.04	2.01	2.04	1.5	1.7
Tm	0.25	0.3	0.29	0.3	0.27	0.2	0.21	0.26	0.28	0.27	0.17	0.24
Yb	1.39	1.74	1.59	1.69	1.52	1.26	1.17	1.67	1.68	1.71	1	1.37
Lu	0.22	0.26	0.25	0.25	0.24	0.18	0.16	0.26	0.28	0.27	0.15	0.21
LaN	103.0	77.3	73.6	78.2	73.9	88.8	131.5	67.6	68.5	65.2	122.1	87.26
SmN	28.6	24.8	24.5	26.0	21.2	29.6	41.0	25.4	25.7	24.4	40.2	25.61
LaN/SmN	3.6	3.1	3.0	3.0	3.5	3.0	3.2	2.7	2.7	2.7	3.0	2.77
EuN	23.5	21.4	20.7	21.5	17.4	23	30	20	21	20	27.6	20.2
GdN	18.5	17.7	16.8	18.1	14.5	19.1	24.1	16.6	17.5	16.5	23	16.6
Eu/Eu*	1.02	1.02	1.02	0.99	0.99	0.96	0.95	0.97	0.98	0.99	0.91	0.98
Normative Mineral Percentages*												
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	7.68	8.27	5.67	7.45	8.87	7.68	12.41	4.55	5.32	4.61	10.11	
Ab	28.77	25.39	27.10	25.39	31.31	33.55	26.07	32.16	31.31	32.16	27.59	
An	25.10	25.78	24.74	25.92	25.35	15.85	13.37	24.60	24.66	24.57	20.97	
Ne	0.00	0.00	0.90	0.00	0.00	6.58	8.80	0.00	0.00	0.00	0.00	
Di	10.53	9.68	13.76	12.27	15.91	19.20	17.79	12.05	11.97	12.23	19.05	
Hy	0.12	0.96	0.00	0.00	4.83	0.00	0.00	1.32	3.18	2.13	0.00	
Ol	11.85	13.64	14.03	13.99	0.00	5.81	6.96	11.39	9.94	10.95	7.08	
Il	0.32	0.36	0.32	0.34	0.41	0.36	0.30	0.30	0.30	0.28	0.27	
Tn	3.02	3.21	0.00	1.45	2.42	0.00	0.00	2.88	2.90	2.83	0.13	
Pf	0.00	0.00	2.18	1.22	0.00	2.23	2.80	0.00	0.00	0.00	2.51	
Ap	1.71	1.40	1.35	1.40	1.04	1.82	2.42	1.26	1.26	1.21	2.46	

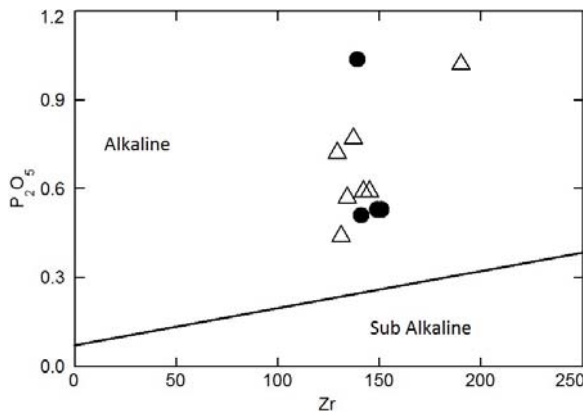
*Q=Quartz, Or=Orthoclase, Ab=Albite, An=Anorthite, Ne=Nepheline, Di=Diopside, Hy=Hyperstene, Ol=Olivine, Il=Ilmenite, Tn=Titanite, Pf=Perovskite, Ap=Apatite



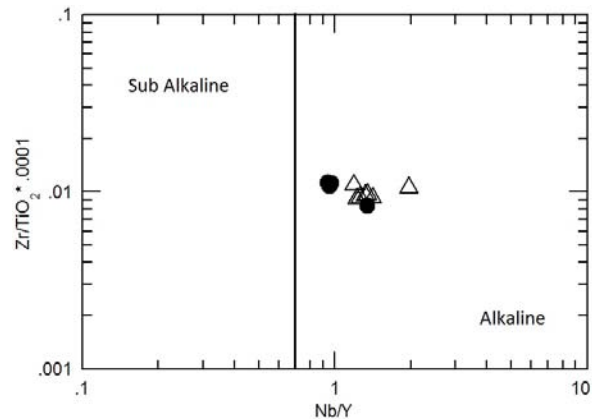
شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌ها در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)



شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌ها در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979). (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)



شکل ۱۹- موقعیت نمونه‌ها در نمودار تغییرات Zr بر حسب ppm در مقابل P_2O_5 بر حسب درصد وزنی، (Winchester and Floyd, 1977) (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)



شکل ۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات نسبت‌های $(Zr/TiO_2) * 0.0001$ در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)

نسبت‌های LREE/HREE آن‌ها، می‌توان نشان داد که کدام یک از عوامل مذکور در ایجاد غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک در سنگ‌های منطقه نقش داشته‌اند. با توجه به غنی بودن پوسته از LREEs، هرگونه آرایش و هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگما، باعث غنی‌شدن آن از

Hirschman (۱۹۹۸) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را به دو عامل درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای غنی‌شده (کمتر از ۱۵ درصد) و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داده است. با استفاده از نسبت‌های La_N/Sm_N سنگ‌ها به‌عنوان نشان‌دهنده

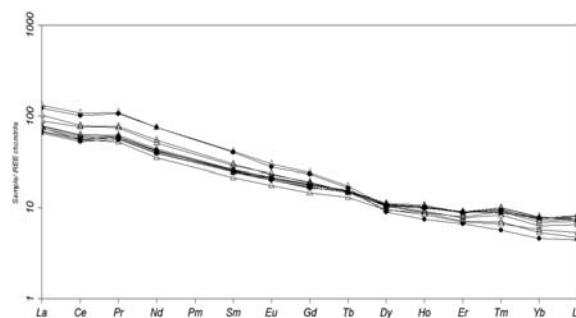
مقادیر Eu/Eu^* نمونه‌های مورد مطالعه برابر با یک یا نزدیک به یک بوده (جدول ۱)، فاقد هرگونه ناهنجاری مثبت یا منفی Eu هستند. تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE نسبت به LREE، به احتمال زیاد نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ است. Mertz و همکاران (۲۰۰۱)، مقادیر Yb_N کم‌تر از ۱۰ را در سنگ‌های بازالتی به‌عنوان نشانه حضور گارنت در محل منشأ ماگما در نظر گرفته‌اند. میانگین این مقدار در سنگ‌های منطقه برابر با ۶/۲۴ است. همچنین، الگوی نسبتاً مسطح HREE در همه نمونه‌ها، بر نقش حضور گارنت در خلال ذوب‌بخشی یک منبع گارنت‌دار اشاره دارد (Morata *et al.* 2005).

در نمودار چند عنصری به‌هنجار شده به‌گوشته اولیه، از مقادیر (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است (شکل ۲۱). در این نمودار، همه نمونه‌ها، غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE نشان می‌دهند.

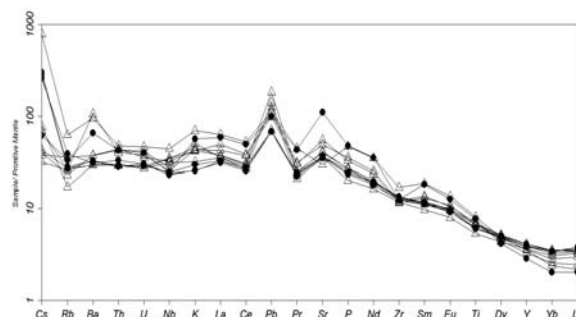
آنومالی مثبت از عناصر Cs و Pb می‌تواند بر اثر آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای (به‌دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته قاره‌ای)، اتفاق افتاده باشد. بنابراین، توقف کوتاه‌مدت و یا حتی عبور ماگمای سازنده این سنگ‌ها از پوسته قاره‌ای ضخیم (فرایند پالایش منطقه‌ای)، به‌همراه نفوذ سیالات پوسته‌ای به داخل ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگمای سازنده سنگ‌ها (Wayer *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2003)، می‌تواند باعث ایجاد این نوع ناهنجاری‌های کوچک در نمونه‌های مورد مطالعه شوند.

همچنین، نبود ناهنجاری منفی شاخص از HFSE، نشان می‌دهد که سنگ‌های ماگمایی مذکور، ویژگی‌های شاخص ماگماهای کمانی را نداشته، حاصل تبلور ماگماهای مشتق شده از منابع گوشته‌ای غنی شده زیر

LREE می‌شود. میانگین نسبت La_N/Sm_N در سنگ‌های بازالتی منطقه در حدود ۲/۷۷ است، درحالی‌که میانگین این نسبت در سنگ‌های پوسته‌ای بیش از ۴/۲۵ است (Sirvastava and Singh, 2004). بنابراین، بر اساس مقدار این نسبت و ماهیت آلکان نمونه‌ها می‌توان گفت ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه از ذوب‌بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته، متحمل آلیش پوسته‌ای چندان زیادی نشده‌اند. اما عبور ماگماهای بازالتی داغ از میان پوسته ضخیم قاره‌ای، حداقل، باعث آلیش آن‌ها به عناصر ناسازگار می‌شود. الگوهای موازی طرح‌های به‌هنجارشده عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه در نمودارهای عنکبوتی نیز، منشأ یکسان و رابطه تفریق آن‌ها را تأیید می‌کند (شکل‌های ۲۰ و ۲۱).



شکل ۲۰- نمودار به‌هنجار شده به‌کندریت عناصر نادر خاکی (Nakamura, 1974) نمونه‌های منطقه



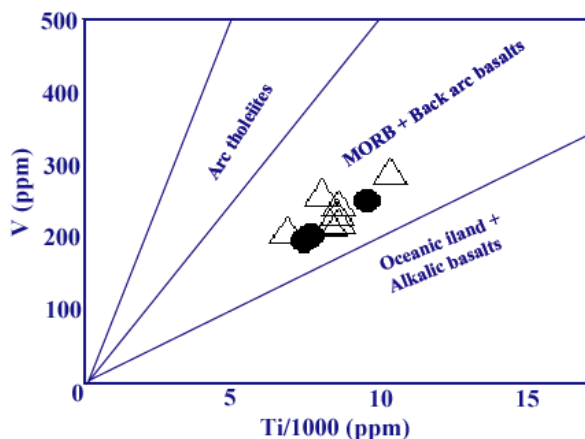
شکل ۲۱- نمودار چندعنصری به‌هنجار شده به‌گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نمونه‌های منطقه

محدوده بازالت‌های کمانی و در قلمرو بازالت‌های پشت‌کمانی (BABB)، یا بسیار نزدیک به آن قرار می‌گیرند (شکل‌های ۲۲ تا ۲۶).

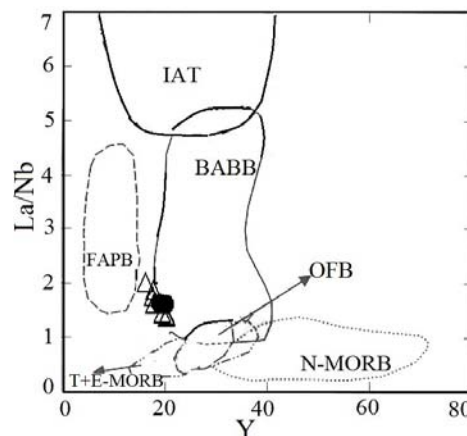
Verdle (۲۰۰۹) بر این باور است که بازالت‌های الیگوسن ایران مرکزی (ناحیه گنداب قم) دارای تمایلات بازالت‌های پشت‌کمانی هستند. البته این جایگاه، از نوع محیط‌های کششی پشت‌کمانی اولیه (نظیر مناطق مرکزی قاره آمریکا) است که هنوز به مراحل زایش پوسته اقیانوسی و تشکیل جایگاه پشت‌کمانی بالغ (مانند دریای بین ژاپن و چین) نرسیده است.

لیتوسفر قاره‌ای هستند. غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از Sr، با حضور پلاژیوکلاز فراوان در آن‌ها قابل توجیه است. به اعتقاد Rollinson (۱۹۹۳) روندهای تقریباً مشابه و موازی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از ناهنجاری‌ها که ناشی از آلیش پوسته‌ای هستند)، می‌تواند معرف منشأ یکسان برای سنگ‌ها باشد.

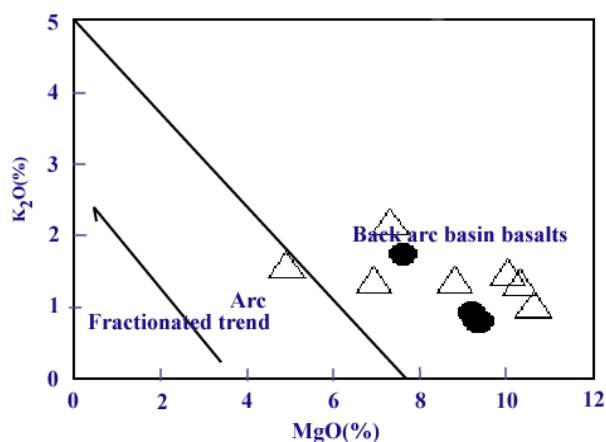
در نمودارهای مختلف تعیین جایگاه تکتونیکی (Floyd *et al.*, 1991; Shervais, 1982; Shutoa *et al.*, 2004; Varekamp *et al.*, 2010; Bagas *et al.*, 2008)، بازالت‌های مورد مطالعه در خارج از



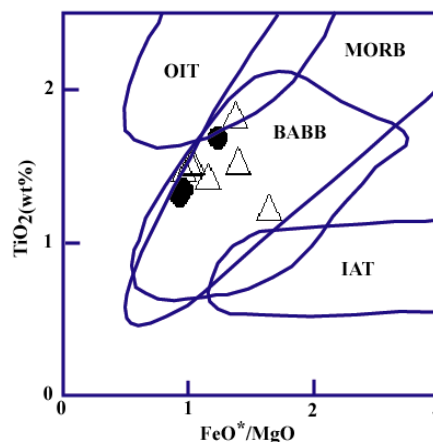
شکل ۲۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات V در برابر Ti/1000 (Shervais, 1982)



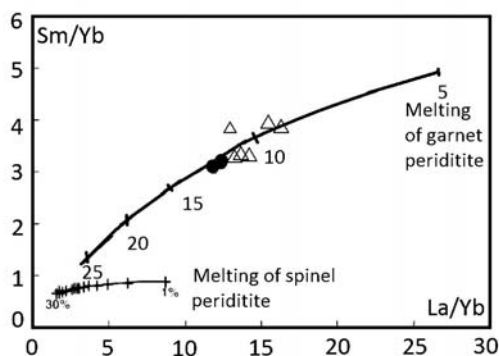
شکل ۲۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی La/Nb در مقابل Y (Floyd *et al.*, 1991)



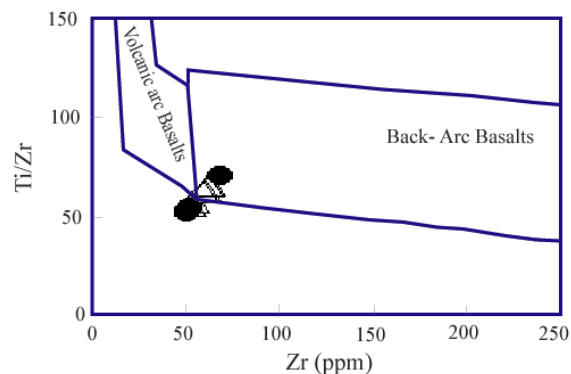
شکل ۲۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار K₂O/MgO (Varekamp *et al.*, 2010)



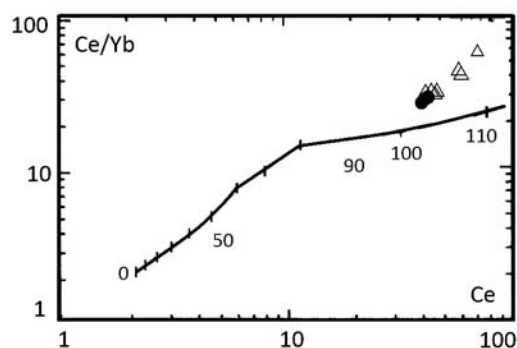
شکل ۲۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار TiO₂-FeO/MgO (Shutoa *et al.*, 2004)



شکل ۲۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb (Johnson et al., 1990)



شکل ۲۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ti/Zr-Zr (Bagas et al., 2008)



شکل ۲۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (Ellam and Cox, 1991)

به باور این پژوهشگران، نسبت‌های REE مانند Ce/Yb می‌توانند شاخص خوبی برای نشان دادن عمق رخداد ذوب‌بخشی باشند زیرا، این نسبت‌ها در طی فرایندهای تبلور تفریقی چندان تغییر نمی‌کنند، اما به درجات مختلف ذوب‌بخشی حساس هستند. بر اساس نمودار مذکور، عمق رخداد ذوب‌بخشی و تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه، در حدود ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتر بوده است. این عمق، بر زون گارنت‌لرزلولیت و گوشته آستوسفری منطبق است.

مقادیر اندکی بالای LREE و LILE و همچنین، ناهنجاری مثبت سرب، اگرچه به آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها اشاره دارند، ولی مقادیر SiO_2 پایین (کمتر از ۵۰ درصد)، عدد منیزیم بالا (۵۰) و از همه مهم‌تر، تهی‌نشده‌گی نمونه‌ها از HFSE، نشان

Johnson و همکاران (۱۹۹۰) به‌منظور تعیین درجه ذوب‌بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگماهای آلکان، از نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در برابر La/Yb استفاده کردند (شکل ۲۷). این نمودار، درجه ذوب‌بخشی و همچنین، دو محل منبع متفاوت گارنت‌پریدوتیتی و اسپینل‌پریدوتیتی را از هم تفکیک می‌کند. در این نمودار از عنصر Yb که در ساختار گارنت سازگار است و عناصر La و Sm که در ساختار این کانی ناسازگارند، استفاده شده است. نسبت‌های La/Yb و Sm/Yb بر اثر درجات پایین ذوب‌بخشی یک گوشته گارنت‌پریدوتیتی، به شدت تفریق می‌یابند. زیرا، ضریب توزیع Yb در گارنت، در مقایسه با Sm و La بسیار بالاتر است. در مقابل، ذوب گوشته اسپینل‌پریدوتیتی، تغییر چندان در نسبت‌های La/Yb ایجاد نکرده، نسبت‌های Sm/Yb نیز تقریباً ثابت باقی می‌مانند. زیرا Yb و Sm، از ضرایب توزیع نسبتاً مشابه در اسپینل برخوردار هستند. بر اساس این نمودار، ماگمای نمونه‌های الیوین بازالتی مورد مطالعه، از ذوب حدوداً ۹ تا ۱۲ درصدی یک منبع گارنت‌پریدوتیتی، حاصل شده است.

از نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Ce (Ellam and Cox, 1991)، به‌منظور تعیین عمق رخداد ذوب‌بخشی ناحیه منشأ استفاده شده است (شکل ۲۸).

(Hawkins, 1994; Martinez *et al.*, 2007).

به اعتقاد Kay و Ramos (۲۰۰۶)، بازالت‌های پشت‌کمانی در ورای کمان‌های آتشفشانی اصلی، در بسیاری از نواحی حاشیة قاره‌ای فعال تشکیل می‌شوند. این بازالت‌های پشت‌کمانی، مکان‌های گذر از بازالت‌های کمانی به بازالت‌های درون قاره‌ای هستند. اگرچه در این مناطق پشت‌کمانی، گاه کشش‌ها آن‌قدر تداوم و گستردگی دارند که تشکیل پشتة میان‌اقیانوسی و گسترش بستر اقیانوس را موجب می‌شوند (مانند دریای چین و ژاپن)، اما در بسیاری از موارد، این حوضه‌ها در همان مراحل کشش‌های آغازین و به‌صورت نواحی فروافتاده پشت‌کمانی باقی می‌مانند (مانند بخش‌های وسیعی از مناطق فروافتاده مرکزی قاره آمریکا در پشت‌کمان ماگمایی آند، در کانادا، آمریکا، مکزیک، شیلی و نقاط دیگر این قاره).

امروزه، با انجام مطالعات پترولوژیک و زمین‌ساختی، انگاره محسوب نمودن حوضه فروافتاده شمال ایران مرکزی واقع در پشت‌نوار ماگمایی ارومیه-دختر به‌عنوان یک حوضه پشت‌کمانی تقویت شده است (مثلاً، Verdle, 2009؛ برهمند و همکاران، ۱۳۸۹؛ برهمند و قاسمی، ۱۳۸۹ الف، ب، پ؛ Ghasemi and Talbot, 2006; Guest *et al.*, 2007b). به اعتقاد Nishimura (۲۰۰۲) همه حوضه‌های پشت‌کمانی دنیا تقریباً در مناطقی تشکیل شده‌اند که سن و ضخامت لیتوسفر اقیانوسی و زاویه زون فرورانش زیاد بوده است. به اعتقاد Verdle (۲۰۰۹)، فرورانش با شیب زیاد لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، در تشکیل حوضه‌های کششی پشت‌کمانی الیگوسن ایران مرکزی، نقش عمده‌ای را ایفا کرده است. به اعتقاد وی، کشش‌های حاکم بر این حوضه، سبب نازک‌شدگی پوسته، بالآمدهی آستنوسفر، وقوع

می‌دهند که این آرایش، گسترده نبوده، در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها نقش چندانی نداشته و بیشتر شامل ایجاد تغییر در مقادیر عناصر نادر سبک و ناسازگار بوده است.

الگوی تکتونوماگمایی

تلفیق یافته‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و مقایسه آن‌ها با مطالعات مشابه انجام شده توسط دیگر پژوهشگران، این امکان را فراهم می‌آورد که در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی یک منطقه و ارتباط آن با رخدادهای زمین‌شناسی آن سرزمین بتوان نظر داد. امروزه معلوم شده که هر سنگ آذرین را می‌توان به یک محیط زمین‌شناسی خاص با رژیم گرمایی و الگوی تکتونوماگمایی معین، ارتباط داد. هر یک از محیط‌های زمین‌شناسی، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارند و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین‌ساختی تغییر می‌کند. این توزیع، نشان‌دهنده رابطه علت و معلولی بین زمین‌ساخت ورقه‌ای و تشکیل ماگماهاست.

بر اساس یافته‌های این تحقیق و الگوهای زمین‌ساختی ارائه شده برای بخش‌های شمالی حوضه ایران مرکزی و جنوب البرز در سنوزوئیک (مثل مطالعات Talbot و Ghasemi، ۲۰۰۶؛ Kazmin و Tikhonova، ۲۰۰۸)، می‌توان گفت که ماگمای بازیک سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، احتمالاً در یک حوضه کششی ریفتی پشت‌کمانی (BAB) اولیه و نابالغ، واقع در پشت‌نوار اصلی ماگمایی نوع آندی کالکوالکالن ایران مرکزی (ارومیه-دختر) در زمان الیگوسن-میوسن تشکیل شده‌اند. این حوضه‌های پشت‌کمانی، مناطق کششی کوچکی هستند که در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای، در پشت‌کمان ماگمایی اصلی نواحی فرورانش شکل می‌گیرند

بنابراین، نبود ناهنجاری منفی HFSE و یا به عبارت بهتر، نبود ویژگی‌های ماگماهای کمانی در سنگ‌های بازالتی احمدآباد را می‌توان به دور بودن نسبی محل منشأ ماگمای سنگ‌های بازالتی مذکور از زون فرورانش نئوتتیس نسبت داد.

بر اساس طرح پیشنهادی، در خلال رخداد فرورانشی کرتاسه فوقانی - ائوسن، حجم زیادی از مواد فرار و عناصر لیتوفیل بزرگ یون ناشی از آب‌زدایی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده نئوتتیس، به گوه گوشته‌ای روی زون فرورانش وارد شده و باعث تعدیل ترکیب شیمیایی گوشته زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی و کاهش نقطه ذوب آن شده‌اند.

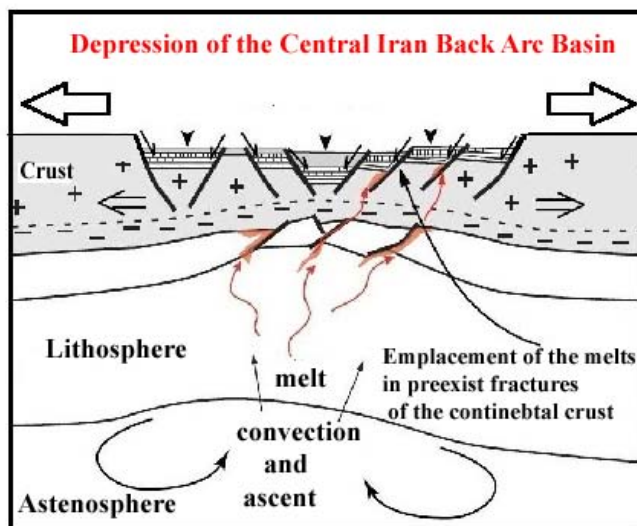
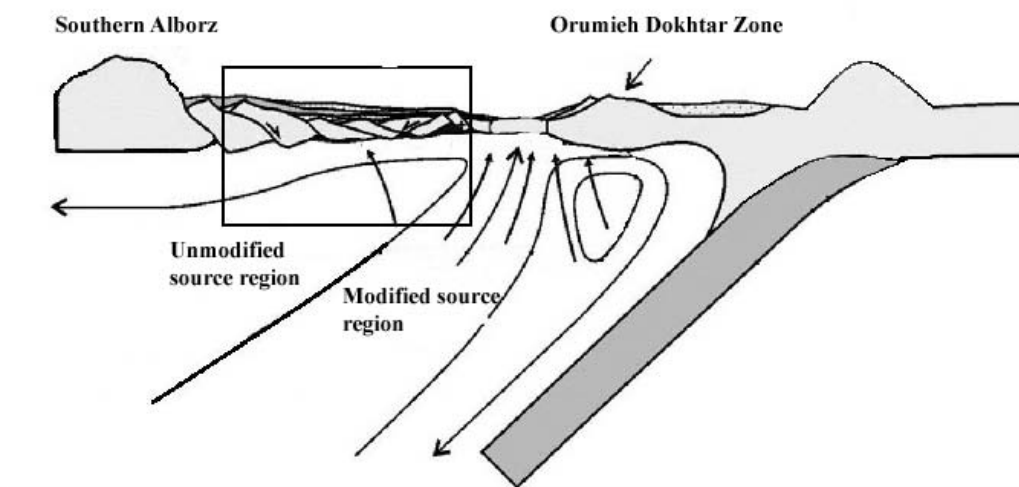
از اواخر ائوسن تا میوسن، پوسته قاره‌ای پشت کمانی ایران مرکزی متحمل کشش، کاهش فشار وارد بر گوشته، ذوب‌بخشی و بالازدگی گوشته و درنهایت، تورم پوسته بوده است. در مراحل اولیه، ذوب‌بخشی در اعماق بیشتر و درجه کم‌تر رخ داده و مذاب‌های تولید شده به شدت از عناصر ناسازگار غنی بوده‌اند. با افزایش کشش در پشت کمانی آتشفشانی و بالآمدگی و ذوب‌بخشی بیشتر گوشته فوقانی، بر حجم ماگمای تولیدی افزوده شده و زمینه برای صعود دیاپیری آن به افق‌های بالاتر فراهم شده است. ماگمای حاصل در این محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی، در امتداد گسل‌های عمیق صعود کرده و در خلال بالآمدن، متحمل فرایندهای پترولوژیک مختلف نظیر تبلور تفریقی، همراه با هضم و آلیش اندک پوسته‌ای شده است. در نهایت، ماگمای آلکان مذکور توانسته به صورت گدازه در محیط دریاچه‌ای کم‌عمق تشکیل رسوبات مارنی قرمز رنگ الیگوسن - میوسن فوران کند (شکل ۲۹).

ذوب‌بخشی ناشی از کاهش فشار در گوشته در حال صعود و ایجاد بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی، با اندکی آلیش پوسته‌ای شده است. به نظر ایشان، داده‌های عناصر کمیاب نشان می‌دهند که در این زمان، هنوز هم قطعه اقیانوسی فرورونده شده، با تعدیل ناحیه منبع در منشأ این بازالت‌ها مشارکت داشته است.

بازالت‌های مذکور به سن ۳۳ میلیون سال، در داخل سازند قرمز زیرین در منطقه گنداب قم حضور دارند (Verdler, 2009). البته، تداوم فرورانش با شیب کم لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نیز می‌تواند باعث انتقال جبهه ماگماتیسیم الیگوسن - میوسن از کمان ماگمایی ارومیه - دختر به نواحی شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز شده باشد، اما هم‌زمانی ماگماتیسیم در هر دو ناحیه و نبود ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای کمانی (به‌ویژه تهی‌شدگی بارز از HFSE) در سنگ‌های آذرین نواحی شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز، قبول این فرض را مشکل می‌سازند.

برهمند و همکاران (۱۳۸۹)، بیان داشتند که فرورانش لیتوسفر اقیانوسی متاسوماتیسم شده نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی ائوسن و آب‌زدایی آن، باعث تغییر و تعدیل ناحیه منشأ ماگمای سنگ‌های بازالتی پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگوسن زیرین شده است، به گونه‌ای که سنگ‌های آذرین پشت کمانی الیگوسن - میوسن ایران مرکزی، تا حدودی ویژگی‌های سنگ‌های مناطق فرورانشی را کسب کرده‌اند. به اعتقاد آن‌ها، فاصله ناحیه منشأ ماگما از زون فرورانش، در تعدیل محل منشأ ماگما نقش اصلی را ایفا می‌کند.

**Oligocene - Miocene Back Arc Basins
of Qom, Saveh, Semnan and Shahrud**



شکل ۲۹- تصویر نمادین از نحوه تشکیل حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگوسن- میوسن، با الهام از طرح Grange و همکاران (۲۰۰۸) با تغییرات

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی این تحقیق نشان می‌دهند که بر خلاف گزارش‌های قبلی مبنی بر سن کواترنری بازالت‌های منطقه، آن‌ها قدیمی‌تر و به الیگوسن میانی- پسین تعلق دارند. روندهای ژئوشیمیایی این بازالت‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، نادر و نادر خاکی و تعیین محیط زمین‌ساختی، نشان‌دهنده طبیعت

آلکالن ماگما و تشکیل آن از ذوب‌بخشی تقریباً ۱۰ درصدی یک منبع گارنت لرزولیتی غنی شده تحول یافته، بر اثر کاهش فشار وارد بر آن، در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی است. ماگمای حاصل، از طریق گسل‌های عمیق موجود در پوسته قاره‌ای آن زمان (الیگوسن)، به سطح زمین رسیده و در محیط رسوب‌گذاری مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن فوران کرده است. اولین مرحله

وسیع‌تری از ایران مرکزی، از قزوین تا کرج، ساوه، قم، جنوب تهران، ورامین، گرمسار، سمنان، دامغان، شاهرود، سبزوار، کاشمر و شاید تا بیرجند، ادامه داشته است.

خروج هر روانه بازالیتی به صورت انفجاری و در ادامه با خروج آرام گدازه همراه بوده است. به نظر می‌رسد که این حوضه کششی، در پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در بخش‌های

منابع

- برهمند، م. (۱۳۸۹) بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژئولوژی بازالتهای نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
- برهمند، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۹ الف) زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق موجود در سازند قرمز زیرین ناحیه گرمسار. چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران.
- برهمند، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۹ ب) بررسی عوامل تهی‌شدگی و تهی‌نشستگی عناصر HFS در ماگماتیسیم آلکانل پشت قوسی الیگوسن ایران مرکزی در نواحی گرمسار و احمدآباد. چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، دانشگاه پیام‌نور مشهد.
- برهمند، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۹ پ) پتروژئولوژی توده‌های ساب‌ولکانیکی گابرو-دیوریتی گرمسار. چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، دانشگاه پیام‌نور مشهد.
- برهمند، م.، قاسمی، ح.، طاهری، ع. و صادقیان، م. (۱۳۸۹) ژئوشیمی و پتروژئولوژی روانه‌های بازالیتی الیگوسن احمدآباد (جنوب شرق شاهرود). هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- بهرودی، ا. و عمرانی، ج. (۱۳۷۸) گزارش ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.
- سلامتی، ر. (۱۳۷۸) گزارش ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A. C., Maidment, D. and Huston, D. L. (2008) An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen, Western Australia. *Precambrian Research* 166: 168-184.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Publishing, Oxford.
- Bozorgnia, F. (1966) Qom Formation stratigraphy of the central basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of Iran Petroleum Institute* 24: 69-75.
- Chen, Y. and Zhang, Y. (2008) Olivine dissolution in basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72: 4756-4777.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhursts, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin.
- Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 105: 330-342.

- Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S. L., Gokcen, N. (1991) Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey. *Chemical Geology* 89: 263-280.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Grange, M., Scharer, U., Cornen, G. and Girardeau, J. (2008) First alkaline magmatism during Iberia-Newfoundland rifting. *Terra Nova* 20: 494-503.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C. (2007) Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics* 26.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.
- Hawkins, J. W. (1994) Petrologic synthesis: Lau Basin transect (Leg 135), Proc. ODP. *Science Research* 135: 879-905.
- Hirschman, M. (1998) Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: Geist, D. J. and White, C. M. (Eds.): *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52: 185-207.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. and Shimizu, N. (1990) Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95: 2661-2678.
- Kazmin, V. G. and Tikhonova, N. F. (2008) Cretaceous-Paleogene Back-arc Basin in the Iran-Afghanistan-Pamirs Segment of the Eurasian Active Margin. *Doklady Earth Sciences* 422(7): 1018-1020.
- Martinez, F., Okino, K., Ohara, Y. and Goffredi, S. H. (2007) Back-Arc Basins. *Oceanography* 20(1): 11-12.
- Mertz, D. F., Weinrich, A. J., Sharp, W. D. and Renne, P. R. (2001) Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan complex, California: constraints from geochemistry, petrology, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology. *American Journal of Sciences* 301: 877-911.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarz, M. (2005) The bandurrias gabbro: Late oligocene alkaline magmatism in the patagonian cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nishimura, S. (2002) Why are there no Back-Arc Basin around the eastern Pacific margin? *Revista Mexicana De ciencias Geologicas* 19(3): 170-174.
- Ramos, V. A. and Kay, S. M. (2006) Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). In: Kay, S. M. and Ramos, V. A. (Eds.): *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-17.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons, New York.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews in Geophysics* 33: 267-309.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of moder nophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.

- Shutoa, K., Hiraharab, Y., Ishimotob, H., Aokic, A., Jinbod, A. and Gotoe, Y. (2004) Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134: 57-75.
- Shrivastava, R. K. and Singh, R., K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 373-389.
- Sun S. S. and McDonough, W. F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in oceanic basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Varekamp, J. C., Hesse, A. and Mandeville, C. W. (2010) Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197: 313-328.
- Verdle, C. (2009) Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism. Ph.D. Thesis. California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Wang, Y., Fan, W. and Guo, F. (2003) Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal* 37: 427-448.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the diferentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 309-324.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-342.
- Xu, X. W., Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G. H., Mao, Q., Li, J. X., Du, S. J., Ma, Y. G., Zhang, Y. and Qin, K. Z. (2009) Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area. Western Yunnan, China. *Lithos* 113: 595-611.

The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin

Habib Allah Ghasemi *, Mohammad Barahmand and Mahmoud Sadeghian

Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

Some basaltic lava, with olivine basalt to basaltic composition, have been erupted within the Oligocene gypsiferous red marls (Lower Red Formation), in east and southeast of Shahroud. These rocks display microlitic porphyry, glomeroporphyry and hyaloporphyry textures. Olivine, plagioclase and pyroxene (in olivine basalts) and plagioclase and pyroxene (in basalts) are the main minerals. Enrichment in LREE and LILE and depletion in HREE, with positive anomalies in Pb, Sr and Cs, and the absence of negative anomalies in Eu and HFSE, indicate an alkaline nature and a sub-lithospheric enriched mantle source for these rocks. The rocks studied plot in back-arc basin realm in petrogenetic and tectonomagmatic diagrams and seem to be generated from about 10% partial melting of an enriched garnet-lherzolitic mantle source. This tectonic setting, implies an extensional proto-back-arc basin in Oligo-Miocene, behind the Uroumiyeh-Dokhtar magmatic arc, in some parts of Central Iran, that had been accompanied by the deposition of continental sediments (Lower Red Formation), shallow sea deposits (Qom Formation) followed by continental sediments (Upper Red Formation) and basic alkaline mantle magmatism.

Key words: Basalt, Magmatism, Back-arc basin, Oligocene-Miocene, Central Iran, Shahroud

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir