

ولکانیسم همزمان با برخورد کواترنری در شمال پهنه سنج-سیرجان، ماگماتیسم در یک فلات فعال کوهزایی

منیره خیرخواه *

پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

ولکانیسم کواترنری شمال پهنه سنج-سیرجان در غرب ایران، جزیی از مجموعه گسترده ماگماتیسم همزمان با برخورد فلات مرتفع ایرانی-ترکی است. این فلات بخش فعالی از پهنه قاره‌ای عربی-اوراسیایی است. گدازه‌های بازیک (بازانیت‌ها، هاوانیت‌ها و بازالت‌های آکالن) همسو با روند زمین‌درز بیتلیس-زاگرس (شمال غربی-جنوب شرقی) فوران یافته‌اند. اغلب گدازه‌های بازیک منطقه قروه و بیجار از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند: Ba, Sr و Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بازالت‌های تکاب نسبت به سنگ‌های بازالتی دیگر مناطق دارای عناصر خاکی کمیاب سبک کمتری هستند. میزان La/Nb همه گدازه‌ها بیشتر از یک است و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd این بازالت‌ها، ویژگی‌های منشأ گوشته‌ای را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Nb و تفریق عناصر LIL در این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از جز به جز شدگی کانی‌ها (ریشتریت پتاسیم‌دار و روتیل) در منشأ باشد. از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه می‌توان چنین استنباط نمود که این سنگ‌ها از ذوب اندک گوشته لیتوسفری ضخیم اوراسیا در زیر فلات ایرانی-ترکی منشأ شده‌اند. سازوکارهای لایه‌شدگی لیتوسفر یا شکست قطعه با توجه به چنین ضخامتی (حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر) از گوشته لیتوسفری و متاسوماتیزه این منطقه، توجیه قابل قبولی بر ذوب بخشی این گوشته و سرانجام فرازش ماگما در منطقه مورد مطالعه نیست و تشکیل گدازه‌های کردستان ناشی از ذوب‌شدگی گوشته متاسوماتیزه در زیر این منطقه است که شاهی بر فروانش تئیس به زیر حاشیه ایران (اوراسیا) پیش از برخورد است.

واژه‌های کلیدی: گدازه‌های بازیک، ذوب بخشی، گوشته لیتوسفری، غرب ایران، پهنه سنج-سیرجان، فلات ایرانی-ترکی

مقدمه

گستره‌ای از گدازه‌های بازیک در شمال پهنه سنج-سیرجان (غرب ایران)، سطح فلات مرتفع ایرانی-ترکی را پوشانده است. فلات طی میوسن پایانی به عنوان بخشی از پهنه برخورد عربی-

پتروژنز ولکانیسم کواترنری در پهنه‌های برخورد قاره به قاره دارای اهمیت بسیاری است (Pearce et al., 1990; Keskin et al., 1998).

* m_kheyrkhah@gsi.ir

قروه از ذوب بخشی اندک یک منبع گوشته لیتوسفری در یک محیط کششی درون قاره‌ای و در امتداد گسل‌های عمیق تشکیل شده‌اند. در هر صورت، علت تولید مذاب و متعاقب آن ولکانیسم پراکنده در شمال زمین‌درز بیتلیس-زاگرس، پس از برخورد اولیه قاره‌های عربستان و اوراسیا (حدود ۲۰ تا ۳۵ میلیون سال پیش) هنوز مورد بحث است. استنباط می‌شود که در شمال پهنه برخوردی، پس از فرورانش و آبرگیری رسوبات لبه قاره ای غیر فعال عربی به زیر صفحه اوراسیا و بارور شدن آن، گدازش گسترده گوشته لیتوسفری سبب ماگماتیسم بازیک همزمان با برخورد طی کواترنری شده است. بنابراین، کنکاشی بر ماگماتیسم جوان غرب ایران می‌تواند دیدگاه‌های مفیدی در مورد فرآیندهای کنترل کننده ترکیب لیتوسفر قاره‌ای فلات فعال کوهزایی ارایه دهد.

زمین‌شناسی منطقه

برخورد قاره‌ای سنوزوئیک منطقه وسیعی از اوراسیا (از پیرنه تا جنوب شرقی آسیا) را که به آن سیستم آلپ-همالیا می‌گویند، تحت تأثیر قرار داده است (Sengör et al., 1988) که با اضمحلال اقیانوس تتیس همراه بوده است. در لبه شمالی صفحه عربستان، بر اساس پژوهش‌های Hinsbergen و McQuarrie (۲۰۱۳) Van برخورد اولیه در ۳۰ میلیون سال پیش آغاز شده و همچنان فعال است. همانطور که هم اکنون همگرایی شمالی-جنوبی در طول جغرافیایی ۵۰ درجه شرقی، حدود ۲۰ میلی‌متر در سال است (Vernant et al., 2004). ماگماتیسم در تکامل پهنه برخوردی نقش مهمی ایفا می‌کند و در شرق آناتولی (ترکیه) و غرب ایران، برخورد قاره‌ای عربی-اوراسیا سبب تشکیل سنگ‌های ماگمایی متنوعی در اواخر سنوزوئیک شده است (Pearce

اوراسیا شکل گرفته است. تصادمی که در ۳۰ میلیون سال پیش آغاز شده، هم اکنون نیز ادامه دارد. ضخامت لیتوسفر منطقه در پتروئیز ولکانیسم کواترنری غرب ایران، اهمیت به سزایی دارد. در این منطقه، فوران‌های آتشفشانی جوان تنوع گسترده‌ای از ترکیبات سنگی را در مدت زمانی کوتاه (حدود یک میلیون سال) و در فواصل جغرافیایی محدودی (حدود ۱۰۰ کیلومتر) با روند شمال غرب-جنوب شرق به موازات گسل بزرگ زاگرس برون ریخته‌اند (Allen et al., 2013). در تقسیمات زمین‌شناسی ایران، این مراکز آتشفشانی در بخشی از پهنه سهندج-سیرجان و پهنه ایران مرکزی قرار دارد. لیتوسفر منطقه کردستان بر اساس پژوهش‌های McKenzie و Priestley (۲۰۰۶) از ضخامت بالایی (حدود ۲۰۰ کیلومتر) برخوردار است که شاید پس از برخورد اولیه، از ضخیم‌شدگی لیتوسفر ناشی شده است (Agard et al., 2005).

بدیهی است که ماگمای گوشته‌ای پس از عبور از چنین لیتوسفر ضخیمی، آرایش را تجربه کرده باشد. اگر چه با بررسی‌های انجام شده توسط Malakotian و همکاران (۲۰۰۶) آلودگی گدازه‌های بازیک محور قروه-تکاب با پوسته بالایی محرز شده است. بررسی دقیق این گدازه‌ها می‌تواند برای شناسایی ترکیب و شرایط گدازش منبع، در یک پهنه برخورد قاره به قاره فعال پاسخگوی ابهامات بسیاری باشد. با بررسی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، عناصر خاکی کمیاب (REE)، عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و همچنین، تغییرات ایزوتوپی Sr-Nd گدازه‌های بازیک منطقه، چنین استنباط می‌شود که ماگمای اولیه تحت تأثیر فرورانش قاره‌ای سنوزوئیک قرار داشته است. بر اساس پژوهش‌های Torkian و Salehi (۲۰۱۴) آتشفشان‌های جوان شمال شرق

۲۰ تا ۳۵ میلیون سال از برخورد اولیه قاره به قاره و پایان فروورانش پوسته اقیانوسی در زیر این بخش از اوراسیا، تکاپوی آتشفشانی در غرب ایران فعال است (Van Hunen and Allen, 2011).

منطقه مورد مطالعه در پهنه سنج-سیرجان (شکل ۱-۲) که بر اساس پژوهش‌های Şengör و همکاران (۱۹۸۸) سرزمینی مشتق از گندوانا است و در محدوده ۴۷° تا ۴۸° طول شرقی و ۳۵°۱۹' تا ۳۶°۳۰' عرض شمالی واقع شده است. این منطقه در شمال غرب کشور و به طور عمده در محدوده استان‌های کردستان و همدان و به طور جزئی در منطقه آذربایجان غربی واقع شده است.

در اوایل مزوزوئیک-سنوزوئیک و طی فروورانش نئوتتیس، این پهنه در لبه جنوب غربی اوراسیا قرار داشته است. فلات ایرانی-ترکی ضخامت بالغ بر ۱/۵ تا ۲ کیلومتر دارد. بخش میانی فلات (شکل ۱-۲) ضخامت کمتری دارد (Allen et al., 2011a).

بر اساس پژوهش‌های Paul و همکاران (۲۰۱۰) ضخامت پوسته در پهنه سنج-سیرجان ۶۵ کیلومتر است. نتایج به دست آمده از پژوهش‌های Priestley و McKenzie (۲۰۰۶) ضخامت لیتوسفر منطقه حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر برآورد شده است و چنین استنباط می‌شود که با افزایش تکاپوهای آتشفشانی کواترنری از سمت شمال غرب به جنوب شرق، لیتوسفر ضخیم‌تر شده باشد (شکل ۱-۲). مراکز آتشفشانی کواترنری غرب ایران، با طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر، موازی با روند زمین‌درز بیتلیس-زاگرس قرار گرفته و با فوران‌های متناوب آرام و انفجاری مواد گداخته را برون ریخته‌اند. به طور کلی، آتشفشان‌های کواترنری غرب ایران طی سه مرحله فعالیت داشته‌اند: در مرحله نخست، فعالیت آتشفشانی به صورت انفجاری عمل کرده و

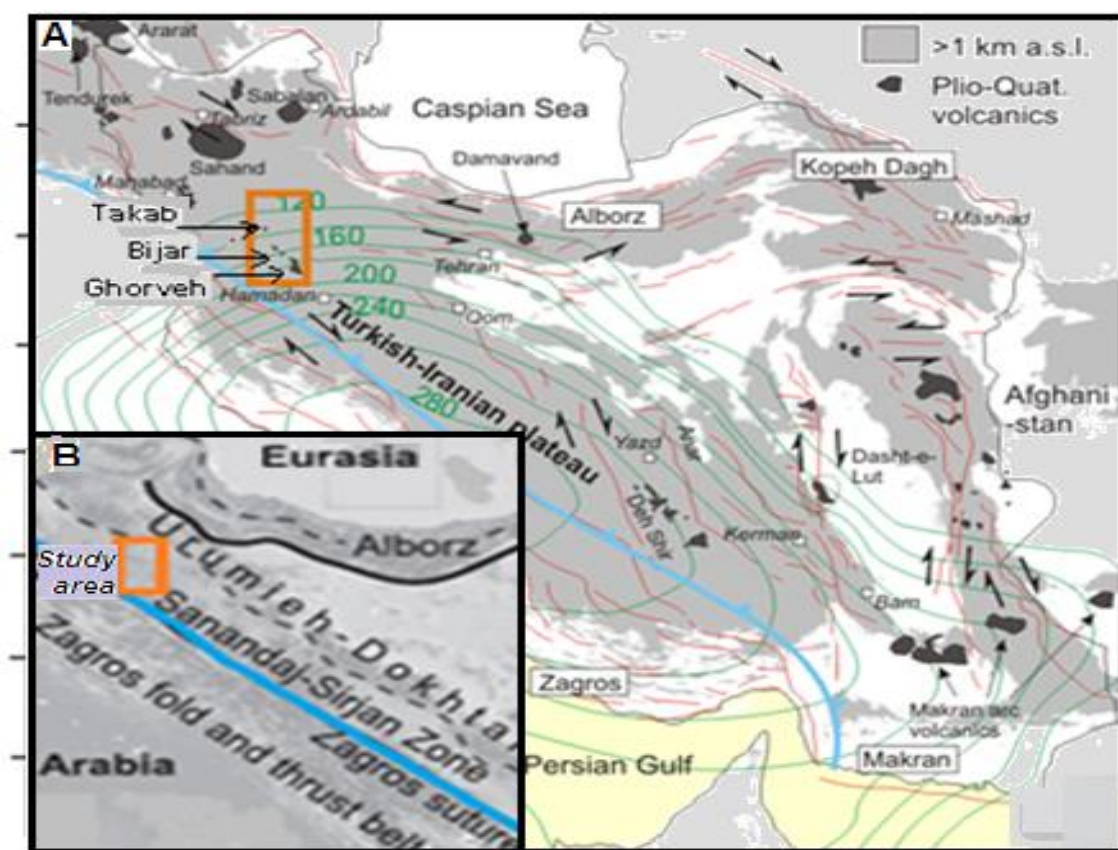
(et al., 1990). تکاپوی آتشفشانی فعال فلات ایرانی-ترکی بیش از نیمی از فلات را در بر گرفته است (Keskin, 2007). طی پلیوکواترنری، مراکز آتشفشانی عظیم و تکامل یافته (به عنوان مثال: آرات، سبلان و سهند) و مراکز آتشفشانی کوچک‌تری وقوع یافته‌اند (شکل ۱-۲) و اغلب آنها دارای مؤلفه‌های فروورانش هستند. طیف ترکیبی این گدازه‌ها کالک‌آلکان تا آلکان و حتی شوشونیتی است. این نوع ماگماتیسم مشابه با ماگماتیسم لبه فعال قاره یا درون صفحه است (Pearce et al., 1990). تنوع منبع و تفاوت درصد ذوب، سبب تغییرات شیمیایی گسترده در سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن و کواترنری فلات ایرانی-ترکی شده است. همان طور که ترکیبات آداکیتی سیلیس بالا نیز در این فلات گزارش شده‌اند (Jahangiri, 2007). بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی اخیر که توسط Azizi و همکاران (۲۰۱۳) انجام شده است آداکیت‌های پلیو-کواترنری شمال قروه ناشی از ذوب بخشی یک گوشته متاسوماتیزه (ذوب قطعه اقیانوسی فرورانده) دانسته شده است که توجیهی بر منشأ گدازه‌های بازالتی HNB این منطقه است. وجود پوسته اقیانوسی جوان در زیر پهنه سنج-سیرجان امکان لایه‌برداری از لیتوسفر را مطرح می‌کند که با نتایج به دست آمده از پژوهش‌های Pearce و همکاران (۱۹۹۰) همخوانی دارد یا می‌تواند متأثر از جدایش قطعه اقیانوسی نئوتتیس باشد که بر اساس مطالعات Keskin (۲۰۰۳) از جمله علل ایجاد ماگماتیسم شرق آناتولی عنوان شده و با پژوهش‌های Kheirkhah و همکاران (۲۰۰۹) علل ولکانیسم گسترده شمال غرب ایران باشد. با این وجود، هنوز ماهیت ماگماتیسم همزمان با برخورد کواترنری در منطقه کردستان مورد بحث است. پرسش این است که چرا پس از

شامل: مواد آذرآواری (خاکستر آتشفشانی تا بمب‌های دوکی شکل) است.

در مرحله دوم، میزان گاز درون منبع ماگمایی کاهش یافته و گدازه بازالتی بدون حفره تشکیل شده است و در مرحله سوم، به طور مجدد گاز درون مخزن ماگمایی افزایش یافته و فعالیت‌های آتشفشانی به شکل انفجاری رخ داده و اسکوری‌ها و بمب‌های دوکی‌شکلی را برون ریخته‌اند که فوران مذاب و نیمه مذاب را مطرح می‌کند. سرانجام، خروج گاز و ظهور چشمه‌های گرمایی، مراحل پایانی این فعالیت آتشفشانی است. آتشفشان‌های با ترکیب بازیک به شکل مخروط‌هایی کم ارتفاع متشکل از خاکستر، قطعات انفجاری همراه با روانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی و بازانیتی به رنگ خاکستری تیره و در مواردی نیز اکسیده شده و به رنگ قرمز ظهور یافته‌اند.

نمونه‌ها از روانه‌های گدازه‌ای در نزدیکی تکاب (قره‌طوره) و بیجار (ندری و طهمورث) و گدازه‌ها و بمب‌های اسکوری از درون مخروط‌های خاکستر قره (کوه سیاه و قراول، قرینه، ایلانلو و احمدآباد) یا از روانه‌های بازالتی که از نقاط یا شکاف‌های محلی برون ریخته‌اند، جمع‌آوری شده است (شکل ۲). اغلب ترکیبات گدازه‌های کواترنری مراکز آتشفشانی کردستان، بازیک (اولیوین‌بازالت، تراکی‌بازالت و هاوائیت) هستند. مراکز آتشفشانی کردستان از تناوب خاکستر و پومیس (احمدآباد، قرینه و قراول)، تناوب روانه و مواد انفجاری شامل: بمب‌های آتشفشانی کروی با هسته‌های گنیسی (طهمورث، ندري، قره‌طوره، کوه قراول و کوه قرینه) یا با ساخت منشوری (احمدآباد، ایلانلو و قره‌طوره) رخنمون یافته‌اند. مخروط‌های آتشفشانی بیجار از تناوب اسکوری و مواد پیروکلاستیک تشکیل شده‌اند که تراورتنی شدن آخرین مرحله تکاپوی آتشفشانی منطقه بوده است. بازالت‌های قره‌طوره (تکاب) از

طریق شکستگی‌های محلی به سطح راه یافته و گاه با دبی منشوری دیده می‌شوند که گدازه‌های بخش بالایی، توده‌ای شکل و در بخش پایین به صورت بلوکی دیده می‌شوند و شکل‌گیری این ساخت ناشی از شکستگی‌های موازی در مسیر برون‌ریزی ماگما بوده است. در کوه سیاه واقع در شمال قره، گدازه‌های ویزیکولار، ترکیب الیوین‌پیروکسن‌بازالت و تراکی‌بازالتی دارد (شکل ۲-۱). فعالیت آتشفشانی کوه قراول شامل: روانه‌های بازالتی و گدازه‌های انفجاری به صورت بمب‌های آتشفشانی است. در کوه ایلانلو گدازه‌های بازالتی-بازانیتی ستریلیه با ساخت منشوری (شکل ۲-۲) رخنمون یافته‌اند. در پیرامون این مراکز آتشفشانی علاوه بر گدازه‌ها، مواد آذرآواری و قطعات پرتابی به شکل بمب‌های آتشفشانی با طولی بیش از یک متر (شکل ۲-۳) و اسکوری‌های پر حفره و خاکستر وجود دارد (شکل ۲-۴). وجود بمب‌های آتشفشانی دوکی‌شکل (شکل ۲-۵) نشانگر انفجاری بودن اغلب فوران‌های آتشفشان‌های پراکنده کردستان (قره، بیجار و تکاب) و سرد شدن تدریجی مواد پرتابی در مجاورت هوا است. در هسته برخی از این بمب‌ها و همچنین، قطعات اسکوری، بیگانه سنگ‌هایی از جنس گنیس (شکل ۲-۶) وجود دارد که بازالت‌های ویزیکولار، آنها را احاطه کرده‌اند. این قطعات به پی‌سنگ دگرگونی منطقه متعلق بوده است که توسط ماگمای در حال صعود به سطح زمین آورده شده‌اند. در شمال غربی احمدآباد تونل‌ها و غارهای گدازه‌ای (شکل ۲-۷) دیده می‌شود که ناشی از انجماد سطحی و شارش گدازه‌ای داغ در درون است. ریخت‌شناسی مخروط‌های خاکستر و دهانه‌های مراکز نشان‌دهنده جوان بودن نسبی آنها است. سن نمونه‌های مراکز آتشفشانی قره و بیجار بر اساس یافته‌های Boccaletti و همکاران (۱۹۷۶) با روش پتاسیم-آرگون $0.8 \pm 1/3$ تا 0.15 ± 0.5 میلیون سال برآورد شده است.



شکل ۱- A) توزیع مراکز آتشفشانی اواخر سنوزوئیک روی نقشه توپوگرافی سایه‌دار ایران و در پهنه برخورد قاره‌ای عربی-اوراسیا. مراکز آتشفشانی از Emami و همکاران (۱۹۹۳) و گسل‌های فعال اواخر سنوزوئیک ایران از Walker و همکاران (۲۰۰۹) است. خطوط تراز سبز رنگ که ضخامت لیتوسفر قاره‌ای را نشان می‌دهند، بر اساس یافته‌های Priestley و McKenzie (۲۰۰۶) و مناطق سیاه رنگ، مراکز آتشفشانی پلیوکواترنری هستند. چهارگوش نارنجی رنگ موقعیت منطقه کردستان را در این شکل نشان می‌دهد؛ B) موقعیت منطقه کردستان را روی پهنه ساندج-سیرجان

روش انجام پژوهش

در مطالعات صحرایی پس از مطالعات جامع میدانی و نمونه‌برداری صحرایی از تمامی سنگ‌های بازیک کردستان (قروه، بیجار و تکاب) ۱۶۰ نمونه سنگی از واحدهای آتشفشانی بر اساس نوع سنگ‌شناختی و موقعیت جغرافیایی گدازه‌ها برداشت شد. از بین نمونه‌های سنگی برداشت شده پس از مطالعات میکروسکوپی، ۲۰ نمونه از آتشفشان‌های مناطق مختلف کردستان برای تجزیه شیمیایی و بررسی عناصر اصلی و کمیاب و تجزیه ایزوتوپی انتخاب شد. عناصر اصلی با دستگاه اسپکترومتر پیشرفته PANalytical

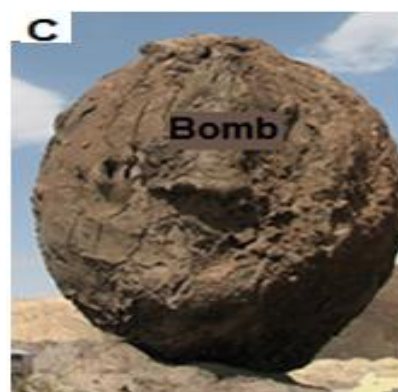
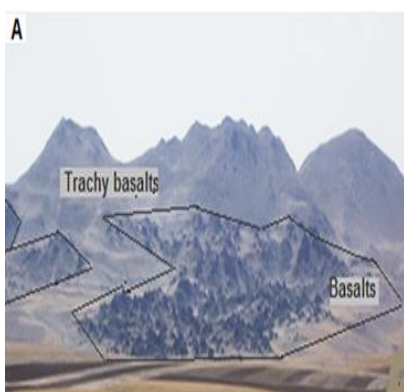
Axios XRF در گروه زمین‌شناسی دانشگاه Leicester انگلستان تجزیه گردید.

تجزیه عناصر کمیاب با روش القایی همراه با طیف‌سنجی جرمی پلاسما (CP-MS) و با دستگاه Perkin Elmer-Sciex Elan 6000 در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه Durham انگلستان انجام و این روش از استاندارد نیتریک اسید و هیدروفلوئوریک استفاده شده است. تجزیه ایزوتوپی Sr-Nd نمونه‌ها و آماده‌سازی پودرها در Holmes Isotope Geology Laboratory Arthur Durham (AHIGL) بخش علوم زمین دانشگاه Durham انگلستان انجام شده است. روش‌های آماده‌سازی

پژوهش‌های Dowall و همکاران (۲۰۰۳) ارایه شده است.

تجزیه تمامی نمونه‌ها برای هر ایزوتوپ به صورت جداگانه انجام شد (جدول ۱). ترسیم و پردازش نمودارها با نرم‌افزار Minpet نسخه ۲/۰۲ (Richard, 1995) انجام شده است.

نمونه‌ها و جداسازی شیمیایی پودرها با روش استاندارد HF-HNO₃ بر اساس مطالعات Dowall و همکاران (۲۰۰۳) بوده است. نمونه‌ها توسط جمع‌آوری کننده چندگانه MC-ICP-MS با سیستم ترموالکترون نیتون در آزمایشگاه AHIGL آزمایش شدند که این روش تجزیه‌ای بر اساس



شکل ۲- A) نمایی از مخروط آتشفشانی کوه سپاه؛ B) نمایی از ساخت منشوری گدازه‌های شمال ایلانلو؛ C) بمب آتشفشانی احمدآباد؛ D) نمایی از قطعات بمب‌ها و اسکوری‌های موجود در مخروط‌های خاکستر آتشفشان طهمورث؛ E) نمایی از بمب‌های اسکوری آتشفشان طهمورث؛ F) قطعه سنگ گنیسی از کوه قرینه که توسط بازالت‌های ویزیکولار در بر گرفته شده است؛ G) نمایی از غارهای گدازه‌ای احمدآباد.

جدول ۱- نتایج تجزیه داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپی سنگ‌های بازیک کواترنری غرب ایران

Area	Qorveh	Qorveh	Qorveh	Qorveh	Qorveh	Qorveh	Qorveh	Qorveh
	Garavol	Garavol	Ilanlu	Ilanlu	Ilanlu	Ilanlu	Gaينه	Kohe Siah
Sample	TBQ6-1	TBQ7-1	TBQ8-3	TBQ9-1	TBQ10-1	TBQ11-1	TBQ13-1	TBQ14-1
SiO ₂	46.07	46.09	45.04	45.96	46.25	46.56	47.13	44.45
TiO ₂	2.1	2.09	2.01	1.81	1.79	1.81	1.72	1.98
Al ₂ O ₃	14.08	13.92	13.61	12.57	12.71	12.6	12.76	13.36
Fe ₂ O ₃	10.16	10.06	9.85	9.24	9.26	9.46	8.02	10.53
MnO	0.14	0.14	0.15	0.13	0.13	0.13	0.12	0.16
MgO	9.48	9.6	9.83	10.76	10.68	10.67	8.39	9.54
CaO	9.3	9.1	10.72	10.23	9.59	9.5	10.08	9.84
Na ₂ O	4.52	4.21	5.09	3.56	4.15	3.81	4.96	4.65
K ₂ O	1.82	2.75	0.72	1.84	3.06	3.18	3.35	2.69
P ₂ O ₅	1.4	1.4	1.14	1.32	1.31	1.29	1.71	1.09
Ba	1080.18	1073.1	1299.51	1553.63	1493.3	1530.27	1759.19	1010.54
Rb	37.45	48.04	42.98	38.09	43.35	46.5	58.97	58.97
Sr	1392.57	1352.15	1487.71	2381.95	1981.19	2002.49	1911.55	1293.37
Cr	291.91	291.6	304.88	372.05	391.65	367.32	235.38	273.43
Ta	2.92	2.878	2.43	2.365	2.358	2.172	2.787	3.582
Nb	52.25	52.01	43.81	40.55	41.49	38.26	52.15	62.18
Hf	5.46	5.37	5.03	5.88	5.82	6.16	7.03	5.44
Zr	241.9	239.91	226.72	253.91	256.57	270.48	332.49	259.87
Ti	2.01	1.99	1.87	1.66	1.69	1.73	1.65	2.06
Y	23.91	23.9	23.13	22.46	22.95	23.83	24.12	26.28
Th	13.72	13.71	18.17	14.39	14.36	14.46	24.78	9.25
Cr	291.91	291.6	304.88	372.05	391.65	367.32	235.38	273.43
Ni	220.37	221.56	198.47	313.12	326.54	270.99	218.57	226.52
Sc	16.3	16.24	19.38	16.21	16.9	17.01	13.69	19.4
V	164.82	162.9	205.56	153.68	155.52	161.21	136.43	190.12
Zn	111.65	109.62	104.33	100.87	102.39	111.92	120.27	127.42
La	109.91	109.39	108.77	129.28	127.3	135.71	154.9	76.62
Nd	87.51	87.16	88.02	117.77	116.99	128.74	127.92	63.96
Sm	12.88	12.87	12.37	16.02	15.9	17.64	17.81	10.1
Gd	7.84	7.78	6.98	8.26	8.36	8.82	9.29	7.6
Yb	1.6	1.6	1.51	1.5	1.49	1.48	1.48	1.61
Dy	5.14	5.03	5.17	4.69	4.8	4.98	5.01	5.02
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705331	0.704985	0.705447	0.705119	0.704859	0.704809	0.705179	0.704958
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512701	0.512707	0.512672	0.512689	0.512669	0.512678	0.512683	0.512731

Area	Qorveh Gaineh	Qorveh Garieneh	Qorveh Ahmadabad	Bijar Nadri	Bijar Tahmures	Bijar Tahmures	Bijar Ahmadabad	Bijar Ahmadabad	Bijar Ahmadabad
Sample	TBQ17-1	TBQ18-1	TBQ20-1	TBQ3-4	TBQ4-5A	TBQ4-6A	TBQ4-7	TBQ5-4	TBQ5-11
SiO ₂	50.73	45.57	48.16	48.19	47.35	46.49	46.43	49.46	48.47
TiO ₂	1.55	1.61	1.74	2.19	1.4	1.87	1.78	1.39	1.81
Al ₂ O ₃	13.12	12.39	13.07	14.93	24.83	13.72	26.72	15.53	12.57
Fe ₂ O ₃	7.95	7.78	8.3	9.24	13.69	9.82	13.31	10.34	8.4
MnO	0.12	0.11	0.12	0.13	0.1	0.15	0.11	0.15	0.12
MgO	8.86	8.21	8.48	7.49	8.62	9.04	8.04	8.94	8.79
CaO	8.64	11.27	9.32	8.03	11.64	9.62	9.87	7.93	9.33
Na ₂ O	4.23	4.4	4.45	4.92	4.95	4.14	3.32	3.17	4.64
K ₂ O	2.81	3.28	3.32	2.93	2.95	2.67	1.51	1.39	3.24
P ₂ O ₅	1.07	1.64	1.53	1.22	0.92	1.05	0.44	0.39	1.73
Ba	1229.76	1560.88	2097.1	999.64	1015.49	980.15	954.94	520.93	2006.69
Rb	55.05	55.45	62.42	56.28	43.98	45.27	43.87	20.82	57.89
Sr	1181.84	1859.4	1675.56	1100.04	1378.29	1334.48	1340.35	697.38	1534.07
Cr	367.31	174.79	271.38	182.15	261.09	257.51	290.09	341.91	266.75
Ta	2.664	2.605	2.632	4.308	2.963	2.875	2.802	1.157	2.859
Nb	48.06	50.12	48.9	69.98	47.89	47.59	46.86	18.67	51.97
Hf	4.76	6.43	7.1	6.08	5.25	5.08	5.05	3.4	7.5
Zr	221.41	317.42	348.34	272.52	231.58	227.62	225.82	132.81	340.88
Ti	22	23.6	26.57	25.67	24.24	23.85	24.02	21.88	24.6
Y	18.36	23.18	27.06	12.07	10.14	9.83	9.69	10.26	26.44
Th	367.31	174.79	271.38	182.15	261.09	257.51	290.09	341.91	266.75
Cr	205.83	206.89	202.24	153	227.4	223.92	277.54	177.75	234.36
Ni	15.65	13.45	15.54	14.13	16.4	16.03	16.84	21.57	15.08
Sc	156.63	131.61	148.13	141.14	155.67	151.57	152.58	159.78	137.39
V	100.71	121.74	124.21	102.86	98.92	97.44	99.76	87.66	113.67
Zn	90.33	140.44	165.13	88.52	97.21	93.37	91.23	36.8	162.75
La	73.45	116.62	121.41	71.8	82.18	79.12	77.55	29.97	125.73
Nd	10.54	16.3	16.14	11.97	12.3	11.93	11.81	5.82	17.12
Sm	6.56	8.99	9.18	8.61	7.96	7.79	7.62	5.34	9.15
Gd	1.49	1.58	1.79	1.78	1.67	1.65	1.93	1.64	1.7
Yb	4.06	4.72	5.06	5.67	4.34	5.01	4.96	4.34	5.3
Dy	10.67	16.25	16.28	11.92	12.37	11.9	11.68	5.78	17.02
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705081	0.705243	0.705472	0.704806	0.704692	0.704666	0.704687	0.705998	0.705331
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512732	0.512679	0.512633	0.512742	0.512727	0.512713	0.512705	0.512705	0.512665

پتروگرافی

بر اساس مطالعات سنگ‌شناختی گدازه‌های غرب ایران، سنگ‌های آتشفشانی جوان شامل: بازالت، تراکی‌بازالت و بازانیت و هاوائیت هستند. خمیره روانه‌های بازیک و اسکوری‌ها از شیشه مافیک و میکرودرشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، اولیوین، کانی‌های اپاک و نفلین است و گدازه‌های تراکی‌بازالتی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن (شکل ۳-A) و اولیوین در بازالت‌ها، پلاژیوکلاز، آمفیبول (شکل ۳-B) و بیوتیت (شکل ۳-C) در اغلب نمونه‌های تراکی‌بازالتی وجود دارد. تجمعاتی از کانی‌های اولیوین با بافت گلومروکریست (شکل ۳-D) و بیگانه بلورهای از کوارتز با حاشیه واکنشی پیروکسن (شکل ۳-E) در برخی گدازه‌های اولیوین‌بازالتی دیده می‌شوند. وجود کوارتزهای خلیجی در گدازه‌ها، بیانگر هضم سنگ‌های اسیدی پوسته توسط ماگمای در حال نفوذ است (شکل ۳-F). بافت این سنگ‌ها میکروولیتی یک پورفیریک، هیالوپورفیریک، گلومروپورفیریک، وزیکولار، اینترسرتال و تراکیتی است.

اولیوین‌پیروکسن‌بازالت‌های وزیکولار و بازالت‌های فوئیددار کوه سیاه (قروه) با بافت هیالوپورفیریک تا میکروولیتی یک پورفیریک شامل: فنوکریست‌های اولیوین خودشکل با شکل سرنیزه‌ای تا نیمه شکل‌دار و پیروکسن (اوژیت تیتان‌دار) و فوئیدهای بسیار ریز است.

تراکی‌بازالت‌های کوه سیاه از فنوکریست‌های آلکالی‌فلدسپار، هورنبلند (شکل ۳-B) و بیوتیت تشکیل شده‌اند. گدازه‌های وزیکولار کوه قرینه شامل: اولیوین، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت

Area	Takab	Takab
	Garetureh	Garehtureh
Sample	TBQ1-1	TBQ1-2
SiO ₂	49.57	50.58
TiO ₂	1.7	1.71
Al ₂ O ₃	13.27	13.37
Fe ₂ O ₃	9.44	9.33
MnO	0.15	0.14
MgO	9.47	9.46
CaO	7.51	7.62
Na ₂ O	2.77	3.33
K ₂ O	3.33	3.06
P ₂ O ₅	0.98	0.91
Ba	852	825.67
Rb	103	97.33
Sr	547	531.62
Cr	419	421.11
Ta	2.26	2.083
Nb	36.3	32.95
Hf	7.8	7.84
Zr	299	290.84
Ti	26.9	25.84
Y	36.2	38.23
Th	419	421.11
Cr	232	214.38
Ni	23.37	23.37
Sc	177	165.44
V	81.61	81.61
Zn	49.2	45.42
La	69.1	68.08
Nd	12.8	13.05
Sm	8.43	8.25
Gd	2.19	2.15
Yb	5.55	5.34
Dy	13.1	12.84
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705668	0.705668
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512764	0.512764

است و طیف گسترده‌ای از تنوع ترکیبات شیمیایی از بازالت، تراکی‌بازالت، هاوائیت و بازائیت را نشان می‌دهد. در نمودار آلکالی در برابر سیلیس (شکل ۴) نمونه‌ها در محدوده آلکالن قرار گرفته‌اند.

درصد سیلیس نمونه‌های بازیگ کردستان از ۴۴/۴۵ تا ۵۰/۷۳ تغییر می‌کند و هاوائیت‌های منطقه قره‌طوره، تکاب (TBQ1.1 و TBQ1.2)، K_2O بالاتر و Na_2O پایین‌تری از بقیه نمونه‌ها به ویژه بازالت‌های ایلانلو (قره) دارند (جدول ۱). بازیگ‌ترین نمونه‌های منطقه (بازالت‌های ایلانلو)، حاوی بیش از ۱۰ درصد MgO ، $Ni > 300ppm$ و $Cr > 350ppm$ هستند که نشان‌دهنده تشابه بیشتر ترکیبات آنها به ماگمای اولیه است.

با افزایش SiO_2 در نمودارهای دوتایی، برخی از اکسیدهای عناصر اصلی (CaO و MgO) روندهای کاهشی نشان می‌دهند که با تفریق جز به جز اولیوین $\pm$ پیروکسن $\pm$ تیتانومگنتیت همخوانی دارد (شکل ۵-A و B).

در نمودار دوتایی Y در برابر Rb (Pearce et al., 1990) گدازه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های بازیگ شمال غرب ایران و گدازه‌های آتشفشان‌های تندورک و آرات در ترکیه مقایسه شده‌اند (شکل ۶). در این نمودار، تفریق مجموعه‌های کانی‌های بدون آب (پلاژیوکلاز، اولیوین، پیروکسن و مگنتیت که با ایتریوم سازگارند) و کانی‌های آب‌دار (آمفیبول که با ایتریوم ناسازگار است) مورد بررسی قرار گرفته است.

نمونه‌های کردستان در این مطالعه به طور غالب در محدوده ترکیبی گدازه‌های آتشفشانی تندورک قرار گرفته و دارای ایتریوم متوسط تا بالایی هستند که نشان‌دهنده تفریق کلینوپيروکسن و هورنبلند بازالتی است.

(شکل ۳-C) و فلدسپار است که وجود بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار در این سنگ‌ها به دلیل غنی بودن سنگ از پتاسیم است و می‌تواند به علت آرایش ماگمای بازالتی با پوسته اسیدی باشد.

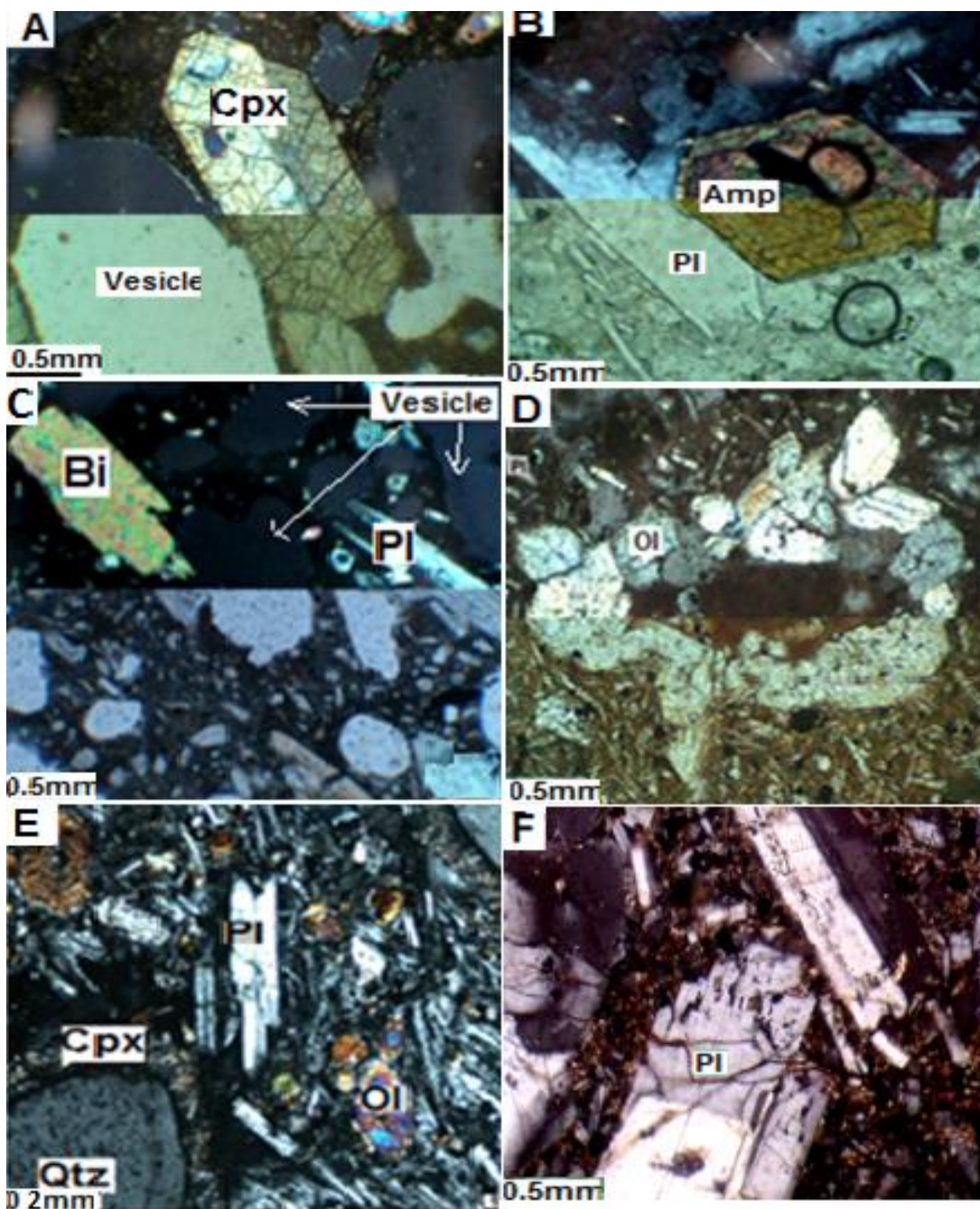
گذاره‌های قروه (کوه قراول، کوه ایلانلو و احمدآباد) شامل: فنوکریست‌های اولیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار همراه با گزنوکریست‌هایی از کوارتز در خمیره‌ای از شیشه بازیگ است که حضور زنونکریست کوارتز و همچنین، آنکلاوهای گنیسی در گدازه‌های مافیک این مراکز، نشانه‌هایی از آغشتگی با پوسته پتاسیک منطقه قروه هستند.

کانی‌های گدازه‌های ندري (بیجار) شامل: درشت‌بلورهای اولیوین (شکل ۳-D)، پیروکسن، آمفیبول و میکرودرشت‌بلورهای پلاژیوکلاز است و سنگ‌های آتشفشانی منطقه طهمورث (بیجار) اغلب از اولیوین و پیروکسن تیتان‌دار تشکیل شده‌اند و کوارتز با حاشیه واکنشی متشکل از سوزن‌های پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۳-E).

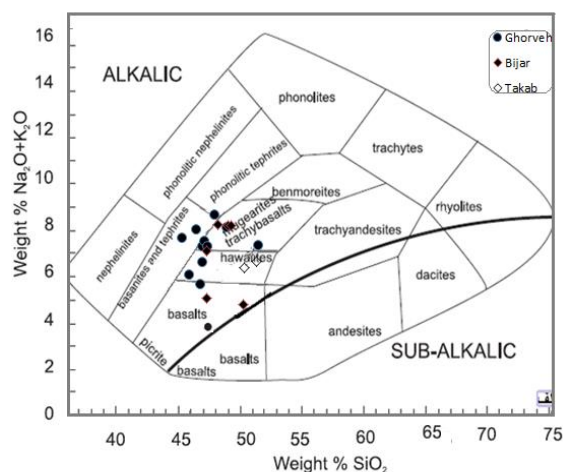
بازالت‌های منطقه قره‌طوره (تکاب) از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین به صورت درشت‌بلور و هم میکرودرشت‌بلور در خمیره سنگ تشکیل شده‌اند (شکل ۳-F) که ویژگی بازالت‌های آلکالن را نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلازها با بافت غربالی و حواشی خورده شده آرایش ماگمای اولیه را نشان می‌دهد.

ژئوشیمی

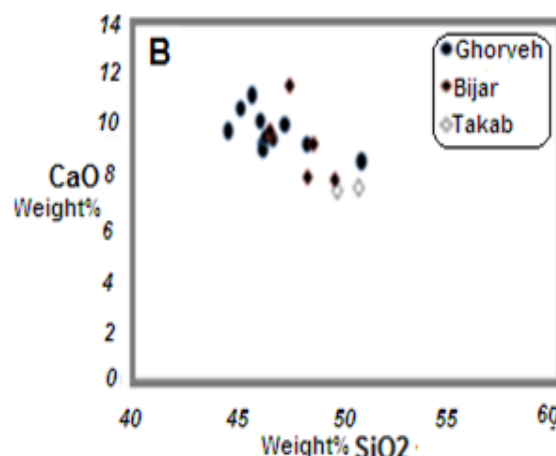
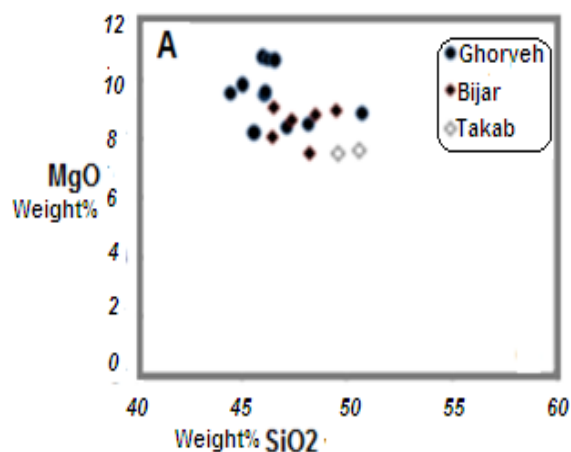
داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و ترکیبات ایزوتوپی استرانسیوم-نیئودیمیوم نمونه‌های منطقه در جدول ۱ ارائه شده است. محتوای سیلیس نمونه‌های برداشت شده از ۴۳ تا ۵۱ درصد متغیر



شکل ۳- A) درشت‌بلور خودشکل کلینوپیروکسن در اسکوری‌های کوه سیاه؛ B) درشت‌بلور خودشکل آمفیبول در سنگ‌های تراکی‌بازالتی کوه سیاه؛ C) درشت‌بلور بیوتیت در بازالت‌های ویزیکولار کوه قرینه؛ D) تجمعاتی از اولیوین در هیالوبازالت‌های منطقه ندری؛ E) بیگانه بلور کوارتز با حاشیه واکنشی کلینوپیروکسن در هیالوآولیوین بازالت‌های طهمورث؛ F) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی در تراکی‌بازالت‌های قره‌طوره.

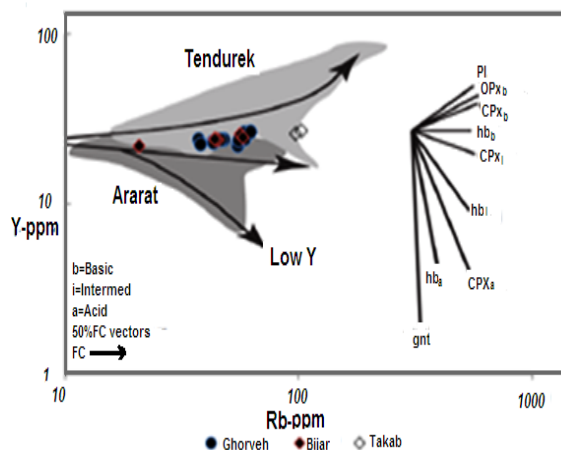


شکل ۴- نمودار درصد وزنی آلکالن در مقابل درصد وزنی SiO_2 برای گدازه‌های بازیک غرب ایران. مرزهای طبقه‌بندی از Cox *et al.*, 1979)



شکل ۵- (A) نمودار درصد وزنی MgO در برابر درصد وزنی SiO_2 ؛ (B) نمودار درصد وزنی CaO در برابر درصد وزنی SiO_2 برای گدازه‌های بازیک غرب ایران.

شکل ۶- روندهای تفریق بلوری (FC) گدازه‌های بازیک غرب ایران در مقایسه با مراکز آتشفشانی تندورک و آرارات. روندهای FC از Pearce و همکاران (۱۹۹۰) اقتباس شده است.
Pl=plagioclase, O=olivine, Opx=orthopyroxene, Cpx=clinopyroxene, Hb= hornblende, Gnt=garnet

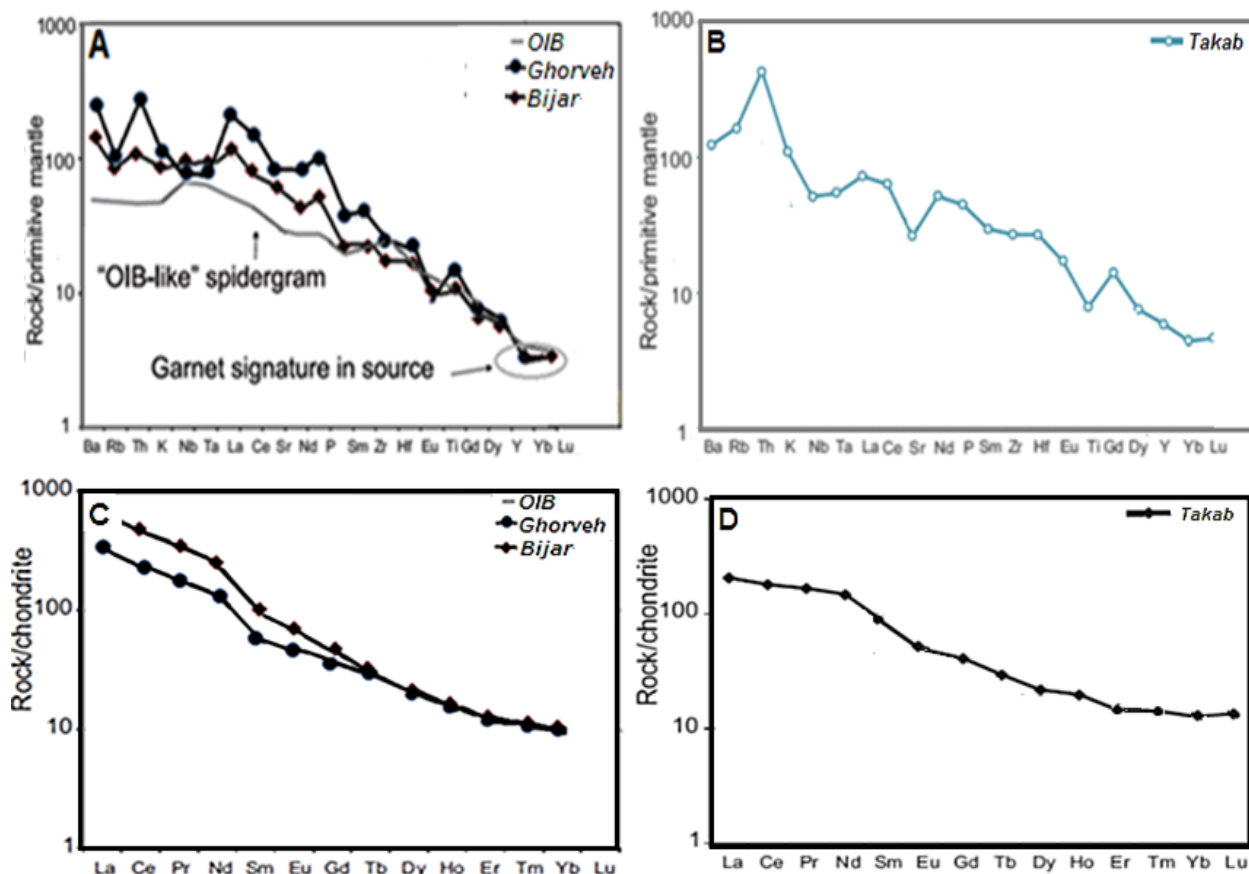


برای مطالعه آلودگی ماگمای اولیه بهنجارسازی شده‌اند. الگوهای REE در شکل ۷-C و D، نشان‌دهنده غنی‌شدگی ماگمای اولیه از LREE و

در شکل ۷-A و B، داده‌های عناصر خاکی کمیاب و نادر منطقه مورد بررسی با ترکیب گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹)

ناشی از فرورانش در منبع گوشته‌ای یا آلودگی پوسته‌ای را بر اساس Pearce و Peate (۱۹۹۵) منعکس می‌کنند. بی‌هنجاری منفی تیتانیوم در برخی نمونه‌ها مشهود است. روندهای شیب‌دار الگوهای REE و فراوانی‌های اندک HREE (شکل ۷) مبین آن است که گدازه‌های بازیک قروه و بیجار با ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای در محدوده پایداری گارنت (عمق بیش از ۸۰ کیلومتری) سازگار هستند.

HREE است. الگوهای عناصر کمیاب با غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE (به جز هاوایی‌ایت‌های تکاب با $La/Yb \sim 20$) و الگوهای پیر شیب REE ($45 < La/Yb < 101$)، مشخص شده‌اند. گدازه‌های بازیک منطقه به شدت از عناصر ناسازگاری مانند: لانتانانیم ($76ppm < La < 165ppm$) غنی شده هستند. در الگوهای بهنجار شده با گوشته اولیه، نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی Ta-Nb دارند که تأثیر مؤلفه‌های



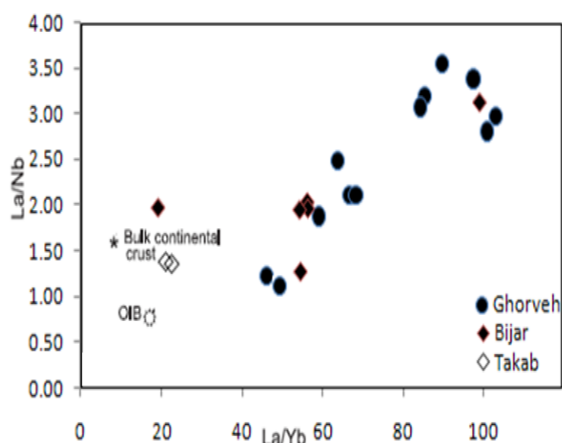
شکل ۷- A) الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده نمونه‌های قروه و بیجار نسبت به گوشته اولیه. مقادیر بهنجارسازی از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است؛ B) الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده نمونه‌های تکاب نسبت به گوشته اولیه. مقادیر بهنجارسازی از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است؛ C) الگوهای REE بهنجار شده نمونه‌های قروه و بیجار نسبت به کندریت. مقادیر بهنجارسازی از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است؛ D) الگوهای REE بهنجار شده نمونه‌های تکاب نسبت به کندریت. مقادیر بهنجارسازی از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است.

بیش از دو است. شیمی تمام نمونه‌های این پژوهش با ویژگی‌هایی مانند: نرخ بالای La/Nb و

نمونه‌های منطقه در نسبت‌های La به Nb متغیر است (شکل ۸) و به طور غالب این نسبت

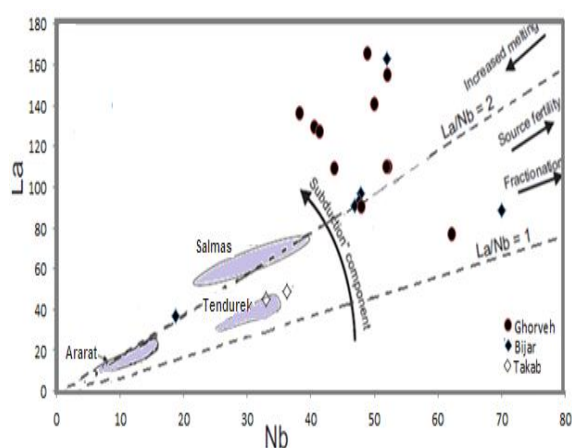
ناشی از آخرین مراحل ماگماتیسم این منطقه است. درجه ذوب‌شدگی نمونه‌هایی که نرخ La/Yb بالایی دارند به افزایش نسبت La/Nb گدازه‌ها مرتبط است و همبستگی مثبتی را نسبت به یکدیگر نشان می‌دهند. روند کلی نمونه‌های قروه-بیجار هیچ خط سیری را به سمت پوسته قاره‌ای کلی (Bulk continental crust) نشان نمی‌دهند اما به روند بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) تمایل بیشتری دارند.

در نمونه‌های غرب ایران، بین نرخ‌های La/Nb و عناصر کمیاب سازگار مانند: نیکل و کروم (شکل ۱۰-A و B) یا شاخص‌های تفریق عناصر اصلی مانند MgO (شکل ۱۰-C) ارتباط واضحی وجود ندارد. این مسأله نشان می‌دهد که تغییر در ارزش‌های La/Nb گدازه‌ها ناشی از فرآیندهای تفریق ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای نیست (Pearce and Peate, 1995).

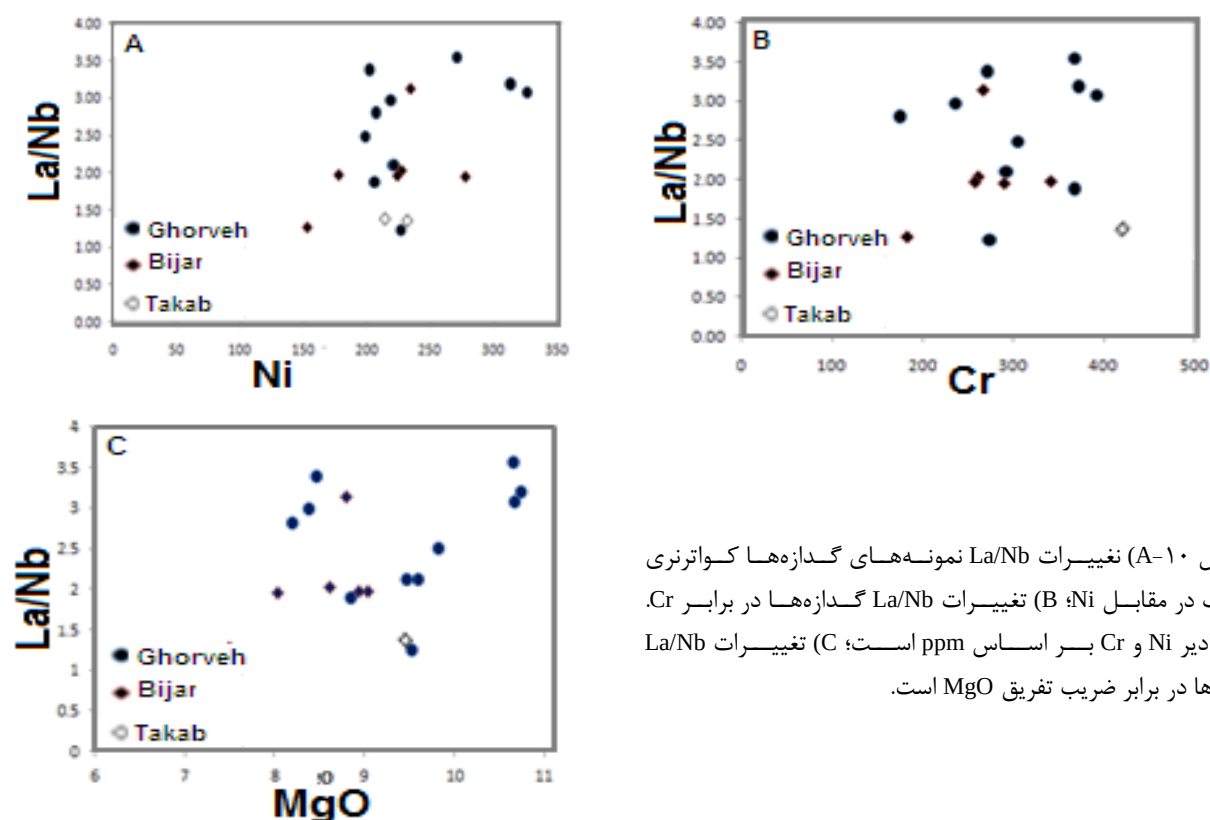


شکل ۹- نمودار تغییرات La/Nb را در برابر La/Yb برای گدازه‌های کواترنری غرب نشان می‌دهد. ترکیب کلی پوسته قاره‌ای از Rudnick و Fountain (۱۹۹۵) و داده‌های OIB از Sun و McDonough (۱۹۸۹) اقتباس شده است.

افزایش LILE، تأثیر فرورانش را بر ماگمای اولیه گدازه‌های منطقه نشان می‌دهد. در این نمودار، هاوایت‌های تکاب در محدوده تراکی‌بازالت‌های تندورک قرار دارند و La و Nb کمتری نسبت به سایر نمونه‌های غرب ایران دارد و درصد ذوب بالاتر و تفریق پایین‌تری را در منشأ نشان می‌دهد (Kheirkhah *et al.*, 2009). نرخ‌های La/Nb گدازه‌ها در محدوده‌ای حدود $1/2$ تا $3/5$ است که چنین تنوعی در نسبت La/Nb مجموعه‌های ماگمایی بازیک همزمان، غیرعادی است و معمولاً در مراکز آتشفشانی دیگر فلات ایران-ترکی دیده نشده است. زیرا معمولاً نسبت‌های La/Nb ماگماهای بازیک، تحت تأثیر فرآیندهای ذوب بخشی یا تفریق قرار نمی‌گیرند. در نمودار نسبت‌های La/Nb در برابر La/Yb (شکل ۹) پایین‌ترین نسبت‌های La/Nb به نمونه‌هایی از مخروط‌های خاکستر قروه متعلق است که به ظاهر



شکل ۸- نمودار La در برابر Nb برای گدازه‌های کواترنری غرب ایران. محدوده‌های آبی رنگ گدازه‌های شمال غرب ایران بر اساس پژوهش‌های Kheirkhah و همکاران (۲۰۰۹) است.



شکل ۱۰- تغییرات La/Nb نمونه‌های گدازه‌ها کواترنری (A) در مقابل Ni (B) تغییرات La/Nb گدازه‌ها در برابر Cr. مقادیر Ni و Cr بر اساس ppm است؛ (C) تغییرات La/Nb نمونه‌ها در برابر ضریب تفریق MgO است.

بحث

شود. در پتروژنز سنگ‌های آذرین، تغییرات عناصر Nb و Ta دارای اهمیت بسیاری است. روتیل با ضرایب تقسیم‌پذیری بالایی از Nb و Ta به عنوان عامل بی‌هنجاری‌های منفی Nb در ماگماهای مرتبط با فروران‌ش شناخته شده است (Foley and Wheller, 1990). ترکیبات Nb بالا، عدم وجود روتیل را در منبع نشان می‌دهد. نمونه‌هایی با ارزش‌های La/Nb بالا، گدازش از منبعی روتیل‌دار را مطرح می‌کنند. در مجموع، با بررسی سنگ‌های منطقه مشخص شده است که طیف ترکیبی گدازه‌های قروه-بیجار با نرخ‌های بالاتری از La/Nb می‌توانند متأثر از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای غنی باشند که این منبع به تدریج از کانی‌های گارنت، آمفیبول، روتیل و نیز از عناصر کمیاب ناسازگار تهی شده است (Allen et al., 2013).

نسبت‌های عناصر Nb/Ta (تفریق روتیل و آمفیبول) و Zr/Hf (تفریق گارنت) نمونه‌های

در اثر فروران‌ش پوسته اقیانوسی تتیس به زیر اوراسیا، شار دگرسنگ‌شدگی بسیار محتمل است و می‌تواند در تغییر ویژگی‌های عناصر کمیاب گدازه‌های کواترنری غرب ایران فرآیندی تأثیرگذار باشد. استنباط می‌شود که سیالات ناشی از فروران‌ش، سبب باروری از LILE و بی‌هنجاری منفی Nb-Ta در گوشته لیتوسفری اوراسیا شده‌اند که با مطالعات کانی‌شناسی منطقه می‌توان نشانه‌های فروران‌ش را در ماگماتیسم قاره‌ای ملاحظه نمود. در منابع گوشته‌ای، آمفیبول، روتیل و فلوگوپیت می‌توانند وجود داشته باشند و در شرایطی که درجه ذوب شدگی پایین باشد، نسبت‌های اندکی از آمفیبول یا روتیل ممکن است طی ذوب بخشی مصرف شوند. در این صورت باید فرآیند ذوب آن چنان سریع باشد که مذاب‌ها همگن نشوند و طیفی از ماگماهای بازیک تشکیل

فراوانی‌های این عناصر بسیار بالاتر از ترکیب کل پوسته قاره‌ای است (Rudnick and Fountain, 1995). نتایج مربوط به ایزوتوپ‌های Sr و Nd برای نمونه‌های منطقه در شکل ۱۳ رسم شده است. در این نمودار نمونه‌ها با نسبت‌های ایزوتوپی $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (۰/۵۱۲۶۳ تا ۰/۵۱۲۷۶) و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (۰/۷۰۴۶۷ تا ۰/۷۰۶۰۰) نزدیک به محدوده ترکیب کل زمین قرار گرفته‌اند و با مراکز آتشفشانی سلماس در شمال غرب ایران تشابه بیشتری نشان می‌دهند.

در شکل ۱۴ از نسبت‌های Dy/Yb در برابر Nb/Yb برای تعیین درصد ذوب بخشی گدازه‌ها از منشأ گارنت‌پریدوتیت یا اسپینل‌پریدوتیت استفاده شده است. با توجه به این نمودار، استنباط می‌شود که گدازه‌های قروه و بیجار از ذوب بخشی پایین و نمونه‌های تکاب از ذوب بخشی بالاتر منبع گارنت‌لرزلولیتی شکل گرفته‌اند.

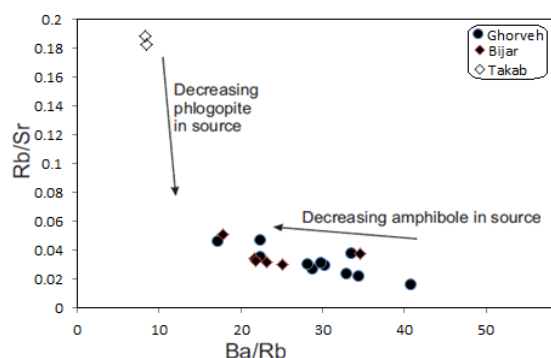
مدل‌های ارایه شده برای تولید ماگما در پهنه برخورد قاره ای عربی-اوراسیا، در آناتولی شرقی و شمال غرب ایران بر اساس پژوهش‌های Kheirkhah و همکاران (۲۰۰۹) لایه‌لایه‌شدگی لیتوسفر بر اساس نتایج Pearce و همکاران (۱۹۹۰) استنباط شده و شکست قطعه اقیانوسی فرورونده با پژوهش‌های Keskin (۲۰۰۳) مطرح شده است. برای مراکز آتشفشانی عظیم شرق ترکیه، ارمنستان و شمال غرب ایران که ضخامت لیتوسفر اندک (۶۰ کیلومتر) است، چنین ماگماتیزیسی امکان‌پذیر بوده است. اما به علت ضخامت لیتوسفر منطقه (حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر) بنابر یافته‌های Priestley و McKenzie (۲۰۰۶) این سازوکارها نمی‌توانسته‌اند برای تولید گدازه‌های کواترنری این منطقه کارساز باشد. در هر صورت، شارهای مشتق از صفحه پایین رونده ممکن است سبب انتقال عناصر کمیاب مرتبط با فروورانش به گوشته اوراسیا شده باشد و

کردستان طی ذوب بخشی همبستگی مثبتی را نشان می‌دهد (شکل ۱۱) که با جزبه‌جزشدگی این عناصر طی تولید ماگما سازگار است (Pfander *et al.*, 2007). گدازه‌های غرب ایران (قروه) با ارزش‌های Zr/Hf و La/Yb بالاتر، کم‌ترین درجه ذوب بخشی را نشان می‌دهند و گدازه‌های تکاب و نمونه‌ای از بیجار با پایین‌ترین این نسبت‌ها، بیشترین درصد ذوب بخشی را مطرح می‌کنند و بنابراین، در محدوده ترکیبی OIB واقع می‌شوند.

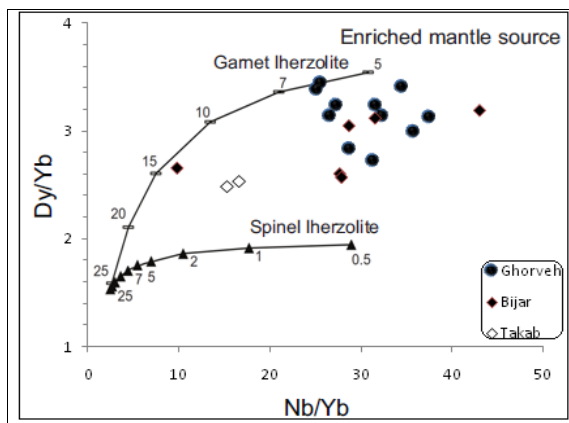
تغییرات نرخ‌های Nb/Ta گدازه‌های کردستان می‌تواند با وجود آمفیبول و روتیل در منبع گوشته‌ای قابل توضیح باشد (شکل ۱۱). به طوری که ذوب روتیل و آمفیبول در منبع، نرخ Nb/Ta مذاب را افزایش می‌دهد. نرخ بالای Rb/Sr در گدازه‌ها مبنی بر حضور فلوگوپیت و ارزش‌های بالای Ba/Rb (شکل ۱۲) آمفیبول (ریشتریت پتاسیم‌دار) را در منبع نشان می‌دهد (Tiepolo *et al.*, 2003). محتوای به نسبت بالای K_2O (حدود سه درصد وزنی) در گدازه‌های منطقه و بی‌هنجاری‌های منفی Sr در الگوهای عناصر کمیاب نمونه‌هایی که نرخ La/Nb بالایی دارند با وجود ریشتریت پتاسیم‌دار در منشأ همخوانی دارد (Spath *et al.*, 2001). نرخ‌های Ba/Rb نمونه‌های تکاب نسبت به گدازه‌های مناطق دیگر کمتر است. در نمودار Rb/Sr در برابر Ba/Rb (شکل ۱۲) هاوائیت‌های تکاب با قرارگیری در روند Rb/Sr بالا، فلوگوپیت را در منبع گوشته‌ای نشان می‌دهند. در حالی که ترکیب کلی نمونه‌های قروه و بیجار از روند Rb/Sr پایین و Ba/Rb بالا که روند معمول منابع آمفیبول‌دار است، تبعیت می‌کند.

الگوهای بهنجار شده عناصر کمیاب (شکل ۷- A) با تشکیل خوشه‌های متمایز و ایجاد قله‌هایی در عناصر Th, Ba و La می‌توانند تأثیر پوسته قاره‌ای را در ماگمای منطقه نشان دهند. اگر چه

ویژه در امتداد گسل‌های امتداد لغز (Walker *et al.*, 2009) سبب تشکیل مراکز آتشفشانی شده‌اند که ولکانیسم غرب ایران، با روندی موازی با روند اصلی زمین‌ساخت منطقه (SE-NW)، شاهدهی از فروانش حاشیه غیر فعال عربی به زیرحاشیه فعال اورزیا است.



شکل ۱۲- نمودار Rb/Sr در برابر Ba/Rb (Furman and Graham, 1999). فلش‌های شماتیک کنترل‌های ذوب بخشی فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ ماگمای گدازه‌ها کواترنری غرب هستند.

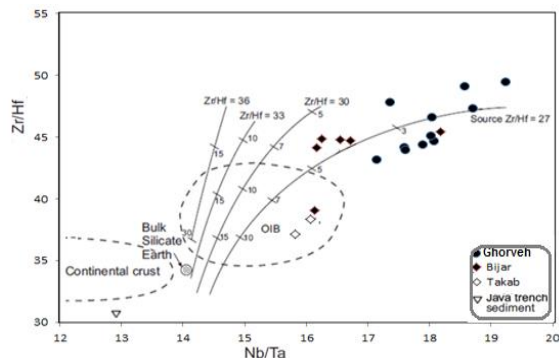


شکل ۱۴- نمودار ذوب بخشی منشأ غنی شده (Fitton and Godard, 2004). موده‌های منشأ شامل:

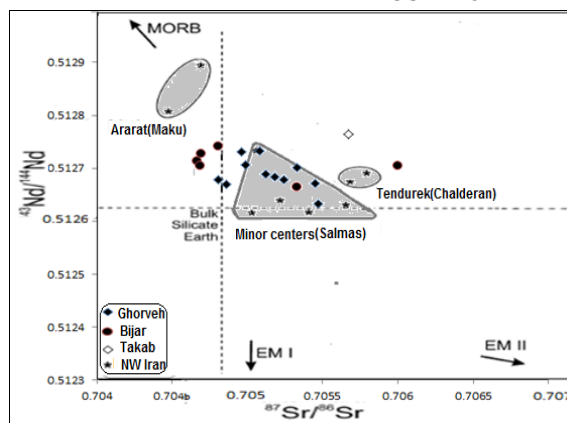
Spinel lherzolite - ol = 0.578, Opx = 0.27, Cpx = 0.119, Sp = 0.033; Garnet lherzolite - 0.598, 0.211, 0.076, Gnt = 0.115.

Melt modes: Spinel lherzolite - 0.1, 0.27, 0.5, Gp = 0.13; Garnet lherzolite - 0.05, 0.2, 0.3, Gnt = 0.45

طی کواترنری گوشته لیتوسفری بارور شده، متحمل گدازش اندکی شده باشد. بسیاری از انواع ماگماتیسم پهنه برخوردی ناشی از ذوب گوشته بارور شده طی فروانش، تفسیر شده‌اند (Tommasini *et al.*, 2011). در اواخر سنوزوئیک، کشش‌های محلی در سرتاسر فلات ایرانی-ترکی به



شکل ۱۱- نمودار Zr/Hf در برابر Nb/Ta نشان‌دهنده ذوب بخشی گدازه‌ها کواترنری غرب ایران از منابع گارنت‌دار (Zr/Hf)، آمفیبول و روتیل‌دار (Nb/Ta) است. منحنی‌های ذوب منبع بر اساس Pfander و همکاران (۲۰۰۷)، ترکیب کلی سیلیکات زمین و ترکیب OIB و پوسته قاره‌ای از Munker و همکاران (۲۰۰۳) است.



شکل ۱۳- نمودار نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd گدازه‌های غرب ایران در مقایسه با سنگ‌های بازیک کواترنری شمال غرب ایران (Kheirkhah *et al.*, 2009). نمونه‌های گدازه‌ها کواترنری غرب ایران، نزدیک به ترکیب کل زمین قرار گرفته‌اند. داده‌های گوشته MORB تهی شده (DMM) از Workman و Hart (۲۰۰۵) اقتباس شده است. ترکیبات گوشته غنی شده نوع I(EMI) و گوشته غنی شده نوع II (EMII) از Zindler و Hart (۱۹۸۶) است.

نتیجه‌گیری

گدازه‌های بازیک کواترنری غرب ایران از شمال همدان تا تکاب با روند NW-SE همسو با روند زمین‌درز زاگرس در فلات ایرانی-ترکی برون ریخته‌اند و شامل: بازانیت، هاوائی‌ایت و بازالت‌های قلیایی با طیف وسیعی از عناصر کمیاب است. این گدازه‌ها در بازه زمانی کوتاهی در کواترنری، مراکز آتشفشانی پراکنده‌ای را در پهنه سنندج-سیرجان شکل داده‌اند که نمودی از ماگماتیسم پهنه برخورد قاره-قاره با اثرهای ناشی از فرورانش هستند. سنگ‌هایی که ارزش‌های La/Nb و La/Yb بالاتری دارند، ذوب بخشی پایین منبع غنی شده را در محدوده پایداری گارنت نشان می‌دهند. گدازه‌های منطقه غنی از عناصر ناسازگاری هستند که از گوشته لیتوسفری اوراسیا به ارث برده‌اند. با مطالعات زمین‌شیمیایی نسبت‌های عناصر خاکی کمیاب گدازه‌های غرب ایران، ذوب بخشی درجه پایین از یک منبع پریدوتیت‌گارنت و آمفیبول‌دار مشخص شده است. همچنین، منبع گدازه‌های قروه و بیجار حاوی مقادیر متفاوتی از آمفیبول (ریشتریت پتاسیم‌دار) و روتیل است. شارش‌های گدازه‌ای تکاب در شمال منطقه مورد مطالعه،

پتاسیک هستند و ارزش‌های Rb/Sr بالا و Ba/Rb پایینی دارند که سازگار با حضور فلوگوپیت در منبع گوشته‌ای است. هر چند سازوکار تولید ماگماتیسم غرب ایران هنوز مبهم است اما با توجه به لیتوسفر ضخیم غرب ایران در شمال پهنه برخوردی (بیش از ۲۰۰ کیلومتر) مدل‌های پیشنهادی لایه‌شدگی لیتوسفر و شکست قطعه در بروز این ماگماتیسم جوان (پس از حدود ۳۰ میلیون سال از رخداد برخورد قاره‌ای) پذیرفته نیست.

سپاسگزاری

این پژوهش تحت حمایت مالی و علمی پروژه بین‌المللی (Orogenic plateau magmatism) نگاشته شده است. نگارنده از پورفسور مارک آلن از دانشگاه دورهام انگلستان برای همکاری‌های ارزشمند علمی و آزمایشگاهی و از دکتر محمدهاشم امامی، حسین برخورداری، سحر ملکی و پروانه شجاعی برای مطالعات صحرایی و از مساعدت‌های مسئولین پژوهشکده علوم زمین و سازمان زمین‌شناسی کشور در فراهم آوردن تسهیلات مطالعات صحرایی بسیار سپاسگزاری می‌نماید.

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across zagros (Iran). constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science* 94: 401-419.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H. and Jones, S. J. (2011a) Right-lateral shear across and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 184: 555-574.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and Mcleod, C. (2013) Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan Province, Iran. *Journal of Petrology* 54: 887-911.
- Azizi, H., Yoshihiro, A. and Motohiro, T. (2013) Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *International Geology Review* 56:167-186.
- Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R. Motamed, A., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. and Amin Sobhani, E. (1976) Neogene and Quaternary volcanism of the Bijar area (western Iran).

- Bulletin of Volcanology 40: 122-132.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The classification of igneous rocks. Allen and Unwin, London.
- Dowall, D. P., Nowell, G. M. and Pearson, D. G. (2003) Chemical pre-concentration procedures for high-precision analysis of Hf-Nd-Sr isotopes in geological materials by plasma ionization multi-collector mass spectrometry (PIMMS) techniques. In: Plasma source mass spectrometry: applications and emerging technologies (Eds. Holland, J. G. and Tanner, S. D.) 321-337. Royal Society of Chemistry, Cambridge.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M. and Omrani, S. J. (1993) Magmatic map of Iran 1/1000000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Fitton, J. G. and Godard, M. (2004) Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. In: Origin and evolution of the Ontong Java Plateau (Eds. Fitton, J. G., Mahoney, J. J., Wallace, P. J. and Saunders, A. D.) Special Publication 229: 151-178. Geological Society, London.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island-arc volcanics and continental potassic igneous rocks the role of residual titanites. Chemical Geology 85: 1-18.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Lithos 48: 237-262.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30: 433-447.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G. (1998) Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars plateau, northeastern Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85: 355-404.
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steepening and break off beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters 30: 1-4.
- Keskin, M. (2007) Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume. In: Plates, plumes and planetary processes (Eds. Foulger, G. R. and Jurdy, D. M.) Special Papers 409: 1-25. Geological Society, America.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. and Emami, M. (2009) Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. Journal of Volcanology and Geothermal Research 182: 1-12.
- Malakotian, S., Hagh-Nazar, Sh., Ghorbani, M. and Emami, M. H. (2006) Magmatic evolution in Quaternary basaltic rocks in Ghorveh-Takab axis. Geosciences 16(64): 166-178 (in Persian).
- Munker, C., Pfander, J. A., Weyer, S., Buchl, A., Kleine, T. and Mezger, K. (2003). Evolution of planetary cores and the Earth-Moon system from Nb/Ta systematics. Science 301: 84-87.
- McQuarrie, N., Van Hinsbergen, D. J. (2013) Retro-deforming the Arabia-Eurasia collision zone: age of collision versus magnitude of continental subduction. Geology 41: 315-318.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Pequegnat, C. (2010) Seismic imaging of the lithospheric structure of the zagros mountain belt (Iran). In: Tectonic and stratigraphic evolution of zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic (Eds. Leturmy, P. and Robin, C.) Special Publications 330: 5-18. Geological Society, London.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., DeLong, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Guner, Y., Sargolu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S. and Mitchell, J. G. (1990) Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 44: 189-229.

- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23: 251-285.
- Pfander, J. A., Munker, C., Stracke, A. and Mezger, K. (2007) Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basaltic, implications for crust-mantle differentiation and the fate of niobium. *Earth and Planetary Science Letters* 254: 158-172.
- Priestley, K. and McKenzie, D. (2006) The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. *Earth and Planetary Science Letters* 244: 285-301.
- Richard, L. R. (1995) Mineralogical and petrological, data processing system for windows 2.02. Minpet Geological Software-Logiciel Géologique Minpet, Quebec.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267-309.
- Şengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K. J. (1988) Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. In: Gondwana and Tethys (Eds. Audley-Charles, M. G. and Hallam, A.) *Special Publications* 37: 119-181. Geological Society, London.
- Spath, A., Le Roex, A. P. and Opiyo-Akech, N. (2001) Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism the Chyulu Hills volcanic province, southern Kenya. *Journal of Petrology* 42: 765-787.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Special Publications* 42: 313-345. Geological Society, London.
- Torkian, A. and Salehi, N. (2014) The study of petrography, geochemistry and petrogenesis of the basaltic rocks, NE-Qorveh (Kurdistan). *Journal of Petrology* 19: 52-37.
- Tommasini, S., Avanzinelli, R. and Conticelli, S. (2011) The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites. *Earth and Planetary Science Letters* 301: 469-78.
- Tiepolo, M., Zanetti, A., Oberti, R., Brumm, R., Foley, S. and Vannucci, R. (2003) Trace-element partitioning between synthetic potassic-richterites and silicate melts, and contrasts with the partitioning behavior of pargasites and kaersutites. *European Journal of Mineralogy* 15: 329-340.
- Van Hunen, J. and Allen, M. B. (2011) Continental collision and slab break-off: a comparison of 3-D numerical models with observations. *Earth and Planetary Science Letters* 302: 27-37.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J. (2004) Contemporary crustal deformation and plate kinematics in middle east constrained by GPS measurements in Iran and northern Iran. *Geophysical Journal International* 157: 381-398.
- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M. (2009) Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International* 177: 783-805.
- Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231: 53-72.
- Zindler, A. and Hart, S. (1986) Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 493-57.

Quaternary Syn-collision volcanism in north of the Sanandaj-Sirjan zone, magmatism within an active orogenic plateau

Monireh Kheirkhah *

Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Abstract

The Quaternary volcanism from north of Sanandaj-Sirjan zone, in the west of Iran is a part of widespread series of the Quaternary syn-collisional magmatism in the Turkish-Iranian high plateau. This plateau is a part of the active Arabian-Eurasian collision zone. The basic lavas (basanites, hawaiites and alkali basalts) were erupted with main trend (NW-SE) of the Bitlis-Zagros Suture. Most of the basic lavas from the study area (Qorveh-Bijar region) show enrichment in the large ion lithophile elements (LILE, e.g., Rb, Ba, Sr) and light rare earth elements (LREE), the Takab basaltic rocks have lower LREE. The La/Nb ranging for all of the lavas is >1 . Sr- Nd isotope ratios of these basalts reflect mantle source characteristics. The negative Nb anomaly and fractionation of LILE in these rocks may be depending on fractionation of minerals (Amphibole, Rutile) in the source. The geochemical characteristics suggest that, these rocks could be developed from small melting of thick Eurasia lithospheric mantle underneath the Turkish-Iranian plateau. The lithosphere delamination or slab break-off mechanisms in the study area with this thickness (~150-200 km) from metasomatised lithospheric mantle could not be the causes for partial melting of this mantle and finally ascent the magma in the study area. The generation of the Kurdistan lava is related to the melting of metasomatized mantle beneath this area which is an indication of subduction of Tethys underneath Eurasia prior to collision.

Key words: Basic lavas, Partial melting, Lithospheric mantle, West of Iran, Sanandaj-Sirjan zone, Turkish-Iranian plateau

* m_kheirkhah@gsi.ir