

منشأ و جایگاه تکتونوماگمایی دایک‌های شمال مشهد اردهال

بهناز حسینی^۱، احمد رضا احمدی^۱ و مژگان قنبری دولت‌آبادی^۲

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران
^۲کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، آشتیان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۸/۲۴

چکیده

مجموعه دایک‌های شمال مشهد اردهال که درون سنگ‌های رسوبی و آذرین ائوسن نفوذ یافته‌اند، معرف بخشی از فعالیت ماگمایی تشریری در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر هستند. این سنگ‌ها که از دید ژئیتیکی با هم مرتبط هستند، ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت و تراکی آندزیت و از نوع توله‌ایتی تا کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط دارند. در الگوهای عناصر خاکی کمیاب، LREE در مقایسه با HREE غنی‌شدگی کمی نشان می‌دهد. ویژگی‌های الگوهای عناصر ناسازگار شامل غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE در مقایسه با REE مشابه سنگ‌های آذرین مناطق فرورانش است. این سنگ‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط فعالیت ماگمایی جزایر کماتی و حواشی فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. شواهد ژئوشیمیایی و همچنین همراهی سنگ‌های آذرین با توفیت‌های سبز و دیگر رسوبات کم‌ژرفای دریایی منطبق با تشکیل این سنگ‌ها در حوضه کششی پشت کمان قاره‌ای است.

کلیدواژه‌ها: دایک، ژئوشیمی، حوضه پشت کمان قاره‌ای، کمربند ارومیه- دختر، مشهد اردهال.

*نویسنده مسئول: بهناز حسینی

E-mail: be.hosseini@pnu.ac

۱- پیش‌نوشتار

کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین خروجی و درونی با سن ائوسن تا کواترنری است که اوج این فعالیت‌های ماگمایی در ائوسن صورت گرفته است (Stocklin, 1974; Omrani et al., 2008; معین‌وزیری، ۱۳۷۷). ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای آتشفشانی از بازالت تا ریولیت متغیر است. سنگ‌های نفوذی با ترکیب دیوریت تا گرانیت به صورت توده‌های کوچک و بزرگ و همچنین دسته‌های دایک و سیل سنگ‌های کهن‌تر این کمربند ماگمایی را قطع کرده‌اند. واحدهای آذرین بیشتر از نوع کالک‌آلکالن هستند (Forster et al., 1972; حسینی، ۱۳۹۵) و آلکالن (Amidiet al., 1984; Hassanzadeh, 1993; Moradian, 1997) نیز در برخی از پژوهش‌ها گزارش شده‌اند.

در زمینه جایگاه تکتونوماگمایی این فعالیت‌های ماگمایی اختلاف نظر وجود دارد و به فعالیت ماگمایی حواشی فعال قاره‌ای (Hassanzadeh, 1993; Berberian et al., 1982) فعالیت ماگمایی جزایر کماتی (Alavi, 1996; Shahabpour, 2007) مناطق پس از کوهزایی (Sabzehei, 1974; Ghasemi and Talbot, 2006) و کافت‌های درون قاره‌ای (Emami, 1981; Amidi et al., 1984; Amidi and Michel, 1985) شده است. همچنین Shahabpour (2007) کمربند ماگمایی ایران مرکزی را از نوع Ensialic island-arcs دانسته که از دید جایگاه زمین‌ساختی از یک کمان حاشیه فعال قاره‌ای مشتق شده است. بر پایه Omrani et al. (2008) فعالیت ماگمایی پهنه سندج- سیرجان در مزوزویک و فعالیت ماگمایی سنوزویک در کمربند ارومیه- دختر هر دو وابسته به یک سامانه فرورانش و مرتبط با همگرایی عربی- اوراسیا هستند. Berberian and Berberian (1981) تغییر در شیب صفحه فرورونده را در تکامل دو کمان ماگمایی سندج- سیرجان و ارومیه- دختر مؤثر می‌دانند. Ghasemi and Talbot (2006) فعالیت ماگمایی پهنه سندج- سیرجان را مرتبط با فرورانش نوتیس به زیر ایران مرکزی با شیب کم و فعالیت ماگمایی کمربند ارومیه- دختر را در ارتباط با فعالیت ماگمایی پس از کوهزایی و نتیجه‌ای از شکست و جدایش صفحه فرورونده (slab break-off) نوتیس می‌دانند.

در مورد زمان پایان فرورانش نوتیس و برخورد صفحه عربی- ایران مرکزی نیز اتفاق نظر وجود ندارد و کرتاسه (Berberian and King 1981; Alavi 1994)، ائوسن (Braud 1987; Sengor et al., 1993; Ghasemi and Talbot, 2006)، الیگوسن

(Agard et al., 2005)، الیگو- میوسن (Golonka, 2004؛ حاجی‌علی‌اوغلی، ۱۳۹۰)، میوسن (Jackson et al., 1995) گزارش شده است. در این مطالعه به بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی دایک‌های شمال مشهد اردهال به عنوان بخشی از فعالیت ماگمایی کمربند ارومیه- دختر پرداخته می‌شود و بر این اساس، در مورد منشأ ماگما و جایگاه تکتونوماگمایی آن بحث می‌شود. این مجموعه دایک‌ها با ابعاد بزرگ و گسترش زیاد درون سنگ‌های رسوبی و آتشفشان ائوسن نفوذ کرده و به عنوان دایک‌های تغذیه کننده واحدهای آتشفشانی تشریری در این منطقه هستند (امامی و امینی، ۱۳۷۵). شهریاری و همکاران (۱۳۹۰) ضمن مطالعه سنگ‌های آتشفشانی میزبان این دایک‌ها در باختر منطقه مورد مطالعه (شمال خاور نراق) آنها را با ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط سنگ‌های آذرین مناطق جزایر کماتی و حواشی فعال قاره‌ای معرفی کردند. ایشان ستبرای کم پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در هنگام فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس را عامل این گونه رفتار ژئوشیمیایی دانستند.

۲- زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ۵۱° ۱۲' ۰۰" تا ۵۱° ۰۰' ۰۰" طول خاوری و ۳۴° ۰۵' ۰۰" تا ۳۴° ۱۰' ۰۰" عرض شمالی در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ آران و ۱/۲۵۰۰۰۰ آران و در فاصله تقریبی ۱۰ کیلومتری شمال مشهد اردهال جای گرفته است.

واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های رسوبی و آذرین با سن ائوسن میانی تا ائوسن پسین است (شکل ۱). تعیین سن این واحدها بر پایه مطالعات فسیل‌شناسی روی واحدها و میان واحدهای رسوبی انجام پذیرفته است (امامی و امینی، ۱۳۷۵). در بخش‌های زیرین، واحدهای سیلستون، آهک خاکستری نومولیت‌دار، شیل و توفیت سبز چیره است. این واحدها را می‌توان معادل با شیل و توفیت‌های سازند کرج در البرز و با سن ائوسن میانی در نظر گرفت. در مجموع، جنس این واحدهای به صورت متناوب تغییر می‌کند و در برخی موارد سنگ‌های رسوبی و در برخی موارد سنگ‌های آذرآواری فراوان می‌شوند. این واحدها بیشتر با رنگ روشن خود در عکس‌های هوایی مشخص هستند. سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی به صورت عدسی‌شکل درون آنها جای گرفته است. روی این واحدها، جریان‌های گدازه بازالتی- آندزیتی ائوسن پسین (امامی و امینی، ۱۳۷۵) جای گرفته است. این گدازه‌ها در تناوب با ماسه‌سنگ و توفیت سبز رنگ هستند و در برخی نقاط

شیمیایی مرکز و حاشیه بلور باشد (شکل ۳-ج). تشکیل دهنده اصلی خمیره سنگ نیز میکروولیت‌های ریز پلاژیو کلاز است که بیشتر به خمیره سنگ بافت جریانی داده‌اند. دیگر کانی‌های موجود در خمیره سنگ شامل بلورهای پیروکسن، اکسید آهن-تیتان و گاه فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند. در برخی از نمونه‌ها، کلریت و کانی‌های رسی به عنوان کانی‌های ثانویه به صورت قابل توجه در خمیره سنگ تشکیل شده‌اند.

۴-۳. تراکی آنندزیت

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریتیک و گلوپورفیریتیک هستند. میزان بلورهای درشت‌بلور و ریزدرشت‌بلور گاه تا ۴۰ درصد ترکیب سنگ می‌رسد. پلاژیو کلاز ۵۰ تا ۶۰ درصد، کلینوپیروکسن ۱۵ تا ۲۰ درصد، آمفیبول ۱۵ تا ۲۰ درصد، فلدسپار قلیایی کمتر از ۱۰ درصد و اکسیدهای آهن-تیتان کمتر از ۱۰ درصد درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهند که در خمیره‌ای از همین نوع کانی‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۳-د). بلورهای ریز کوارتز و آپاتیت را می‌توان به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها تشخیص داد. تجمع و به هم چسبیدن بلورهای درشت پلاژیو کلاز سبب ایجاد بافت گلوپورفیریتی در این سنگ‌ها شده است. بلورهای آمفیبول با ابعاد ۱ تا ۰/۵ میلی‌متر بیشتر به صورت کامل به کانی‌های ثانویه تجزیه شده‌اند و تنها قالب آنها باقی مانده است. تجزیه‌شدگی کامل کانی آمفیبول به بیوتیت را به صورت مشخص می‌توان تشخیص داد. تجزیه فلدسپارها در نمونه‌های مختلف متفاوت است؛ به گونه‌ای که در برخی نمونه‌ها کانی‌های رسی گسترش یافته‌اند؛ اما در برخی از نمونه‌های دیگر، بلورهای فلدسپار کمتر دچار دگرسانی شده‌اند. وجود ادخال‌های فراوان از اکسیدهای آهن-تیتان درون بلورهای درشت پلاژیو کلاز بیانگر تبلور زودهنگام این کانی‌های اکسیدی است.

۵-۵. ژئوشیمی عناصر اصلی

بر پایه مطالعه سنگ‌نگاری، دایک‌های شمال مشهد اردهال دارای ترکیب سنگ‌شناسی آنندزیت بازالتی، آنندزیت و تراکی آنندزیت هستند. در اینجا به رده‌بندی این سنگ‌ها بر پایه ویژگی‌های شیمیایی آنها پرداخته می‌شود. نتایج عناصر اصلی و عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. میزان SiO_2 در سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده ۴۹/۸۶ تا ۶۴/۷۵ تغییر می‌کند. این سنگ‌ها در نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالی (Cox et al., 1979) در محدوده بازالت، آنندزیت بازالتی و تراکی آنندزیت جای می‌گیرند (شکل ۴-الف). بر پایه این نمودار و معیار تعریف شده توسط (Irvine and Baragar, 1971) به غیر از یک نمونه که در نزدیک خط جداکننده و در محدوده آلکالن جای می‌گیرد (و بنابراین می‌توان در سری تحولی قرار داد)، دیگر نمونه‌ها به صورت مشخص در محدوده ماگماهای ساب‌آلکالن جانمایی می‌شوند. همچنین در نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) ساب‌آلکالن، آنندزیت و ریوداسیت-داسیت هستند (شکل ۴-ب). در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) این نمونه‌ها در هر دو محدوده توله‌ایتی و کالک‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۴-ج). همچنین نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Peccherillo and Taylor, 1976) بررسی شده‌اند. در این نمودار سری پتاسیم پایین معادل سری توله‌ایتی و سری پتاسیم متوسط و پتاسیم بالا معادل سری کالک‌آلکالن هستند. همچنین سری شوشونیتی را می‌توان معادل با سری آلکالن دانست (Wilson, 1989). در این تقسیم‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در جایگاه سری کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط تا سری فقیر از پتاسیم جانمایی می‌شوند (شکل ۴-د). نمودار اندکس آلکالن (A.I.) در برابر میزان Al_2O_3 سری کالک‌آلکالن را از سری توله‌ایتی جدا می‌کند (Wilson, 1989). در این نمودار، موقعیت نمونه‌ها بیشتر در نزدیکی خط جداکننده و با تمایل بیشتر به سوی سری کالک‌آلکالن است (شکل ۴-ه). برای بررسی درجه اشباع آلومینیم از نمودار (Maniar and Piccoli, 1989) استفاده شده است. بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین تا پرآلومین ضعیف قرار می‌گیرند (شکل ۴-و).

بافت بادامکی نشان می‌دهند که حفرات با کانی‌های ثانوی مانند کلسیت، کلریت و اپیدوت پر شده‌اند. دایک‌های فراوان با ترکیب آنندزیتی-بازالتی و به رنگ سبز تیره این سنگ‌های آتشفشانی را قطع کرده‌اند (شکل ۲-الف). این دایک‌ها با عرض تا ۳ متر بیشتر دارای روند شمال باختر-جنوب خاور و شمال خاور-جنوب باختر هستند که به عنوان دایک‌های تغذیه‌کننده گدازه‌های ائوسن منطقه هستند و خود نیز سن ائوسن دارند (امامی و امینی، ۱۳۷۵). عرض این دایک‌ها تا چند متر نیز می‌رسد و گاه به صورت مشخص دارای تفاوت ترکیبی در بخش میانی و جانبی هستند (شکل ۲-ب).

۳-۳. روش انجام پژوهش

پس از پیمایش‌های صحرایی و برداشت نمونه از دایک‌های مختلف، ۷۵ مقطع نازک برای مطالعه میکروسکوپی تهیه شد. پس از مطالعه میکروسکوپی، ۱۰ نمونه از مناسب‌ترین سنگ‌ها برای تجزیه ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب انتخاب شد. در این زمینه سعی شد که نمونه‌های انتخاب شده معرف طیف گوناگون سنگی منطقه بوده و همچنین دچار کمترین دگرسانی شده باشند. تجزیه عناصر اصلی و عناصر کمیاب به روش ICP-MS (مجموعه آنالیزی LF200) در آزمایشگاه Acme در کشور کانادا انجام شده است. پردازش داده‌ها و تهیه نمودارها توسط نرم‌افزار Minpet صورت پذیرفته است.

۴-۴. سنگ‌نگاری

نمونه‌های سنگی برگرفته از دایک‌های شمال مشهد اردهال به رنگ خاکستری تا سبز تیره و به صورت ریزبلور هستند که در نمونه دستی نمی‌توان هیچ گونه کانی در آنها شناسایی کرد. بر پایه مطالعه سنگ‌نگاری، این سنگ‌ها بیشتر از نوع حدواسط با ترکیب سنگ‌شناسی آنندزیت، آنندزیت بازالتی و تراکی آنندزیت هستند.

۴-۱. آنندزیت بازالتی

این سنگ‌ها دارای بافت میکروپورفیریتیک با خمیره میکروولیتی جریانی هستند (شکل ۳-الف). کانی‌ها بیشتر در خمیره سنگ حضور دارند و بلورها به صورت ریزدرشت‌بلور (ریزدرشت‌بلور) کم هستند. ریزدرشت‌بلور این سنگ‌ها بیشتر با ابعاد کوچک‌تر از ۰/۵ میلی‌متر هستند و به ندرت بلورهای درشت‌تر یافت می‌شود. بلورهای ریزدرشت‌بلور در مجموع کمتر از ۲۰ درصد ترکیب کلی سنگ را تشکیل می‌دهند. از مجموع بلورهای ریزدرشت‌بلور، ۴۰ تا ۵۰ درصد کلینوپیروکسن، ۴۰ تا ۵۰ درصد پلاژیو کلاز و کمتر از ۱۰ درصد الیون است. این بلورها در خمیره‌ای متشکل از پلاژیو کلاز، پیروکسن، فلدسپار قلیایی، اکسید آهن-تیتان قرار گرفته‌اند. میکروولیت‌های پلاژیو کلاز ترکیب اصلی خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های دیگر به مراتب فراوانی کمتری دارند. بلورهای کوارتز (به مقدار کم در خمیره سنگ) و آپاتیت را می‌توان به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها تشخیص داد. در این سنگ‌ها دگرسانی گسترش چندانی نیافته است. با این حال، گاهی در طول شکستگی‌های بلورهای الیون می‌توان آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های ثانویه مانند کلریت و اکسیدهای آهن را دید. همچنین در برخی از نمونه‌ها می‌توان به سربستی شدن برخی از بلورهای پلاژیو کلاز اشاره کرد.

۴-۲. آنندزیت

بافت چیره این سنگ‌ها پورفیریتیک است (شکل ۳-ب). میزان بلورهای درشت‌بلور این سنگ‌ها تقریباً زیاد و در حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد ترکیب سنگ است. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پلاژیو کلاز در حدود ۴۰ تا ۶۰ درصد و بلورهای نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن ۳۰ تا ۵۰ درصد ترکیب درشت‌بلورها را به خود اختصاص می‌دهند. کانی‌های اکسید آهن-تیتان به مقادیر کمتر در ترکیب درشت‌بلور حضور دارند. بلورهای درشت پلاژیو کلاز که در برخی موارد ابعاد آنها تا ۳ میلی‌متر نیز می‌رسد؛ گاه در حاشیه تجزیه شده‌اند. در صورتی که در مرکز تقریباً سالم و یا با تجزیه‌شدگی کم هستند که این خود می‌تواند به علت تفاوت در چگونگی دسترسی سیال‌های گرمایی به بخش‌های مختلف بلور و یا تفاوت ترکیب

در شکل ۵ روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر تغییرات میزان SiO_2 نشان داده شده است. در مجموع، پیوستگی روند اکسیدهای مختلف بیانگر هم‌منشأ بودن دایک‌های مختلف منطقه و وابستگی آنها به یک سری ماگمایی است. در این نمودارها، با افزایش میزان SiO_2 میزان مجموع آلکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) و P_2O_5 افزایش می‌یابد و در برابر آن، مقادیر CaO ، MgO ، MnO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 به صورت مشخص کاهش می‌یابد. همچنین Al_2O_3 با وجود یک پراکندگی جزئی، روند کاهشی نشان می‌دهد.

به طور کلی، افزایش $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و P_2O_5 و کاهش اکسیدهای CaO ، MgO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و MnO همراه با افزایش SiO_2 بیانگر آن است که تفریق و جدایش الیون، کلینوپیروکسن، فلدسپار و اکسیدهای Fe-Ti نقشی مهم در تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه داشته است. تفریق و جدایش کلینوپیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه با روند کاهشی Na_2O در برابر افزایش SiO_2 تأیید می‌شود؛ زیرا این نسبت در برابر تفریق کلینوپیروکسن بسیار حساس است (Herzberg and Zhang, 1996).

۶- ژئوشیمی عناصر کمیاب

در شکل ۶- الف الگوی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه بهنجار شده با ترکیب کندریت نشان داده شده است. شیب این الگوها کم است؛ به صورتی که عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب حدواسط (MREE) و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی کم نشان می‌دهند. La در حدود ۳۰ تا ۷۰ برابر و Lu در حدود ۱۰ تا ۲۵ برابر ترکیب کندریت غنی شده است. میانگین میزان $(\text{La}/\text{Sm})_N$ در این سنگ‌ها در حدود ۲ است. الگوی میان MREE و HREE تا حدودی مسطح است. میزان $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ به عنوان معیاری برای نشان دادن میزان تفکیک میان HREE و MREE تقریباً در حدود ۱/۲ است. از دیگر ویژگی‌های این الگوها، نبود بی‌هنجاری منفی برای Eu است که می‌تواند نتیجه‌ای از نبود فلدسپار در ناحیه منشأ ماگما و یا عدم تفریق گسترده بلورهای فلدسپار از ماگما باشد. الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با ترکیب E-MORB در شکل ۶- ب نشان داده شده است. بر این اساس، همه عناصر خاکی کمیاب همانندی قابل توجهی با این عناصر در ترکیب E-MORB نشان می‌دهند.

الگوی عناصر کمیاب (نمودار عنکبوتی) سنگ‌های مورد مطالعه بهنجار شده با ترکیب گویشت در شکل ۶- ج نشان داده شده است. در این الگوها غنی‌شدگی از عناصر متحرک (LILE) K ، Cs ، Rb ، Ba و همچنین تهی‌شدگی از عناصر نامتحرک (HFSE) Ti و Nb ، Ta در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب دیده می‌شود. از گروه عناصر نامتحرک، Zr در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب مجاور خود تهی‌شدگی مشخصی نشان نمی‌دهد که احتمالاً بازتابی از ویژگی شیمیایی ناحیه منشأ ماگماست. در این الگوها، Th در مقایسه با Ba و K تا حدودی تهی‌شدگی دارد. همچنین Sr در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب مجاور خود غنی‌شدگی جزئی نشان می‌دهد. در مقایسه با ترکیب E-MORB، عناصر نامتحرک Ta ، Nb و Ti تهی‌شدگی و عناصر متحرک Rb ، Ba ، K و Sr به همراه Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶- د).

۷- ویژگی‌های منشأ ماگما

غنی‌شدگی عناصر متحرک و تهی‌شدگی عناصر نامتحرک در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب، از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش و یا ماگماهای بازالتی درون صفحه‌ای است که به طور گسترده با مواد پوسته‌ای آلوده شده‌اند. ماهیت توله‌ای تا کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط این سنگ‌ها در تناقض با آرایش گسترده ماگما با پوسته قاره‌ای است. بنابراین ویژگی‌های عناصر کمیاب این سنگ‌ها را باید در ارتباط با غنی‌شدگی‌های پهنه‌های فرورانش دانست. ارتباط فعالیت ماگماتی ارومیه- دختر با فرورانش نوتیس توسط پژوهشگران مختلف ابراز شده است (Berberian et al., 1982; Hassanzadeh, 1993; Alavi, 1996). با این حال، در مورد جایگاه تکتونوماگمایی این ماگماها اختلاف نظر وجود دارد.

در شکل ۹ الگوهای عناصر کمیاب ناسازگار سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با الگوهای سنگ‌های آذرین جزیره کماتی ماریانا و حاشیه فعال قاره‌ای آند مقایسه شده است. در این مقایسه، از ترکیب عناصر کمیاب سنگ‌هایی با ترکیب سنگ‌شناسی مشابه با نمونه‌های مورد مطالعه استفاده شده است. بر پایه این شکل، الگوهای عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در حدواسط میان این دو گروه از سنگ‌های مناطق فرورانش قرار می‌گیرد. در این الگوها، مهم‌ترین تفاوت‌ها متعلق به عناصر ناسازگار متحرک (LILE) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) است؛ در حالی که عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در همه این الگوها تقریباً مشابه هستند. در مجموع، با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی و الگوهای ارائه شده می‌توان گفت که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه همانند سنگ‌های آتشفشانی میزان خود (شهریاری و همکاران، ۱۳۹۰) ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط ماگماهای جزایر کماتی و ماگماهای مناطق حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.

از جمله موارد دیگری که باید در بررسی پرتوزن ماگماها در نظر داشت، ژرفای ناحیه منشأ و میزان درجه ذوب بخشی است. مقایسه نسبت بالا از عناصر خاکی کمیاب سنگین (تقریباً مشابه با بازالت‌های نوع مورب) و الگوی به نسبت مسطح در این بخش از عناصر خاکی کمیاب (شکل‌های ۶- الف و ب) نشان می‌دهد که ماگما از ژرفای زیاد و در محدوده پایداری گارنت سرچشمه نگرفته است. گارنت ضریب توزیع بالایی نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین دارد. پایداری این کانی در هنگام ذوب بخشی سبب تهی بودن ماگما از عناصر خاکی کمیاب سنگین می‌شود. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار $(\text{La}/\text{Sm})_N$ در برابر $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ نیز گواهی بر منشأ اسپینل لرزولیتی ماگمای پدیدآورنده این دایک‌هاست (شکل ۱۰).

سنگ‌های مورد مطالعه دارای الگوهای عناصر خاکی کمیاب تقریباً مسطح و با غنی‌شدگی کم LREE در مقایسه با HREE هستند و از این رو، همانندی قابل توجهی با بازالت‌های E-MORB دارند (شکل ۶- ب). الگوی عناصر خاکی کمیاب مسطح و در واقع غنی‌شدگی کم عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین و تشابه با الگوهای E-MORB را می‌توان در ارتباط با درجه ذوب بخشی به نسبت زیاد ناحیه منشأ ماگمای این سنگ‌ها دانست. در این حالت ورود عناصر خاکی

ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشترک میان فعالیت ماگمایی جزایر کمانی و فعالیت ماگمایی حواشی فعال قاره‌ای از ویژگی‌های ویژه حوضه‌های پشت کمان در نواحی قاره‌ای (Ensalic Back Arc) است (Condie, 1986; Shinjo et al., 1999; Farahat et al., 2004). در حقیقت، رژیم زمین‌ساختی کششی که در مناطق جزایر کمانی به تشکیل حوضه‌های پشت کمانی می‌انجامد؛ در مناطق حواشی فعال قاره‌ای نیز می‌تواند عمل کند و سبب تشکیل حوضه‌های پشت کمان قاره‌ای (Ensalic Back Arc) شود (Wilson, 1989). بر خلاف حوضه‌های پشت کمانی اقیانوسی، زمین‌ساخت کششی در این گونه مناطق سبب تشکیل پوسته اقیانوسی جدید نمی‌شود (Wilson, 1989). در بیشتر مناطق پشت کمان قاره‌ای، زمین‌ساخت کششی سبب تشکیل حوضه دریایی کم‌ژرفا در سطح زمین می‌شود که در آن سنگ‌های رسوبی و آذرین تشکیل می‌شوند (Condie, 1986; Farahat et al., 2004). بر این اساس، در منطقه مورد مطالعه نیز همراهی و همزمانی سنگ‌های آذرین با توفیت‌های سبز و سنگ‌های رسوبی از جمله شیل، مارن و سنگ آهک می‌تواند تأیید کننده تشکیل آنها در یک حوضه رسوبی کم‌ژرفا باشد.

در این گونه مناطق به علت رژیم زمین‌ساخت کششی، سنگ‌کره و پوسته قاره‌ای به تدریج نازک می‌شود که این خود به بالا آمدن سست‌کره می‌انجامد. در این مناطق ماگماها از ژرفای به نسبت کم گوشته‌ای و در اثر درجه ذوب بخشی به نسبت زیاد گوشته حاصل می‌شوند. این بخش از گوشته در گذشته خود تحت تأثیر سیال‌های آزاد شده از صفحه فرورونده قرار گرفته است و بنابراین مذاب‌های حاصل، ویژگی‌های شاخص مناطق فرورانش را نشان خواهند داد. به‌طور کلی، گوه گوشته که در گذشته خود در اثر سیال‌ها و مذاب‌های آزاد شده از صفحه فرورونده دچار غنی‌شدگی پهنه فرورانش شده است، ممکن است که در زمان‌های بعد (حتی با فاصله زمانی طولانی) دچار ذوب بخشی شود و ماگماهایی غنی شده از LILE و تهی شده از HFSE تولید کند (Lima and Nardi, 1998). این ویژگی را می‌توان در مناطقی از جمله Rio Grande do Sul در جنوب برزیل دید (Sommer et al., 2006; Lima and Nardi, 1998).

در مناطق پشت کمان قاره‌ای، پوسته قاره‌ای نازک شده است و ستبرای کمی دارد و بنابراین میزان آلابش ماگما با پوسته کمتر از مناطق حواشی فعال قاره‌ای با پوسته ستبر است. این ویژگی سبب می‌شود که میزان عناصر متحرک مانند Ba, Rb و K کمتر از مناطق حاشیه فعال قاره‌ای باشد.

۱۰- نتیجه‌گیری

مجموعه دایک‌های شمال مشهد اردها دارای ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت بازالتی، آندزیت و تراکی آندزیت هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها ماهیت توله‌ای تا کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط دارند. این سنگ‌های آذرین دارای الگوهای عناصر خاکی کمیاب کم‌شیب هستند. عناصر متحرک (LILE) غنی‌شدگی کمی نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک نشان می‌دهند. عناصر نامتحرک (HFSE) Nb و Ta تا حدودی نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک تهی شده هستند. این سنگ‌های آذرین با ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش، ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط سنگ‌های آذرین تشکیل شده در جزایر کمانی و حواشی فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. ویژگی‌های حدواسط فعالیت ماگمایی جزایر کمانی و حواشی فعال قاره‌ای و همچنین همراهی سنگ‌های آذرین با توفیت‌های سبز و دیگر رسوبات کم‌ژرفای دریایی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در حوضه پشت کمان قاره‌ای (Ensalic Back Arc) است.

همگرایی صفحه عربی و اوراسیا و فرورانش اقیانوس نوتیس سبب ایجاد کمان ماگمایی از نوع حاشیه فعال قاره‌ای در طی مزوزویک در پهنه سندنج-سیرجان شده است. همچنین این فرورانش سبب متاسوماتیسم از نوع پهنه‌های فرورانش در بخش جنوبی صفحه ایران مرکزی شده است. در پایان (و یا مراحل انتهایی) فرورانش نوتیس، زمین‌ساخت کششی در پشت کمان ماگمایی سندنج-سیرجان سبب ظهور ماگماهای کمربند ارومیه-دختر با ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش شده است.

کمیاب سنگین (که نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک سازگارتر هستند) به درون مذاب تولید شده افزایش می‌یابد و در نتیجه اختلاف فراوانی میان عناصر خاکی کمیاب سبک و سنگین کمتر می‌شود.

به‌طور کلی، بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ناحیه منشأ سنگ‌های آذرین مورد مطالعه شامل گوشته‌ای به نسبت کم‌ژرفاست که در اثر سیال‌ها و مذاب‌های آزاد شده پهنه زون فرورانش غنی شده است. احتمالاً درجه ذوب بخشی به نسبت زیاد در این گوه گوشته‌ای غنی‌شده سبب تولید ماگمایی با الگوهای عناصر خاکی کمیاب کم‌شیب شده است (شکل‌های ۶-الف و ب). مذاب حاصل از ذوب بخشی این گوشته، در طی تحولات بعدی، ماگمایی را تولید کرده است که ویژگی‌های حدواسط ماگماهای مناطق جزایر کمانی و حواشی فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد.

۸- متاسوماتیسم گوشته

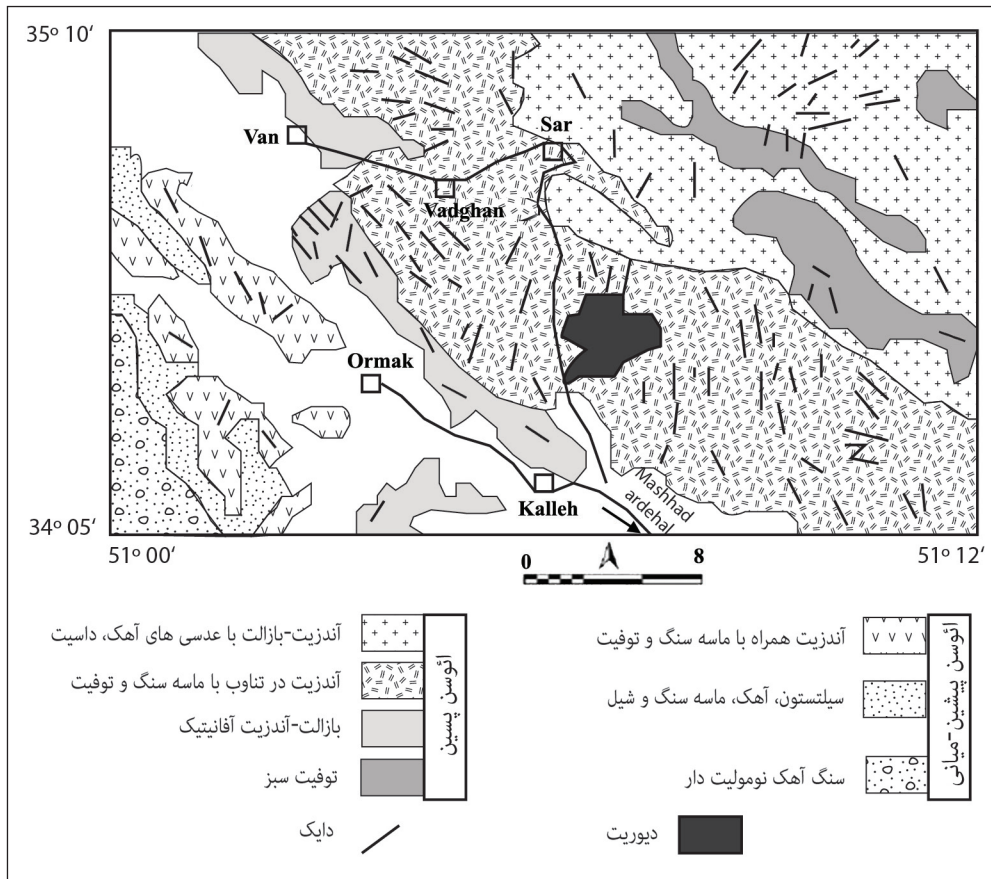
یکی دیگر از مسائل مهم در تعیین ژن ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانش، بررسی ماهیت سیال‌های آزاد شده از صفحه فرورونده است که سبب غنی شدن گوه گوشته‌ای شده‌اند. در این گونه مناطق، عناصر متحرک توسط سیال‌ها و یا مذاب‌های آبدار آزاد شده از صفحه فرورونده حمل می‌شوند و به گوه گوشته‌ای و سطوح بالاتر انتقال می‌یابند؛ در حالی که عناصر نامتحرک توانایی زیادی برای حمل توسط این گونه سیال‌ها و یا مذاب‌ها را ندارند. نتیجه این فرایند غنی شدن گوه گوشته‌ای و یا سطوح زیرین پوسته از عناصر متحرک و تهی ماندن از عناصر نامتحرک است که این خود در ژئوشیمی ماگماهای مشتق شده از این نواحی بازتاب دارد.

از ویژگی‌های ژئوشیمیایی دیده شده در الگوهای عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد مطالعه می‌توان به تهی‌شدگی Th نسبت به Ba و همچنین غنی‌شدگی Sr اشاره کرد. مقادیر زیاد Ba/Th و Sr بیانگر تأثیر رسوبات در ژن ماگماست (Morata and Aguirre, 2003). هنگامی که پوشش رسوبی به همراه پوسته اقیانوسی فرورونده می‌شود، عناصر Sr و Ba توسط سیال‌ها و مذاب‌های آزاد شده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای بالایی منتقل می‌شود که نتیجه آن غنی شدن گوه گوشته‌ای از این عناصر است. ذوب بخشی این گوشته غنی شده سبب تولید ماگماهایی با مقادیر Sr و Ba زیاد می‌شود (Morata and Aguirre, 2003).

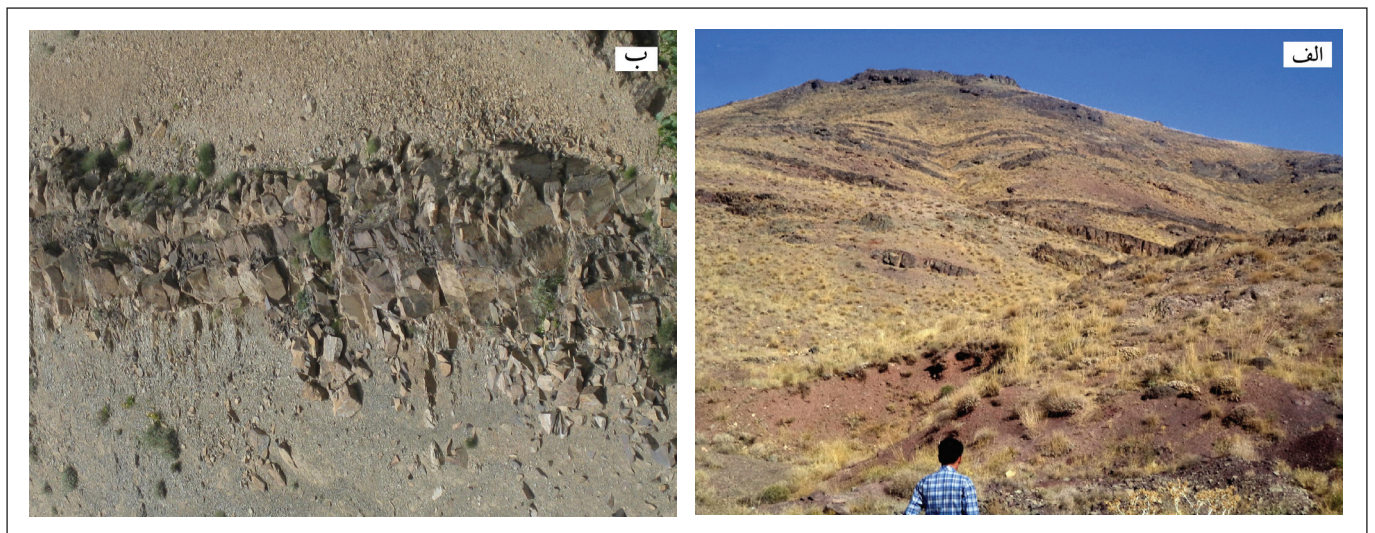
Th در سیال‌های آنگون تحرک کمی دارد و بنابراین در جریان آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورو وارد سیال‌های آنگون غنی از عناصر متحرک نمی‌شود. از سوی دیگر، این گونه سیال‌های آنگون از عناصر متحرک مانند Ba بسیار غنی هستند. بیشترین میزان Ba در این سیال‌ها از رسوبات اقیانوسی مشتق می‌شود که به همراه پوسته اقیانوسی فرورونده شده‌اند (Holl et al., 1984). بنابراین انتظار می‌رود که در یک سامانه ماگمایی وابسته به فرورانش که سیال‌های آنگون آزاد شده در تولید ماگما نقش مهمی دارند؛ نسبت عناصر متحرک به عناصر نامتحرک همانند Ba/Th به شدت افزایش یابد. از سوی دیگر، عنصر Th به خوبی توسط مذاب‌های سیلیکاته حاصل از ذوب رسوبات در صفحه فرورونده جابه‌جا می‌شود. بنابراین، اگر این گونه مذاب‌های سیلیکاته در ژن ماگما اهمیت زیادی داشته باشند، نسبت Ba/Th در ماگما بالا نخواهد رفت. بر این اساس، از نمودار Ba/Th در برابر Th می‌توان برای بررسی نقش احتمالی سیال‌ها یا مذاب‌های آزاد شده از صفحه فرورونده استفاده کرد. در این نمودار، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه میزان پایینی Th دارند؛ در حالی که یک روند افزایشی از Ba/Th نشان می‌دهند (شکل ۱۱). به‌طور کلی، احتمالاً نقش سیال‌های آنگون حاصل از آب‌زدایی صفحه فرورونده در ژن این ماگماها بیشتر است.

۹- جایگاه تکتونوماگمایی

هر مدلی که برای جایگاه تکتونوماگمایی منطقه ارائه می‌شود باید بتواند مواردی از جمله همراهی سنگ‌های آذرین با ردیفی ستبر از توفیت‌ها و رسوبات کم‌ژرفای دریایی، رخداد فعالیت ماگمایی پس از پایان فرورانش و برخورد قاره‌ای (و یا در مراحل پایانی فرورانش) و همچنین ماهیت ژئوشیمیایی حدواسط این سنگ‌های آذرین را توجیه کند.



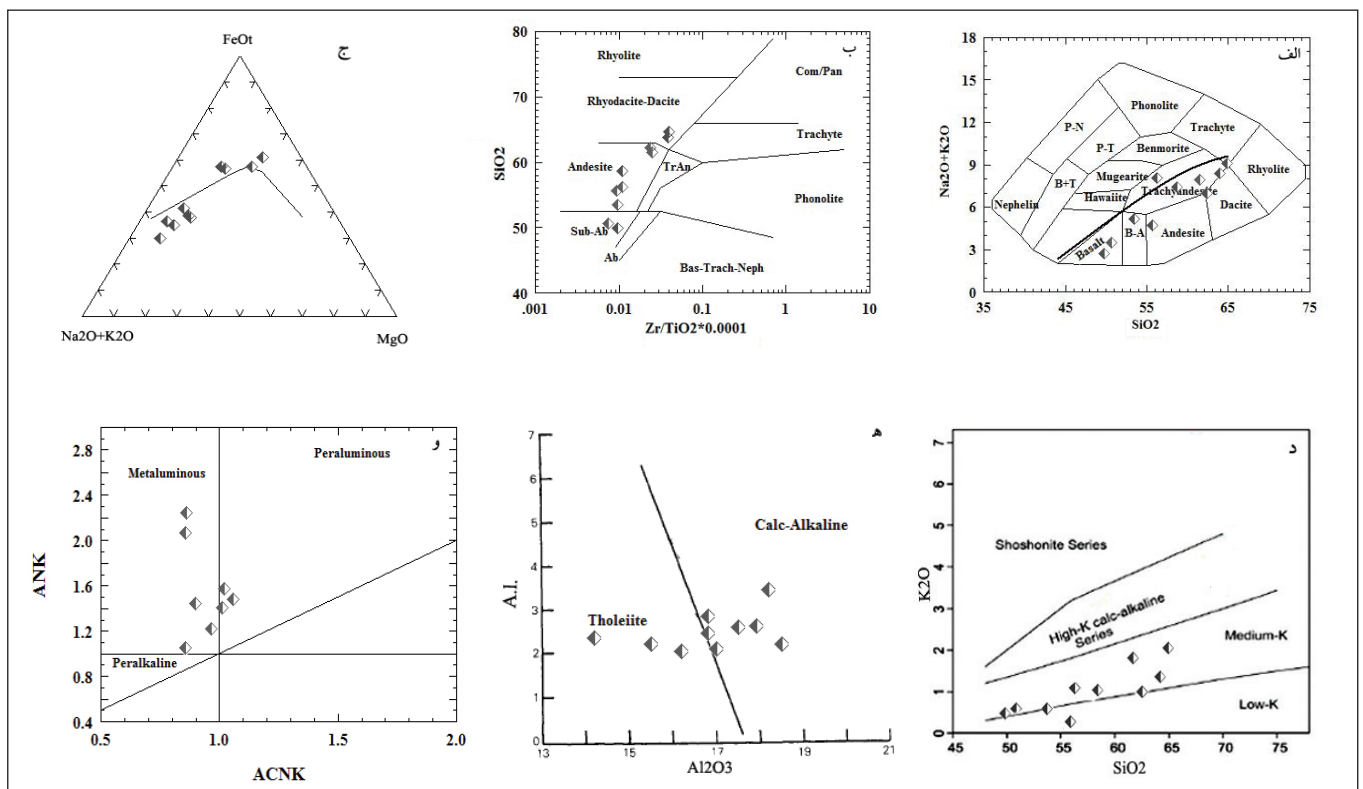
شکل ۱- نقشه واحدهای اصلی منطقه (بر گرفته از امامی و امینی، ۱۳۷۵).



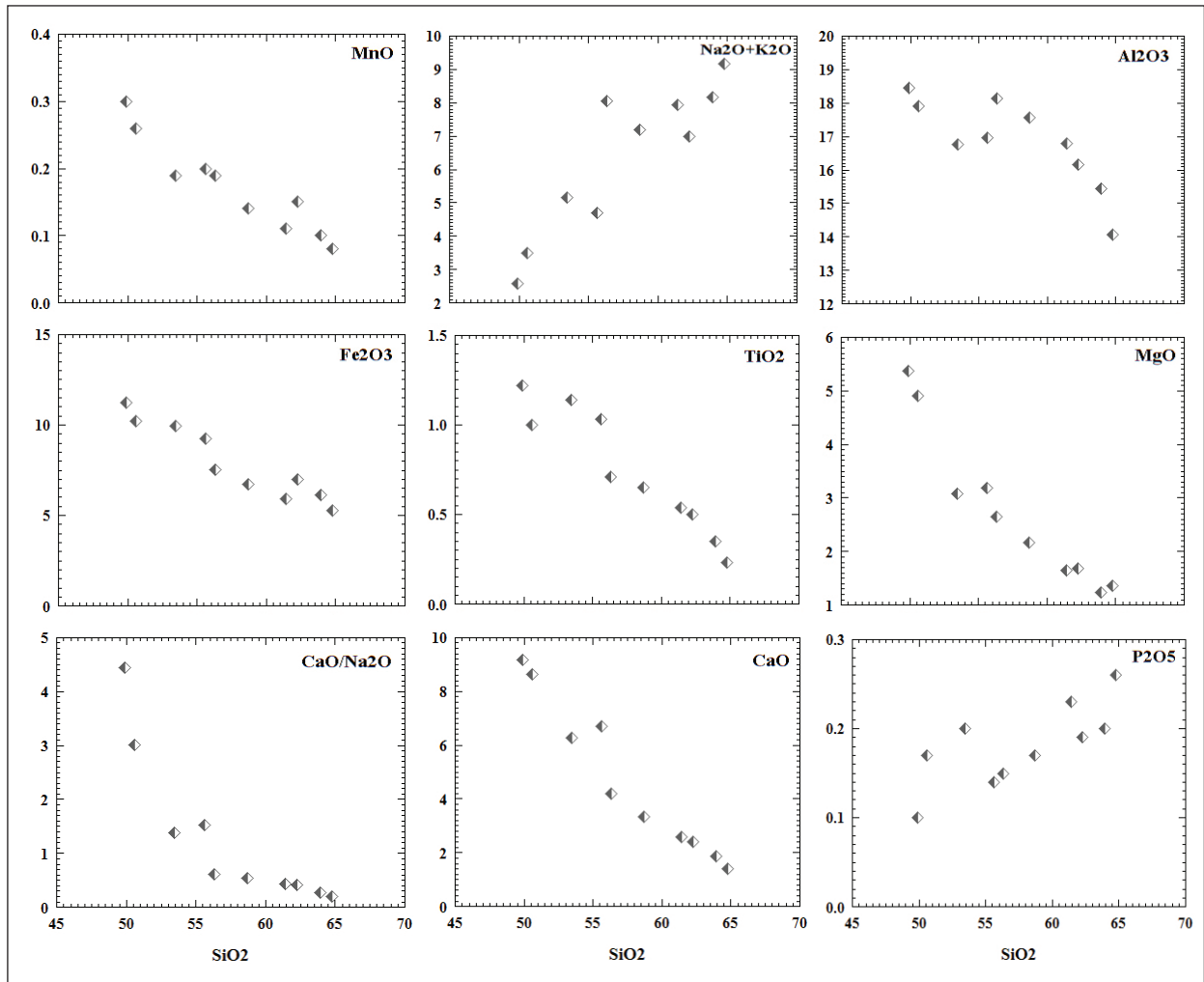
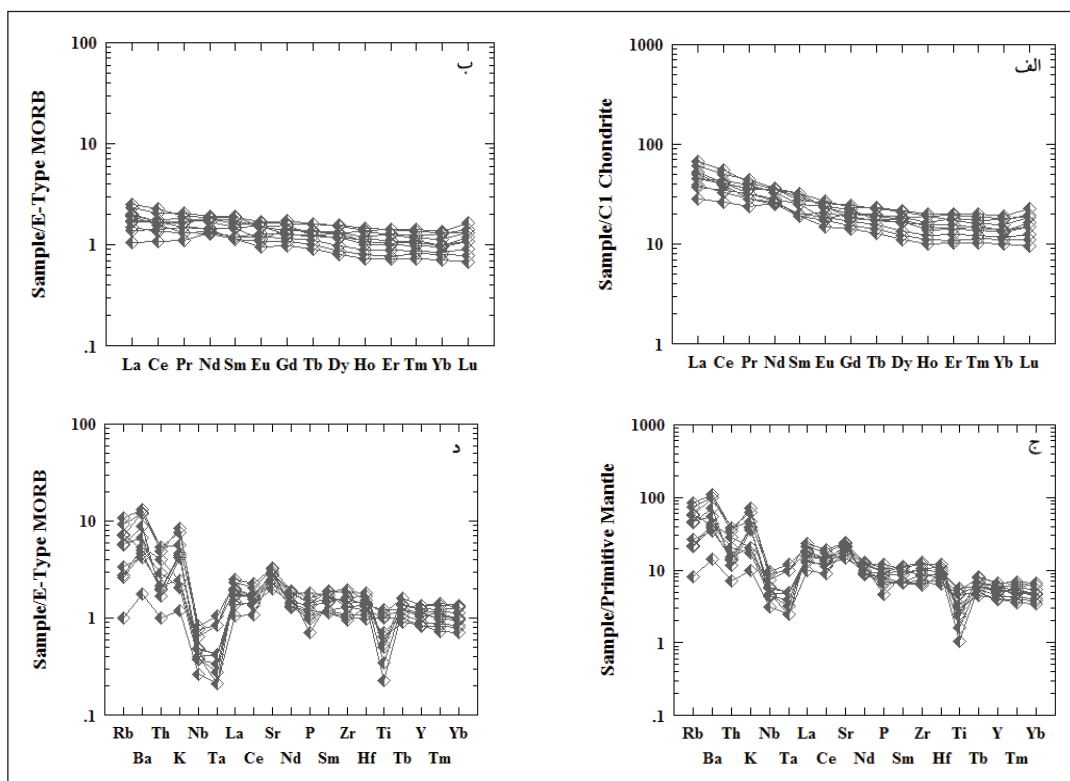
شکل ۲- الف) مجموعه دایکها در جنوب روستای وادقان؛ ب) تصویری از دایک با ترکیب سنگشناسی متفاوت در مرکز و حاشیه.



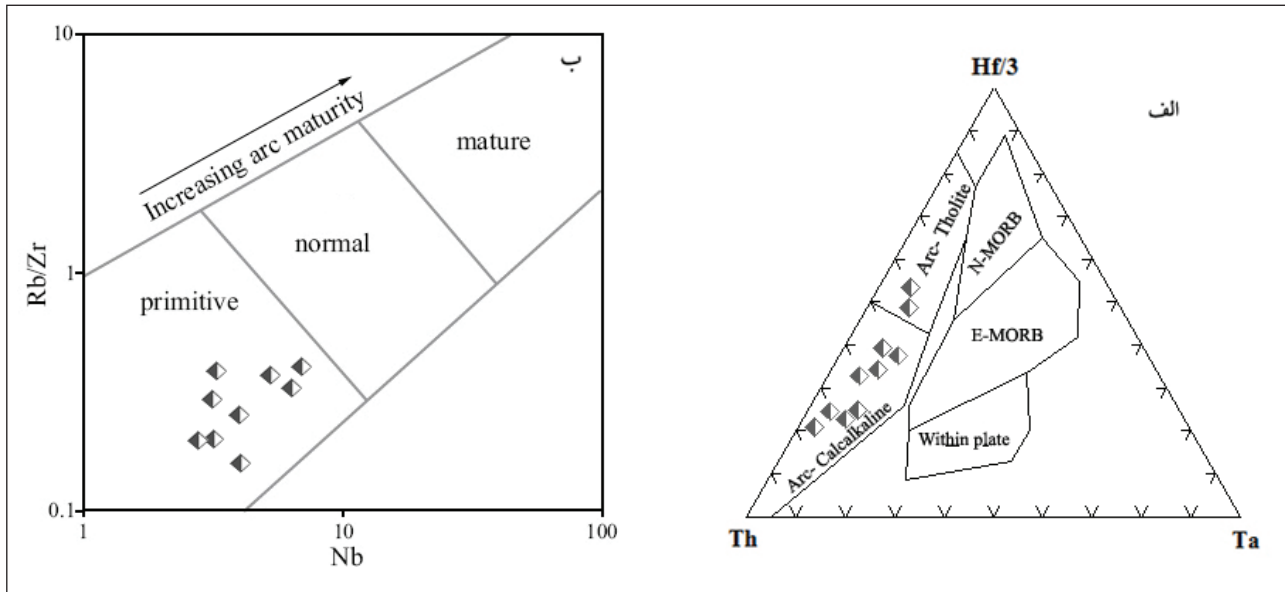
شکل ۳- الف) تصویری از کانی‌شناسی آندزیت بازالتی با خمیره میکرولیتی جریان‌ی؛ ب و ج) آندزیت پورفیریتیک؛ د) مجموعه کانی‌شناسی در تراکی آندزیت.



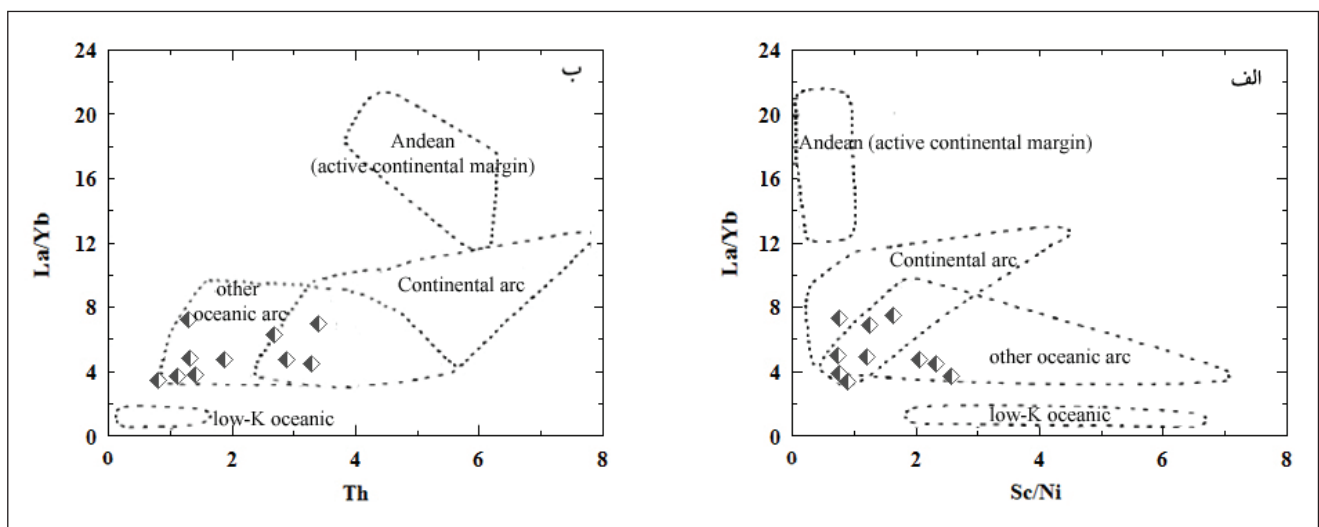
شکل ۴- الف) رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Cox et al. (1979). خط معیار جداکننده ساب‌آلکان و آلکان از Irvine and Baragar (1971) است؛ ب) موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه روی نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ ج) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ د) قرارگیری سنگ‌های مورد مطالعه در بخش سری فقیر از پتاسیم تا سری پتاسیم متوسط در نمودار (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ ه) قرارگیری نمونه‌ها در بخش تولدایتی و کالک‌آلکان در نمودار اندکس آلکان (A.I.) در برابر میزان Al_2O_3 ، برگرفته از Wilson (1989)؛ و) تعیین درجه اشباع از آلومین در محدوده متاآلومین تا پرآلومین ضعیف بر پایه نمودار Maniar and Piccoli (1989).


 شکل ۵- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر تغییرات SiO_2 .


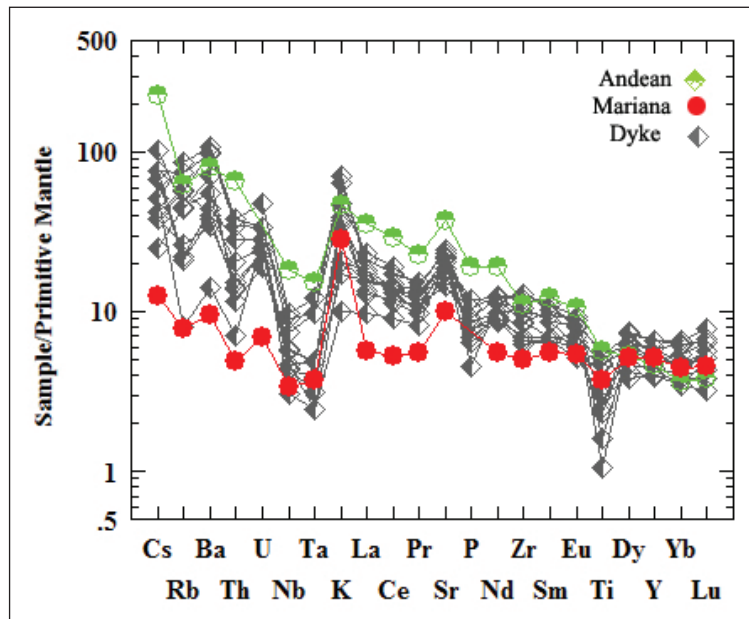
شکل ۶- الف) الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با ترکیب کندریت؛ ب) الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با ترکیب E-MORB؛ ج) الگوهای عناصر ناسازگار بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه؛ د) الگوهای عناصر ناسازگار بهنجار شده با ترکیب E-MORB.



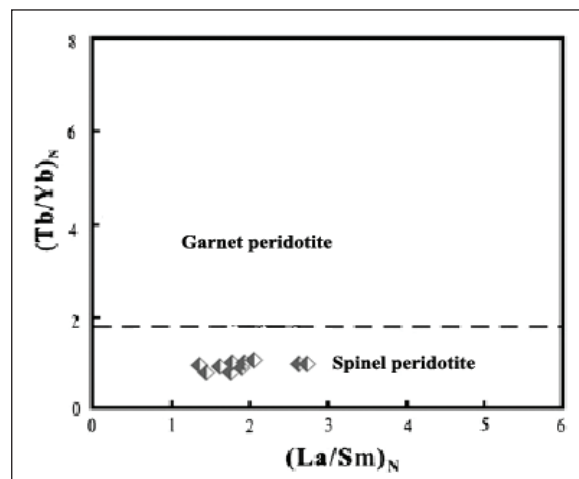
شکل ۷- الف) سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار سه‌تایی Hf-Th-Ta (Wood, 1980) در محدوده ماگماهای توله‌ایتی و کالک‌آلکان مناطق فرورانش قرار می‌گیرند؛ ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Rb/Zr در برابر Nb (Brown et al., 1984).



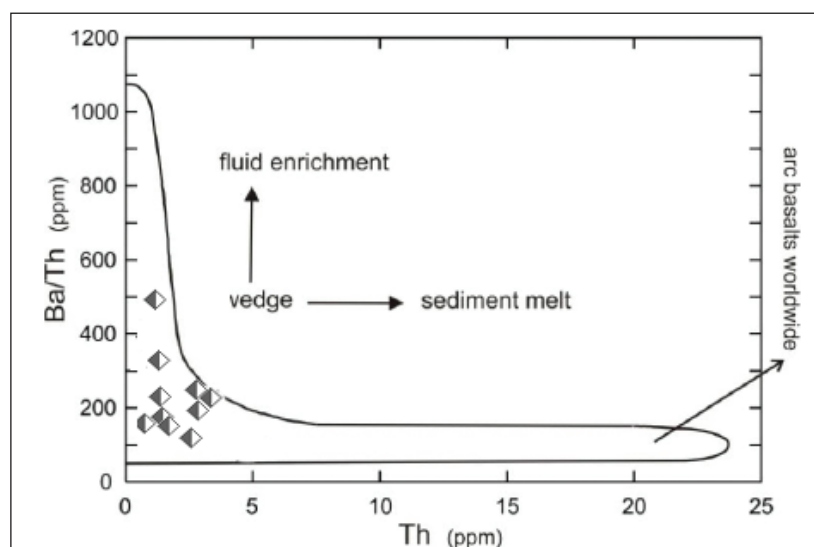
شکل ۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار La/Yb در برابر Sc/Ni و نمودار La/Yb در برابر Th (پس از Bailey, 1981) که محدوده آندزیت‌های مناطق مختلف زمین‌ساختی را از هم متمایز می‌کنند.



شکل ۹- مقایسه الگوهای بهنجار شده سنگ‌های مورد مطالعه و الگوهای مربوط به میانگین ماگماهای آند و ماریانا. الگوها با ترکیب گوشته اولیه بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۰- موقعیت دایک‌های مورد مطالعه روی نمودار $(La/Sm)_N$ در برابر $(Tb/Yb)_N$ برای جداسازی گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی (Wang et al., 2002).



شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ba/Th در برابر Th (برگرفته از Hawkesworth et al., 1997).

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب دایک‌های شمال مشهد اردهال.

Sample	Ma1	Ma2	Ma3	Ma4	Ma5	Ma6	Ma7	Ma8	Ma9	Ma10
%Wt										
SiO₂	61.44	56.28	55.63	53.44	50.59	62.24	63.92	64.75	49.86	58.66
Al₂O₃	16.79	18.13	16.96	16.77	17.9	16.15	15.45	14.06	18.46	17.55
Fe₂O₃	5.92	7.51	9.24	9.97	10.2	6.98	6.14	5.26	11.25	6.75
MgO	1.65	2.65	3.18	3.08	4.91	1.68	1.23	1.36	5.38	2.17
CaO	2.57	4.19	6.7	6.29	8.65	2.41	1.86	1.41	9.16	3.32
Na₂O	6.02	6.87	4.39	4.53	2.88	5.93	6.74	7.03	2.06	6.05
K₂O	1.91	1.17	0.3	0.62	0.62	1.06	1.42	2.13	0.52	1.13
TiO₂	0.54	0.71	1.03	1.14	1	0.5	0.35	0.23	1.22	0.65
P₂O₅	0.23	0.15	0.14	0.2	0.17	0.19	0.2	0.26	0.1	0.17
MnO	0.11	0.19	0.2	0.19	0.26	0.15	0.1	0.08	0.3	0.14
(ppm)										
Ba	754	383	100	242	307	498	686	694	283	267
Co	5.2	11.8	15.2	19.8	25.2	7.3	5.9	6.7	14.32	20.53
Cs	0.4	0.2	0.4	0.3	0.6	0.8	0.6	0.3	0.33	0.53
Ga	15.2	16.8	17.7	18.5	17.4	15.3	15.9	16.6	16.36	17.18
Hf	3.7	2.2	2.4	2.9	2	3.4	3.1	2.8	2.72	2.67
Nb	6.9	3.3	2.2	4	3.3	4.1	6.4	5.3	3.11	3.14
Rb	54.1	29.1	5.1	16.8	13.9	28.4	47	35.6	36.67	13.26
Sr	495.5	462.9	434.6	460	390.2	309.7	511.3	437.2	428.3	357
Ta	0.5	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.4	0.4	0.16	0.13
Th	3.2	1.2	0.6	1.3	2.4	1	3.25	2.9	1.74	1.18
U	1	0.5	0.6	0.5	0.6	0.4	0.7	0.7	0.53	0.52
Zr	135	78.1	96.3	109.5	74.3	118.6	142.4	94.6	118.5	69.43
Y	29.7	20	23	30	17.9	27.3	26.8	22.6	24.69	18.47
La	14.5	9.3	6.7	10.8	12.4	8.8	15.8	12.5	8.39	11.94
Ce	30.7	20.2	16.1	24.4	25.1	21.2	33.7	25.2	26.31	23.63
Pr	4.16	2.72	2.27	3.42	3.05	3.06	3.94	3.35	3.75	2.69
Nd	17.1	12.2	11.9	16.4	12.6	13.2	16.6	16.4	15.28	11.68
Sm	4.87	3.07	3.09	4.21	2.94	3.8	4.92	4.52	3.83	2.93
Eu	1.55	1.08	1.18	1.5	0.99	1.02	1.34	1.37	1.38	0.86
Gd	4.77	3.47	3.81	5.08	3.17	4.21	4.15	4.59	3.73	2.94
Tb	0.86	0.58	0.65	0.84	0.53	0.73	0.71	0.64	0.65	0.48
Dy	5.52	3.44	4.16	5.36	3.09	4.68	4.53	4.66	4.27	2.82
Ho	1.14	0.7	0.89	1.09	0.63	0.94	0.85	1.07	0.79	0.57
Er	3.3	2.05	2.57	3.24	1.77	2.99	2.36	2.87	2.33	1.68
Tm	0.51	0.31	0.37	0.48	0.29	0.44	0.39	0.41	0.35	0.26
Yb	3.23	1.99	2.36	3.11	1.89	3.02	2.32	2.69	2.26	1.69
Lu	0.58	0.32	0.38	0.47	0.28	0.5	0.42	0.47	0.38	0.24

کتابنگاری

- امامی، م. ه. و امینی، ب.، ۱۳۷۵- نقشه زمین‌شناسی آران مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حاجی‌علی‌اوغلی، ر.، ۱۳۹۰- شواهد تازه‌ای از بسته شدن نئوتتیس در الیگوسن- میوسن در شمال غرب زون سندج- سیرجان، ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال پنجم، شماره ۱۸، صص. ۴۱ تا ۵۱.
- حسینی، س. ض.، ۱۳۹۵- ژئوشیمی، پتروژنز و محیط زمین‌ساختی جریان‌های گدازه‌ای مافیک انوسن سرچشمه، جنوب باختر رفسنجان. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، صص. ۲۰۹ تا ۲۲۰.
- شهریاری، ش.، قربانی، م. و نصیری بزنجانی، ر.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق نراق: ماگماتیسیم جزایر قوسی یا حواشی قاره‌ای فعال؟، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، صص. ۲۵۱ تا ۲۶۲.
- معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۷- دیباچه‌ای بر ماگماتیسیم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ ص.

References

- 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 Sciences* 94, 401-419.
- Ahmad, T. and Posht Kuhi, M., 1993- Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. *Treatise on the Geology of Iran*. Iranian Ministry of Mines and Metals.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33.
- Amidi, S. M. and Michel, R., 1985- Cenozoic magmatism of the Surk area (central Iran) stratigraphy, petrography, geochemistry and their geodynamic implications. *Geologie Alpine* 61, 1-16.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. and Michel, R., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.
- Bailey, J. C., 1981- Geochemical Criteria for a Refined Tectonic Discrimination of Orogenic Andesites. *Chemical Geology* 32, 139-15.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington DC, 5-32.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London* 139, 605-614.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Braud, J., 1987- La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan iranien): reconstitution paleogeographique evolution geodynamique magmatique et structurale. PhD thesis, Universite Paris-Sud, 1-430.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C., 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society London* 141, 413-426.
- Condie, K. C., 1986- Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the Southwestern United States. *Journal of Geology* 94, 825-864.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, London 450 pp.
- Emami, M. H., 1981- Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Ph.D thesis. University of Grenoble France, 489 pp.
- Farahat, E. S., El Mahalawi, M. M., Hoinkes, G. and Abdel Aal, A. Y., 2004- Continental back-arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt. *Mineralogy and Petrology* 82, 81-104.
- Fazlnia, A. and Alizade, A., 2013- Petrology and geochemistry of the Mamakan gabbroic intrusions, Urumieh (Urmia), Iran: Magmatic development of an intra-oceanic arc. *Periodico di Mineralogia* 82 (2), 263-290.
- Forster, H., Fesefeldt, K. and Kursten, M., 1972- Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt. In: 24th International Geology Congress, Section 2, pp. 198-210.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Golonka, J., 2004- Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235-273.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province). Unpublished PhD thesis, University of California, Los Angeles, 204p.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S., Peate, D., McDermott, F. and Calsteren, P., 1997- Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes. *Chemical Geology* 139, 207-221.
- Herzberg, C. and Zhang, J., 1996- Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone. *Journal of Geophysical Research* 101, 8271-8295.

- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J., 1984 -Subduction of pelagic sediment: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society of London* 141, 453- 472.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8, 523–548.
- Jackson, D. D., Aki, K., Cornell, C. A., Dieterich, J. H., Henyey, T. L., Mahdyar, M., Schwartz, D. and Ward, S. N., 1995- Seismic hazards in southern California: Probable earthquakes, 1994-2024. *Bulletin of Seismological Society of America* 85, 379- 439.
- Jung, D., Ku`rsten, M. and Tarkian, M., 1976- Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), *Afar between continental and oceanic rifting*. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, pp. 175–181.
- Lima, E. F. and Nardi, L. V. S., 1998- The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (1), 67–77.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643.
- Moradian, A., 1997- Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran. Unpublished Ph.D. thesis, University of Wollongong, Australia.
- Morata, D. and Aguirre, L., 2003- Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range, Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Science* 16, 459-476.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arcmagmatism and subduction history beneath Zagros: new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380–398.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow, England.
- Sabzehei, M., 1974- Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran Meridional)-etude petrologique et structurale, interpretation dans le cadre Iranian. Thesis, Grenoble, 306 p.
- Sengor, A. M. C., Cin, A., Rowley, D. B. and Nie, S. Y., 1993- Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: a preliminary study. *Journal of Geology* 101,51–84.
- Shafiei, B., Shahabpour, J. and Haschke, M., 2008- Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman Porphyry Copper Belt: Response to Neogene Crustal Thickening. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19(1), 67-84.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 652–65.
- Shinjo, R., Chung, S. I., Kato, Y. and Kimura, M., 1999- Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryuku arc: implications for the evolution of a young intracontinental back arc basin. *Journal of Geophysical Research* 104, 1059–1068.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D. and Waichel, B. L., 2006- The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high- K tholeiitic and silicasaturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 78: 573-589.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, Berlin, 873–887.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. and Smith, E. I., 2002- A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research* 107.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Chapman and Hall, New York, 496 p.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 42, 77-97.

The origin and tectonomagmatic setting of dykes at the North of Mashhad-Ardehal

B. Hosseini^{1*}, A. R. Ahmadi¹ and M. Ghanbari Dolatabadi²

¹Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Iran

²M.Sc., Department of Geology, Faculty of Basic Science, Islamic Azad University, Ashtian, Iran

Received: 2016 June 21

Accepted: 2016 April 26

Abstract

A suite of dykes at the north of Mashhad –Ardehal which intruded into the Eocene volcanic and sedimentary rocks represents part of Tertiary volcanism in middle part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The rocks are cogenetic and are mainly basaltic andesite, andesite and trachy andesite in composition and belong to tholeiitic and medium-K calc alkaline series. Chondrite-normalized REE patterns exhibit moderate enrichment in LREE relative to MREE. Enrichment in LILE and depletion in HFSE relative to REE on multi-element diagrams is similar to subduction related magmatic rocks. From the geochemical point of view, these rocks demonstrate intermediate characteristics of active continental margins and island arcs settings. Geochemical evidences and also association of the magmatic rocks with green tuffite and other shallow marine sedimentary rocks suggest that the rocks generated in an extensional continental (ensialic) back-arc basin.

Keywords: Dyke, Geochemistry, Continental (ensialic) back-arc, Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Mashhad Ardehal.

For Persian Version see pages 187 to 198

*Corresponding author: B. Hosseini; E-mail: be.hosseini@pnu.ac.ir