

# پژوهشی نوین بر پتروژنز و سن‌یابی گدازه‌های بازیک کواترنری شمال باختری ایران، در مقایسه با مراکز منشأ در فلات ایرانی - ترکی

منیره خیرخواه\*

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

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۰۶

## چکیده

بسیاری از مراکز آتشفشانی در ایران سن پلیوکواترنری دارند که ده‌ها میلیون سال پس از برخورد اولیه عربی - اورازیا شکل گرفته‌اند. سنگ‌های بازالتی شمال باختری ایران در استان آذربایجان غربی، بخشی از سری‌های گسترده ماگماهای پلیوکواترنری گوشته‌ای هستند که در فلات ایرانی - ترکی فوران یافته‌اند. طیف گسترده‌تر ترکیبات نمونه‌های سنگی این فلات از بازالت‌های اولیه تا رپولیت همراه با گدازه‌های پتاسیمی تا اولتراپتاسیک است. بازالت‌های آلکالن با ویژگی درون صفحه‌ای و بازالت‌های مشابه بازالت‌های جزایر اقیانوسی در این فلات حضور دارند. از این رو، مطالعات دقیق سنگ‌شناختی و تعیین سن تکاپوی آتشفشانی بازیک کواترنری شمال باختر ایران که در بخش خاوری این فلات قرار گرفته است، اهمیت بسیاری دارد. این مقاله ماهیت و سن‌های جدید به روش  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  سنگ‌های آتشفشانی بازیک شمال باختر ایران را در مقایسه با آتشفشان‌های جوان خاور ترکیه (آناتولی)، آرارات و تندورک و ایگیت‌داغی مورد بررسی قرار می‌دهد. این آتشفشان‌های جوان در چند مرحله مواد آذرآواری و روانه‌های گدازه را با ترکیب بازیک تا میانه فوران کرده‌اند. چنان‌که از شمال ماکو تا جنوب باختری دریاچه ارومیه (حدود ۲۰۰ کیلومتر)، طی مدت زمان کوتاهی در طی کواترنری از مواد بازیک پوشیده شده است. این سنگ‌های بازیک تا میانه از آتشفشان‌های آرارات (آگری‌داغی)، تندورک و ایگیت‌داغی منشأ گرفته‌اند. بررسی تغییرات شیمی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشان از پیشرفت ژئوشیمیایی ترکیبات از کالک آلکالن به آلکالن، از سوی شمال (ماکو) به سمت جنوب (سلماس) منطقه، با نزدیک شدن به صفحه عربی دارد. گدازه‌ها حدود ۱۰ میلیون سال پیش از یک پوسته سبتر و یک گوشته سنگ‌کره‌ای نازک در فلات ایرانی - ترکی فوران یافته‌اند. دامنه‌های سنی این گدازه‌های بازالتی، از ۱/۸۷ تا ۰/۴ میلیون سال برآورد شده است. این داده‌های سنی، از مطالعات سن‌یابی که پیش‌تر در ترکیه انجام شده است، سن‌های بسیار دقیق‌تری را نشان می‌دهد و ایگیت‌داغی که پیش از این تعیین سن نشده بود، در این مطالعه سن‌یابی شده است. با مطالعات سنگ‌شناختی و برآورد سنی دقیق از گدازه‌های شمال باختر ایران و مقایسه با سنگ‌های مشابه در ترکیه می‌توان به تصویر کاملی از تکاپوی ماگمایی سرتاسری این بخش از فلات ایرانی - ترکی دست یافت.

**کلیدواژه‌ها:** گدازه‌های بازالتی، فلات ایران - ترکی، شمال باختر ایران، خاور ترکیه، سن‌یابی  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

E-mail: kheirkhah.monireh1@gmail.com

\*نویسنده مسئول: منیره خیرخواه

## ۱- مقدمه

با مطالعات توموگرافی (Maggi & Priestley, 2005) مشخص شده است که نواحی با سرعت پایین در گوشته زیر فلات وجود دارد و تغییرات امواج S و P حضور سنگ‌کره گوشته‌ای سبتر را با بیش از ۲۰۰ کیلومتر در زیر این فلات بالا زدگی فلات می‌تواند ناشی از سبترشدگی سنگ‌کره به دلیل سست‌کره گوشته‌ای باشد (Shabanian et al., 2012). بنابراین پوسته آناتولی خاوری روی سست‌کره‌ای غیرعادی (Şengör, et al., 2003) قرار گرفته است که هیچ نشانه‌ای از گوشته سنگ‌کره‌ای همرفت را نشان نمی‌دهد (Zor et al., 2003; Şengör et al., 2003). تازه‌ترین پژوهش‌ها نیز، سبترشدگی پوسته منطقه آذربایجان را از سوی جنوب باختر به شمال خاور، ناشی از برخورد صفحات ایران مرکزی و جنوب کاسپین دانسته‌اند که سبب دگرشکلی و کوتاه‌شدگی پوسته در شمال باختری ایران شده است و شاهد آن افزایش ژرفای موهو از جنوب باختر به سوی شمال خاور فلات است (Taghizadeh-Farahmand et al., 2010). در کناره‌های فلات، چین‌خوردگی و رانندگی فعال سبب تشکیل رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز در ایران شده است که در امتداد گسل‌های امتدادلغز راست‌بر (Copley & Jackson, 2006) روند NW-SE را نشان می‌دهند. مطالعات توموگرافی و لرزه‌نگاری که در خاور ترکیه و باختر ایران انجام شده، گویای حضور سست‌کره داغی در زیر پوسته فلات است، همچنین رخداد زمین‌لرزه‌هایی با ژرفای بیش از ۳۰ کیلومتر می‌تواند نشانگر حضور ذوب بخشی مواد در زیر این ناحیه باشد.

کمر بند آلپ - هیمالیا از به هم پیوستن خردصفحاتی تشکیل شده که از خاور مدیترانه تا شمال باختر هیمالیا را دربر گرفته است (Sengor & Yilmaz, 1981; Okay & Tuysuz, 1999; Stampfli & Borel, 2002) و فلات ایرانی - ترکی که دربرگیرنده گستره پهن‌آواری (حدود ۴۳۰۰۰ کیلومتر مربع) از سنگ‌های آتشفشانی از خاور ترکیه تا باختر ایران است، بخشی از این کمر بند کوهزایی است. فلات یادشده بخشی از پهنه برخوردی عربی - اورازیا است که مساحتی حدود ۱۵۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع را می‌پوشاند و ارتفاعی در حدود ۱/۵ تا ۲ کیلومتر دارد (شکل ۱). در شمال باختری ایران به دلیل گسلش امتدادلغز، فلات دچار دگرشکلی شده است (Copley & Jackson, 2006; Solaymani Azad et al., 2011). حرکت رو به جلو لبه شمالی صفحه عربی در اواخر مزوزوییک و اوایل سنوزوییک به زیر لبه جنوبی صفحه اورازیا، سبب فرورانش در این بخش از فلات شده است. ساختار نامتجانس فلات ناشی از ستبراهای متفاوت پوسته و سنگ‌کره زیر آن است. ستبرای متوسط پوسته در زیر فلات آناتولی حدود ۴۵ کیلومتر (Angus et al., 2006) برآورد شده است، ستبرای پوسته شمال باختری ایران بیش از ۳۸ تا ۵۳ کیلومتر (Taghizadeh-Farahmand et al., 2010) است. با توجه به این که ستبرای سنگ‌کره آناتولی خاوری حدود ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر (Angus et al., 2006) است، سنگ‌کره منطقه مورد مطالعه ستبرایی حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر (Priestley & McKenzie, 2006) و برپایه تازه‌ترین مطالعات (Taghizadeh-Farahmand et al., 2010)، ستبرای سنگ‌کره قاره‌ای منطقه شمال باختری ایران بیش از ۱۰۰ کیلومتر برآورد شده که نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی پوسته و همچنین تحمل فرایندهای ژئودینامیکی گوشته این ناحیه است.

تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت هستند. سنگ‌های آتشفشانی بازیک بر اثر فوران‌های آتشفشان‌های جوان منطقه (آارات، تندورک، ایگیت‌داغی) و نیز از محل شکاف‌هایی با روند E-W و گسل‌های با روند N-NW و S-SE در دره گسلی ماکو و چالدران (بازالت‌های منشوری) و نیز مراکز آتشفشانی در جنوب منطقه (کراترهای سلماس و باختر ارومیه) با روند NW-SE رخنمون یافته‌اند، چنان‌که تکاپوی آتشفشانی کواترنری بازیک در این منطقه به مراتب بیشتر از دیگر نقاط ایران بوده است.

سنگ‌های بازیک آتشفشانی در محدوده شمال ماکو (بورلان)، بازرگان - ماکو (مسیر رود زنگمار)، چالدران (سیه‌چشمه)، سلماس (باختر ارومیه) مورد بررسی قرار گرفته‌اند که در برخی بخش‌ها، گدازه‌ها بسیار ریزیلور با خمیره شیشه‌ای و حفره‌دار هستند که به صورت دگرشیب روی واحد مارنی و ماسه‌سنگ‌های سازند قم و کنگلومرای پلیوسن قرار گرفته‌اند. گدازه‌های بازالتی آارات بخش گسترده‌ای از شمال ماکو را پوشانیده و به صورت روانه‌هایی از محل شکاف‌های با روند E-W و گسل‌های با روند N-NW و S-SE در دره گسلی ماکو، ستون‌های عمودی در سیه‌چشمه (بازالت‌های منشوری) و نیز فوران‌های متناوبی از روانه، بمب و خاکستر از مراکز آتشفشانی جنوب منطقه (سلماس و باختر ارومیه) با روند NW-SE برون ریخته‌اند.

گدازه‌های بازیک تا میانه بخش گسترده‌ای از منطقه مورد مطالعه را در شمال ماکو، بازرگان - ماکو - پلدشت (حدود ۷۰۰ کیلومتر مربع) پوشانده‌اند. گدازه‌های نواحی شمالی منطقه (ماکو، بازرگان - ماکو - پلدشت) در ارتباط با گدازه‌های آارات و گدازه‌های مناطق جنوبی (چالدران، سلماس و باختر ارومیه) با گدازه‌های تندورک در ترکیه تشابه دارند (Kheirkhah et al., 2009). بازالت‌های منطقه ماکو در جنوب خاوری آارات از آخرین و تازه‌ترین خروجی‌های آتشفشانی آارات هستند (شکل ۳- الف) در جنوب و جنوب باختری ماکو در مناطق سیه‌چشمه، چالدران، کلیسا کندی، سلماس، خوی و باختر و جنوب باختری دریاچه ارومیه نیز گسترش بازالت‌های کواترنری، فوران‌های قابل توجهی را از محل کراترها و گنبد‌های بازالتی و شکستگی‌های ژرف نشان می‌دهند. مراکز آتشفشانی منطقه سلماس به صورت کراترهایی در یک امتداد خطی قرار گرفته‌اند که می‌توان علت آن را وجود یک پهنه شکستگی در پی سنگ دانست. ماگماهای آلکالین در مناطق سلماس و باختر ارومیه از راه شکستگی‌های با روند S-SE و N-NW به سوی بالا مهاجرت کرده‌اند.

به طور کلی ستبرای گدازه‌های بازالتی منطقه از وضعیت توپوگرافی و پستی و بلندی‌های بستر پیروی می‌کند. گدازه‌های بازالتی در نواحی پست منطقه (دشت پلدشت)، ستبرای کمتری (حدود ۱۰ متر) نسبت به دره‌های تنگ و گسلی ماکو (حدود ۴۰ متر) دارند (شکل ۳- ب) و به شکل طنابی (شکل ۳- ج) و تومولوس (شکل ۳- د) هستند. در مناطق چالدران و سیه‌چشمه گدازه‌های تراکی‌بازالتی در محل شکستگی‌های گسلی به صورت بازالت‌های منشوری رخنمون یافته‌اند (شکل ۳- ح) و در سلماس و باختر و جنوب باختری ارومیه، گدازه‌های بازیک از محل کراترها و مخروط‌های آتشفشانی (شکل ۳- ز) فوران داشته‌اند.

بمب‌های دوکی شکل (شکل ۳- ه) در مناطق سلماس و باختر ارومیه در دامنه کراترهای آتشفشانی دیده می‌شوند که سطح آنها اکسیده شده است. رخنمون‌هایی از مواد پرتابی و گدازه‌های حفره‌دار (شکل ۳- و) در دامنه‌ها به طور متناوب وجود دارد که مبتنی بر فعالیت نوع استرومبولی در این ناحیه است.

### ۳- ویژگی‌های سنگ‌ساختی سنگ‌های بازالتی - تراکی بازالتی منطقه

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ‌های خاکستری تیره، سیاه، سرخ و دارای ساخت حفره‌دار، پارمیسسی و گاه بدون حفره هستند که بیشتر حفرات توسط کربنات و سیلیس پر شده‌اند. بخش حفره‌دار که به روی بخش توده‌ای قرار گرفته، احتمالاً هنگامی که حجره ماگمایی از گاز پر بوده، تولید شده است. در نمونه‌های دستی، الیوبن‌ها

کم‌ستبراست، بنابراین فعالیت‌های آتشفشانی در آناتولی خاوری، گوشته سست کره داغی را در زیر پوسته این ناحیه نشان می‌دهد.

در جنوب باختری آسیا، فعالیت ماگمایی به‌طور گسترده‌ای از الیگوسن تا کواترنری رخ داده است که بیشتر در شمال پهنه برخوردی (صفحه اورازیا) بوده است. این یکی از نموده‌های مهم فلات کوهزایی ایرانی- ترکی است (شکل ۲) که اثبات می‌کند شرایط گوشته در طی این زمان و در این ناحیه آن‌چنان بوده است که ذوب‌شدگی گسترده‌ای رخ داده است. اگرچه آتشفشان Karacalidag در خاور ترکیه در صفحه عربی قرار گرفته است (Pearce et al., 1990; Lustrino et al., 2010)، بسیاری از مراکز آتشفشانی در بالای پهنه فرورانش نوتیس در بخش اورازیایی زمین‌درز اصلی قرار گرفته‌اند. در خاور ترکیه و باختر ایران از الیگوموسن تا کواترنری تکاپوی آتشفشانی پراکنده‌ای رخ داده است و شامل مراکز آتشفشانی متعددی است که در خاور آناتولی از ۱۰ میلیون سال پیش (Keskin et al., 1998) و یا حتی زودتر (Lebedev et al., 2010) شکل گرفته‌اند. بسیاری از مراکز در خاور ترکیه و باختر ایران به سن پلیوسن - کواترنری هستند (Ahmadzadeh et al., 2010).

گرچه پایان آتشفشان‌های مرتبط با فرورانش در منطقه برخورد صفحات قاره‌ای عربی- اورازیا، حدود ۱۲ میلیون سال تعیین شده است (Sengor & Yilmaz, 1981)، ولی میلیون‌ها سال (حدود ۲۰ میلیون سال پیش) پس از برخورد (Okay et al., 2010) و یا حتی حدود ۳۵ میلیون سال پیش (Allen & Armstrong, 2008) تکاپوهای آتشفشانی آغاز شده و بیش از نیمی از فلات را پوشانیده‌اند؛ به گونه‌ای که همه این فوران‌ها دارای مؤلفه‌های فرورانش هستند. فعالیت آتشفشانی تا عهد حاضر ادامه یافته و هنوز نیز فعال است (Keskin et al., 2012). در خاور آناتولی، مراکز آتشفشانی در فلات ایران- ترکی (آارات، تندورک، نمروت، ایگیت‌داغی، سوفان و موس) از حدود ۱۰ میلیون سال پیش تاکنون فعال بوده‌اند (Keskin et al., 1998). در این نوشتار داده‌های سنی گدازه‌های بازیک شمال باختر ایران در فلات ایران- ترکی در مقایسه با داده‌های پیشین تجزیه و تحلیل و از دید منشأ و زمان برون‌ریزی و جایگیری بررسی می‌شوند.

### ۲- مراکز آتشفشانی شمال باختری ایران و سنگ‌نگاری آنها

سنگ‌های آتشفشانی بازیک منطقه شمال باختری ایران در طول‌های جغرافیایی ۴۴° ۵' تا ۴۵° ۱۰' خاوری و ۳۷° ۴۷' تا ۳۹° ۴۷' عرض شمالی در استان آذربایجان غربی و در مرز ایران با جمهوری آذربایجان و ترکیه قرار گرفته‌اند.

محدوده مورد مطالعه در نزدیکی مرز کشورهای ایران و ترکیه قرار دارد. کهن‌ترین رخنمون منطقه مربوط به پرکامبرین است و نهشته‌های اوایل پالئوزویک در زیر طبقات جوان تر پالئوزویک و ترشیری قرار گرفته‌اند. نهشته‌های مزوزویک در برخی نواحی وجود ندارند و نهشته‌های ترشیری با دگرشیبی روی سازنده‌های کهن تر قرار گرفته‌اند. آبرفت‌های کواترنری سازنده‌های کهن تر و به‌ویژه بخش‌های بالایی ترشیری را پوشانیده‌اند. در منطقه مورد مطالعه گدازه‌های بازالتی بر روی آبرفت‌های کواترنری قرار گرفته و در برخی مناطق نهشته‌های ترشیری را کاملاً پوشانیده‌اند.

روانه‌های بازالتی آارات در شمال منطقه از پیرامون مرز ایران- ترکیه تا کناره رودخانه ارس در مرز جمهوری آذربایجان، ساخت‌های پاهوو (طنابی شکل)، آآ، تومولوس و گدازه‌های لایه‌ای را نشان می‌دهند که نمودی از زیباترین و متنوع‌ترین ساخت‌های آتشفشانی در منطقه هستند. بازالت‌ها، تراکی‌بازالت‌ها و آندزیت‌های کواترنری از مراکز آتشفشانی و شکستگی‌های کششی موضعی برون ریخته و در دره‌ها و نواحی پست گستره پهناوری را تشکیل داده‌اند.

### ۲-۱. شواهد صحرایی

سنگ‌های مورد مطالعه از نوع آتشفشانی و شامل بازالت، آندزیت، بازالت آندزیتی،

دو مرکز (آارات بزرگ و آارات کوچک) با گسل‌ها از هم جدا شده و سبب ایجاد حوزه‌ای فراکششی شده‌اند که رسیدن ماگما را به سطح آسان کرده است (Dewey et al., 1986). روانه‌های گدازه‌های آندزیتی-بازالتی از محل کراترهای آارات کوچک، مسیری بیش از ۱۰۰ کیلومتر را پیموده و به سوی جنوب خاور و خاور تا منطقه ماکو در شمال باختر ایران جریان یافته‌اند. چنین جریان‌هایی از دره‌های گسلی (دره ماکو) عبور کرده و بر روی آبرفت‌های جوان کواترنری با ستبرایی بیش از ۲ تا ۳ متر گسترش یافته‌اند. در ۵۰ کیلومتری جنوب آارات، آتشفشان مرکزی با بیش از ۳۵۰۰ متر ارتفاع به نام تندورک (Tendürek) وجود دارد که نزدیک به مرز ایران (در منطقه چالدران) با گسترشی حدود ۶۵۰ کیلومتر مربع، دارای دو مخروط آتشفشانی است. این آتشفشان در پهنه گسلی امتدادلغز راست‌گرد Balik Golu با روند شمال-جنوب قرار گرفته و تا فاصله ۳۰ کیلومتری از مرز ایران به سمت صفحه Diyadin ادامه یافته است. روانه‌هایی از گدازه‌های انجماد یافته پاهو و آآ در سرتاسر منطقه دیده می‌شوند. با تخلیه بازالت‌ها، در ادامه با خروج گدازه‌های تراکیتی گرانرو از این مراکز، مخروط‌هایی با دیواره‌های پرشیب و نیز تراکی‌بازالت‌های منشوری (به‌ویژه در منطقه سیه‌چشمه) گسترش یافته است. آتشفشان ایگیت‌داغی (Yigit Dagı) در ۱۳۰ کیلومتری جنوب خاوری تندورک در مرز ایران-ترکیه در نزدیکی کراترهای سلماس قرار دارد و از مخروط‌های خاکستر تشکیل شده است. از تجزیه‌های پیشین این مرکز اطلاعات زیادی در دسترس نیست. این آتشفشان از آتشفشان‌های دیگر این منطقه فرسایش یافته‌تر است (Allen et al., 2011). در منطقه سلماس، روانه‌های بازالتی از بخش خاوری آتشفشان ایگیت‌داغی ناشی شده و مخروط‌های بازالتی سلماس با راستای شمال باختری-جنوب خاوری، هم‌روند با آتشفشان ایگیت‌داغی قرار گرفته‌اند.

#### ۵- ژئوشیمی سنگ‌های منطقه

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب ۲۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی کواترنری مناطق ماکو، چالدران (سیه‌چشمه) و سلماس با روش‌های XRF (برای تعیین عناصر اصلی) و ICP (برای تعیین عناصر کمیاب)، در آزمایشگاه دانشگاه Leicester و ۹ نمونه برای نسبت‌های ایزوتوپی Rb/Sr و Sm/Nd در گروه علوم زمین دانشگاه Durham با استفاده از روش (MC-ICP-MS) انجام شده است. چگونگی آماده‌سازی نمونه‌ها و روش‌های تحلیلی با استفاده از داده‌های (Dowall et al., 2003) بوده است که در (Kheirkhah et al., 2009) گزارش شده‌اند. بیشتر این نمونه‌ها LOI کمتر از یک درصد دارند که با جوان بودن این نمونه‌ها هماهنگ است.

بر پایه رده‌بندی‌های شیمیایی در نمودار مجموع قلیایی‌ها در برابر  $SiO_2$  (Cox et al., 1979)، همه نمونه‌های شمال‌باختر آذربایجان در محدوده‌های بازالت، هاوایت، موژآریت و تراکی‌آندزیت قرار گرفته‌اند (شکل ۶). بر پایه خط جداکننده سری‌های ماگمایی، بیشتر نمونه‌های مناطق چالدران، بازرگان - ماکو و سلماس (تندورک و ایگیت‌داغی) در محدوده قلیایی‌ها و نمونه‌های ماکو (آارات) در محدوده نیمه‌قلیایی‌ها قرار دارند. ویژگی قلیایی بودن نمونه‌ها از شمال به جنوب یعنی در جهت پهنه برخورد غربی-اورازبایی، افزایشی را نشان می‌دهند. در رده‌بندی‌های شیمیایی نمونه‌های ترکیه (Keskin et al., 2007) مشخص می‌شود که سنگ‌های آتشفشانی آارات بیشتر در محدوده‌های داسیت، آندزیت و تراکی‌آندزیت قرار دارند و نیز گدازه‌های تندورک نسبت به سنگ‌های منطقه سیه‌چشمه و چالدران ویژگی‌های قلیایی بیشتری دارند به گونه‌ای که تا محدوده بنموریت پیش‌رفته‌اند، در صورتی که گدازه‌های مشابه در ایران بیشتر در محدوده‌های بازالت و موژآریت قرار دارند (Kheirkhah et al., 2009).

#### ۵-۱. منشأ و تحولات ماگمایی

در نمودارهای عنبکوتی، نمونه‌هایی از گدازه‌های منطقه بهنجار شده به گوشته اولیه

سرخ‌رنگ دیده می‌شوند که نشانه‌ای از دگرسانی ایدنگسیتی آنها است. بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های بازالتی بیشتر آفانیتیک و دارای درشت‌بلورهای الوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند که در رده‌بندی بافتی، بافت‌های هیالوپورفیریک (شکل ۴-ه)، میکروولیتی پورفیریک (شکل ۴-ج) و تراکیتی تا اینترسرتال (شکل ۴-الف) را نشان می‌دهند. واحدهای میانه دارای آمفیبول، بیوتیت، بیگانه‌بلور کوارتز و فلدسپار قلیایی هستند. در شیشه پاسیتی شده خمیره بیشتر سنگ‌های منطقه، آپاتیت و کانی‌های کدر (تیتانومگنتیت) پراکنده هستند. با مطالعات سنگ‌نگاری شواهدی از تعادل نداشتن ماگمای اولیه و سنگ‌شدگی سریع گدازه دیده می‌شود که وجود بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها (شکل ۴-د)، بافت‌های اسکلتی، منطقه‌بندی عادی و معکوس درشت‌بلورها و شکل‌های دندریتی، دم‌چلچله‌ای و اسپاکی میکروولیت‌ها دلیلی بر این نبود تعادل است. بافت گلوپورفیریک که ناشی از پدیده تفریق در ماگما است را می‌توان در بیشتر این سنگ‌ها مشاهده کرد (شکل ۴-و). کناره پاسیتی شده بلورها و وجود بیگانه‌بلورهای کوارتز (شکل ۴-ب) در خمیره دارای فلدسپار قلیایی، الوین و پلاژیوکلازهای بازیگ و همچنین حضور انواع بافت‌های دانه‌ریز و دانه‌درشت و یا مشاهده انواع شیشه‌های میانه و بازیگ در کنار هم، از مهم‌ترین شواهد نبود تعادل، آمیختگی و آغشتگی ماگمایی با سنگ‌های پوسته‌ای در منطقه است که این با مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌ها حاصل شده است (Kheirkhah et al., 2009).

#### ۴- ویژگی‌های تکاپوی آتشفشانی کواترنری آاناتولی خاوری

تکاپوی ماگمایی شمال باختری اورازیا از الیگوسن تاکنون به‌طور متناوب ادامه داشته است و در ناحیه شمالی پهنه برخوردی نسبت به جنوب منطقه (برای نمونه Karacalidag) از دامنه بیشتری برخوردار بوده است. آغاز تکاپوی آتشفشانی در شمال فلات Erzurum- Kars بوده که به تدریج به سمت جنوب مهاجرت کرده است (Keskin, 2003). حجم بسیار مواد آتشفشانی در این منطقه می‌تواند پدیده‌ای از نقطه داغ و یا بی‌هنجاری‌های ذوب بخشی باشد. این فلات از خردقاره‌هایی تشکیل شده که در طی کرتاسه پسین تا تشریری پیشین به هم پیوسته‌اند. این خردقاره‌ها توسط کمربندهای ایفولیتی و کمپلکس‌های افزایشی از هم جدا شده‌اند و بلوک شمال باختر ایران که بخش خاوری فلات Erzurum Kars است (شکل ۵) یکی از ۵ بلوک موجود در این خردقاره‌ها است (Keskin et al., 1998).

مجموعه‌ای از مراکز آتشفشانی جوان در خاور آاناتولی و شمال باختری ایران (آارات، تندورک، سوفان، نمروت و ایگیت‌داغی) حضور دارند (شکل ۵) که بسیاری از آنها فعال نیستند، جوان‌ترین فوران منطقه از آتشفشان Nemrut ثبت شده است. در فلات Erzurum Kars، مخروط‌های خاکستر یا نزدیک به آتشفشان‌های بزرگ و یا به‌طور آشکار مستقل از آنها هستند. با این که بیشتر فعالیت‌های آتشفشانی منطقه از نوع شکافی هستند، مراکز آتشفشانی بزرگی چون آارات و تندورک نیز در نزدیکی مرز ایران-ترکیه فوران‌های مهمی داشته‌اند. تکاپوی آتشفشانی شمال‌باختری ایران در مناطق ماکو، سیه‌چشمه و سلماس نیز در همین زمان رخ داده و از این مراکز منشأ گرفته‌اند. از این‌رو به دلیل شباهت‌های زمین‌شناسی، زمین‌ساختی، فعالیت ماگمایی و ستبرای پوسته‌ای این دو ناحیه و نزدیکی آتشفشان‌های تندورک، آارات و ایگیت‌داغی با مناطق آتشفشانی آذربایجان غربی و همچنین جاری شدن روانه‌های گدازه‌های آارات در شمال آذربایجان غربی (شمال ماکو)، از دید ویژگی‌هایی که بیان شد این دو منطقه با هم مقایسه می‌شوند. بزرگ‌ترین مراکز آتشفشانی منطقه، استراتولکان آارات (Agri Dagı) است که از دو قله بزرگ و کوچک (نزدیک مرز ایران و ترکیه) با ارتفاعاتی از ۳۹۰۳ تا ۵۱۶۵ متر تشکیل شده است. آارات در حوضه کششی چپ‌گرد و در امتداد پهنه کششی، میان دو گسل پلکانی امتدادلغز Dogubeyazit-Gubulak و Iğdir قرار گرفته است.

یک منشأ اسپینل لرزولیتی (شکل ۱۰) پیشنهاد می‌شود و با توجه قرارگیری نمونه‌ها در روند فرایند AFC نمودار، بیشتر نمونه‌ها دچار فرایند همضم، تفریق و آلودگی پوسته‌ای شده‌اند که افزایش آلودگی در نمونه‌های جنوبی بیشتر بوده است.

## ۶- مطالعات سن‌یابی

برای سن‌یابی دقیق گدازه‌های شمال باختری ایران و مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی هم‌ارز آنها در ترکیه، نمونه‌هایی انتخاب و تجزیه شدند که این نمونه‌ها از آتشفشان‌های آارات، تندورک و ایگیت‌داغی در ترکیه برگرفته شده است (Allen et al., 2011). نمونه‌های  $\text{Mu}3.9$ ،  $\text{Mu}18.25$  و  $\text{Mu}17.24$  از گدازه‌های آارات (ماکو) هستند. این گدازه‌ها از محل دره‌های ژرف و تنگ و حاشیه رود زنگمار برداشت شده‌اند (شکل ۱۱). نمونه دیگر از نزدیکی رودخانه ساری‌سو در سیه‌چشمه که به زنگمار در ماکو می‌پیوندد ( $\text{Mu}11.16$ ) و پنجمین نمونه  $\text{Mu}14.19$  است که از دره رود روشاده در نزدیکی سلماس این رودخانه به دریاچه ارومیه می‌ریزد، برداشت شده است. در هر منطقه نمونه‌برداری شده یک رویه نازک آبرفتی و یا خاک روی گدازه‌ها قرار دارد، به بیان دیگر پس از فوران فرسایش قابل توجهی در سطح منطقه رخ نداده است (Allen et al., 2011).

### ۶-۱. روش تعیین سن نمونه‌ها

برای تعیین سن نمونه‌ها در مناطق بازالتی به روش  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ ، از نمونه‌های سالم با استفاده از اره چرخان با دور کند نمونه برداشته شده است. سپس نمونه‌ها به وسیله سنگ‌شکن فکی خرد شدند تا تکه‌هایی بزرگ‌تر از  $500$  میکرومتر ایجاد شوند. در ادامه از یک سنگ‌شکن دیسکی استفاده شد تا دانه‌ها با ابعاد  $250$  تا  $500$  جداسازی شوند. برای جدایش دانه‌ها و ذرات ریز، مواد در آب مقطر شسته و سپس الک شده‌اند و از جداکننده مغناطیسی Frantz برای این منظور استفاده شد تا خمیره از دانه‌های خمیره جدا شود. سپس نمونه‌ها در اسید نیتریک رقیق و در یک وان فراصوتی آب شویی شدند. این فرایند ۶ بار تکرار تا اسید باقیمانده شفاف شد و پس از این که در آب مقطر و متانول در یک وان فراصوتی فرو برده شدند، حدود  $500$  میلی‌گرم از نمونه (خمیره بدون درشت‌بلور) در بسته‌هایی از فویل مسی پیچیده و درون یک شیشه آزمایشگاهی از جنس کوارتز گذاشته شد تا پرتودهی شود و با استاندارد بین‌المللی پیچیده شده در فویل آلومینیومی سانیدین Alder Creek ( $1/193 \pm 0/001$  Ma) مورد مقایسه قرار گرفت و شار تابش شده به این نمونه توصیف شد. با استفاده از استاندارد سانیدین Fish Canyon Tuff (FC-2s,  $28.02 \pm 0.56$  Ma, Renne et al., 1998)، مورد بررسی و سپس در راکتور McMaster به مدت یک ساعت و در CD-lined تابش دهی شد.

سن‌های  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  به وسیله دستگاه ایزوتوپی آرگون NERC در مرکز مطالعات زیست‌محیطی دانشگاه Scottish تعیین شدند و نمونه‌ها در چند مرحله به صورت پلکانی از  $500$  تا  $1750$  درجه سانتی‌گراد به وسیله کوره‌ای تمام فلزی مقاوم گرما داده شدند. گازهای استخراج شده با استفاده از cold finger (که دمای  $95/5$  - را به وسیله یک تله برافه‌ای حفظ می‌کند) و GP50 getterها (دو تا از آنها در دمای  $450$  نگهداری می‌شود و یکی منطبق با دمای اتاق است) جدا شدند و از یک طیف‌سنج جرمی جمع‌کننده گاز نجیب ARGUS استفاده شد تا اطلاعات ایزوتوپی آرگون گردآوری شود (Mark et al., 2009). ARGUS حساسیت اندازه‌گیری برابر با  $10$  به توان  $14 \times 7$  مول در ولت دارد. پس از انجام همه مراحل برای تصحیح اطلاعات از نرم‌افزار MassSpec در مرکز زمین‌گاه‌شماری Berkely استفاده شده است. سن‌های  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  همچنین شامل بی‌ثباتی‌هایی در متغیر - J از تجزیه‌های  $30$  بلور استاندارد را نشان می‌دهند. برای محاسبه‌ها متغیرها از داده‌های Steiger & Jager (1977) استفاده شده است. داده خام  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  در اطلاعات حمایت‌کننده گذاشته شده‌اند. شکل ۱۲ طیف‌های سنی به روش  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  و همچنین نمودارهای همبستگی‌های ایزوتوپی

(Sun & McDonough, 1989)، بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb و Ta نشان می‌دهند (شکل ۷- الف و ب) که مشخص‌کننده یک منبع ماگمایی متأثر از پدیده فرورانش در منطقه و یا منبعی است که دچار آلودگی پوسته‌ای شده است. هیچ کدام از این نمونه‌ها تهی‌شدگی مشخصی در عناصر REE سنگین از خود نشان نمی‌دهند، این می‌تواند ناشی از وجود گارنت در منبع گوشته‌ای باشد یعنی ذوب‌شدگی احتمالاً در ژرفای کم و در حدود کمتر از  $80$  کیلومتر صورت گرفته است.

به‌جز نمونه‌های آارات، بقیه نمونه‌ها غنی‌شدگی از عناصر Nb و Ta نشان می‌دهند. ترکیب این سنگ‌های آتشفشانی به ترکیب پوسته بالای شباهت بیشتری نشان می‌دهد (ترکیب پوسته بالای دارای  $\text{Nb}=25\text{ppm}$  است).

نمونه‌های سلماس (ایگیت‌داغی) در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (شکل ۸) بالاترین نسبت‌ها و نمونه‌های آارات کوچک، پایین‌ترین نسبت‌ها را دارند. روند نمونه‌ها با محدوده MORB و پهنه آتشفشانی ایسلند همپوشانی ندارند. بالاتر بودن و پایین‌تر بودن نسبی از مرز آرایه ایسلندی را می‌توان با  $\Delta\text{Nb}$  به صورت فرمول زیر بیان کرد:

$$\Delta\text{Nb} = 1.74 + \log(\text{Nb}/\text{Y}) - 1.92\log(\text{Zr}/\text{Y})$$

عدد مثبت  $\Delta\text{Nb}$  بالاتر بودن و عدد منفی  $\Delta\text{Nb}$  پایین‌تر بودن از این آرایه را نشان می‌دهد.

$\Delta\text{Nb}$  ویژگی خاص منشأ سنگ‌های بازالتی را نشان می‌دهد و نسبت به درجه ذوب بخشی، تهی‌شدگی منشأ آلودگی پوسته‌ای، تفریق و دگرسانی حساس است. انتشار داده‌ها در شکل ۸ در امتداد مرز آرایه ایسلندی نشان‌دهنده محدوده گسترده‌ای از ترکیبات است که گروه ایگیت‌داغی و سلماس در بالا و یا در نزدیک به مرز پایینی آرایه پهنه نوآتشفشانی ایسلند (مثبت  $\Delta\text{Nb}$ ) و نمونه‌های آارات در زیر آن (منفی  $\Delta\text{Nb}$ ) قرار گرفته‌اند. نمونه‌های تندورک و چالدران با روند خطی و نیمه‌موازی با روند پایین‌تر آرایه ایسلندی، محدوده‌ای از درجه ذوب را نشان می‌دهند و در روندی مشابه با روند نمونه‌های سلماس و ایگیت‌داغی ( $\Delta\text{Nb}$  بالاتر) قرار گرفته‌اند به گونه‌ای که نسبت به نمونه‌های شمالی منطقه درجه ذوب‌شدگی کمتری دارند.

در نمودار La به Nb نسبت‌های La/Nb (شکل ۹) همواره بالاتر از یک است (در سنگ‌های منطقه بین  $1/3$  تا  $2/5$  است) و نمونه‌های سیه‌چشمه (تندورک) نسبت به آارات مقادیر پایین‌تری از La/Nb دارند و برخی نمونه‌های سلماس نسبت  $\text{La}/\text{Nb} > 2$  بالاتر دارند. همچنین نمونه‌های آارات نسبت به نمونه‌های روانه‌های گدازه‌ای و مخروط‌های خاکستر ایگیت‌داغی و سلماس، مقادیر پایین‌تری از La/Nb دارند. با توجه به این که محدوده مورد مطالعه در حدود  $200$  کیلومتری شمال برخورد صفحه عربی-اورازیایی قرار دارد، متأثر از این برخورد بوده است. روانه‌های بازالتی آلکانلن پلیوسن-کواترنری که نسبت‌های La/Nb تقریباً یک و یا کمتر از یک دارند، با کاهش ذوب بخشی همراه بوده‌اند (Kheirkhah et al., 2009). در یک منبع گوشته‌ای، ذوب‌شدگی می‌تواند در هنگام عملکرد گسل‌های امتدادلغز و کشش‌های محلی بدون اثری از فرورانش ناحیه‌ای نیز ایجاد شود.

برپایه مطالعات سنگ‌شناختی، آلودگی پوسته‌ای در نمونه‌های منطقه آشکار است. در مطالعات ژئوشیمیایی از نمودارهایی برای شناخت فرایندهای آمیختگی، آلودگی و همضم (AFC) در ماگما‌های منشأ استفاده شده است که در اثر این فرایندها، شاخص‌هایی همانند نسبت Rb/Yb نمونه‌ها، رابطه مثبتی با Rb نمونه‌ها نشان می‌دهند. برای بررسی نوع ماگمای اولیه و فرایند ذوب بخشی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار شکل ۱۰، استفاده شده است. در این نمودار، سنگ‌های منطقه روندی مشابه با چنین فرایندهایی نشان داده‌اند (شکل ۱۰). روند نمونه‌ها با توجه به خط فرضی A که محور اسپینل لرزولیت را قطع کرده است، نشان می‌دهد که ماگمای اولیه این سنگ‌ها از ذوب بخشی اسپینل لرزولیت بین  $10$  تا  $30$  درصد حاصل شده است. همچنین در این نمودار، درصد ذوب بخشی کم برای نمونه‌های جنوب منطقه (تندورک و ایگیت‌داغی) و درصد ذوب بخشی بیشتر برای نمونه‌های شمال منطقه (آارات)، از



(ایزوکرون‌های وارون) را برای همه نمونه‌ها نشان می‌دهد. جدول ۱ خلاصه‌ای از داده‌های سنی همه نمونه‌های منطقه را در اختیار می‌گذارد.

## ۶-۲. سن یابی

در این مطالعه سه نمونه برداشت‌شده از گدازه‌های آزارات تعیین سن شده‌اند که نمونه Mu18.25 (آزارات)  $0.10 \pm 0.81$  میلیون سال، نمونه Mu17.24 (آزارات)  $0.40 \pm 0.05$  میلیون سال و نمونه Mu 3.9 (آزارات) طیف سنی برابر با  $0.03 \pm 0.48$  میلیون سال را نشان می‌دهند. نمونه Mu11.16 سیه‌چشمه (Tendürk) سن  $0.49 \pm 0.01$  میلیون سال را ارائه می‌دهد. نمونه‌ای از سلماس (Yigit Dagı) Mu14.19 (طیف‌های سنی  $1.87 \pm 0.01$  میلیون سال دارد. ایزوکرون وارون و سن‌های تلفیق‌شده برای همه نمونه‌ها در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در شکل ۱۳، پراکندگی سنی داده‌های گزارش‌شده تا سال ۲۰۰۲ را نمایش می‌دهد که بر پایه داده‌های (Pearce et al., 1998) و Keskin et al. (2011) نیز با رنگ سرخ در نقشه مشخص شده است. بر پایه این مسئله می‌توان خاطر نشان کرد که تکاپوی آتشفشانی از جنوب به سوی شمال پهنه برخوردی مهاجرت کرده است و به سوی شمال منطقه گدازه‌ها جوان‌تر شده‌اند. با مطالعاتی که Chiu et al. (2013) برای سن‌یابی به روش U-Pb زیرکن روی تکاپوی ماگمایی پهنه نوتیتس و کوهزایی زاگرس انجام داده، سن‌های جدیدی برای سنگ‌های آذرین این ناحیه به دست آمده است به گونه‌ای که سن بازالت‌های پتاسیک مرکز آتشفشانی شبه‌جزیره سارای در خاور دریاچه ارومیه (شمال باختر ایران) را میوسن میانی (حدود ۱۱ میلیون سال) برآورد کرده‌اند (Chiu et al., 2010). برای سبلان سنی حدود ۰/۴ میلیون سال (Li et al., 2009) و برای آداکیت‌ها و آندزیت‌های سه‌سند سنی از ۴/۲ تا ۶/۴ میلیون سال برآورد شده است (Lin, 2011) که افزایش سن سنگ‌های این منطقه را از شمال به جنوب نشان می‌دهد ولی این مسئله هنوز با ابهاماتی همراه است زیرا Keskin et al. (2010) با سن‌یابی آتشفشان Aladag در نزدیکی دریاچه ون که سنی حدود ۹ تا ۱۴/۹ میلیون سال برای آن برآورد کرده‌اند، این فرضیه را به چالش کشیده‌اند. با این وجود در بیشتر مناطق به‌ویژه بخش خاوری فلات ترکی - ایرانی و آذربایجان غربی این مورد مصداق دارد.

## ۷- بحث

در منطقه مورد مطالعه میان مجموعه‌های با LILE پایین‌تر (آزارات) و با LILE بالاتر (نمونه‌های مراکز دیگر) تفاوت ترکیب وجود دارد. گدازه‌های سیه‌چشمه (تندورک) با دیگر مراکز تفاوت کمی دارند. تغییرات ترکیبی عناصر اصلی نیز میان مراکز مختلف به‌طور گسترده‌ای وجود دارد. آن‌چنان‌که در مورد آتشفشان‌های خاور ترکیه Keskin (2003) بر این باور است که ویژگی‌های قلیایی بودن از شمال به جنوب منطقه افزایش یافته است. همچنین مؤلفه‌های فرورانش در همین راستا کاهش می‌یابند، همان‌گونه که با این مطالعه مشخص شد نسبت‌های La/Nb از ماکو (آزارات) به سلماس (ایگیت‌داغی) کاهش چشمگیری نیافته است. همه مراکزی که در شمال پهنه برخورد قرار گرفته‌اند، نسبت La/Nb بیش از ۱ دارند که نشان‌دهنده تأثیر فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ای است و بعید است این نسبت‌ها تنها ناشی از آلودگی باشند. هیچ‌یک از نمونه‌های این مطالعه، نشانی از تهی‌شدگی در عناصر HREE ناشی از ذوب‌شدگی محدود پایداری گارنت ندارند و با دیگر مراکز آتشفشانی که در شمال پهنه برخوردی عربی - اورازایی قرار گرفته‌اند، همخوانی دارند. گدازه‌های جنوب پهنه برخورد (نمونه‌های آتشفشان Karacalidag) مقدار کمی از HREE دارند و به عنوان مدلی که از مذاب‌های در حوضه پایداری گارنت (بیشتر از ۸۰ کیلومتر) منشأ شده‌اند (Pearce et al., 1990) مطرح هستند.

با بررسی ایزوتوپ‌های Nb و Sr، دو منبع ماگمایی متفاوت برای عضوهای پایانی در ناحیه پیشنهاد می‌شود. نمونه‌های منشأ شده از آزارات (نمونه‌های شمالی)، از یک

منبع بیشتر تهی‌شده و نمونه‌های جالدران و سلماس (نمونه‌های جنوبی) منشأ گرفته از ایگیت‌داغی و تندورک از گوشته‌ای غنی‌تر ایجاد شده‌اند (شکل ۱۴).

تغییر قابل توجهی در  $\Delta Nb$  مجموعه نمونه‌ها وجود دارد، به گونه‌ای که دو منبع در ایجاد مراکز آتشفشانی کواترنری منطقه نقش داشته‌اند. یک منبع با  $\Delta Nb$  مثبت و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  پایین که در جنوب قرار داشته و دیگری منبعی با  $\Delta Nb$  منفی و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  بالا که در شمال بوده است. به‌طور کلی سنگ‌های با نسبت‌های  $La/Nb > 1$  علامتی از حضور فرورانش در منطقه هستند و با نسبت‌های بالاتر از ۱ نشان از درجات کوچک‌تر ذوب‌شدگی از منشأ غنی‌تر دارند (Allen et al., 2013). با توجه به نتایج حاصل از مطالعات انجام‌شده در مورد این مخزن سنگ‌کره گوشته‌ای (Mantle Lithosphere)، چنین می‌نماید که ماگمای ناشی از سست‌کره بالاآمده، با هیچ مؤلفه فرورانش همراه نبوده است و یا با کمی از مؤلفه فرورانش همراه بوده است. بر پایه Keskin (2003) چنانچه ژرفایی که برای ذوب‌شدگی پیشنهاد شده است بیش از ۸۰ کیلومتر باشد و ساختار سنگ‌کره مطرح‌شده توسط (Angus et al., 2006) صحیح باشد، پس علت مثبت بودن  $\Delta Nb$  باید در سنگ‌کره گوشته‌ای ریشه داشته باشد. ولی منشأ گوشته‌ای با ابهاماتی همراه است، برای این موضوع دو مدل پیشنهاد شده است. یکی لایه‌برداری جزئی سنگ‌کره که توسط Pearce et al. (1990) مطرح شده و دیگری شکست قطعه فرورنده که توسط Keskin (2003) ارائه شده است. هر دو سازوکار شامل بالاآمدگی گوشته سنگ‌کره‌ای و جایگزین شدن آن با مواد در حال فرونشست است. شکست قطعه فرورنده فرایند ذوب را در زیر خاور ترکیه و شمال باختری ایران (Kheirkhah et al., 2009) افزایش داده (شکل ۱۵) و سبب غنی‌شدگی سنگ‌کره گوشته‌ای شده است. افزون بر آن ساختار سنگ‌کره‌ای غیر معمول کمپلکس برهم‌افزایشی آتاتولی خاوری ممکن است موجب افزایش تولید ماگما در سرتاسر آتاتولی خاوری و مناطق مجاور آن شده باشد (Keskin, 2003). شکل ۱۵ نمای نمادینی از پهنه برخوردی در پلیوکواترنری را نشان می‌دهد. شکست قطعه فرورنده و لایه‌برداری سست‌کره، سبب ذوب‌شدگی گسترده در سنگ‌کره گوشته‌ای فلات ایرانی - ترکی شده که از حدود ۱۰ میلیون سال پیش تا کنون ادامه داشته است. همچنین سن آتشفشان تندورک ۱۰ میلیون سال و سن آزارات با روش K/Ar حدود ۱/۵ میلیون سال (Pearce et al., 1990) برآورد شده بود و آتشفشان ایگیت‌داغی نیز تا کنون تعیین سن ایزوتوپی دقیقی نداشته است. بنابراین با تعیین سن سنگ‌های آذرین منطقه به روش  $^{39}Ar/^{39}Ar$  می‌توان روند افزایش سن گدازه‌های بازیگ را در فلات ترکی - ایرانی معلوم کرد.

## ۸ - نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی در محدوده جغرافیایی  $45^{\circ} 10' 44^{\circ} 5'$  تا  $47^{\circ} 47'$  عرض شمالی قرار دارد و با کشورهای ترکیه، ارمنستان و جمهوری آذربایجان (نخجوان) و از خاور با استان آذربایجان شرقی هم‌مرز است.

با توجه به موقعیت زمین‌شناسی آذربایجان غربی و در نظر گرفتن ویژگی‌های ساختمانی، رسوبی، تحولات ماگمایی و دگرگونی پوسته قاره‌ای ایران و الگوهای ساختمانی متفاوتی که از دیدگاه‌های پژوهشگران ارائه شده، این منطقه در بخش میانی کوهزاد آلپ - هیمالیا و زیر پهنه ایران مرکزی و محدوده البرز، آذربایجان قرار گرفته است.

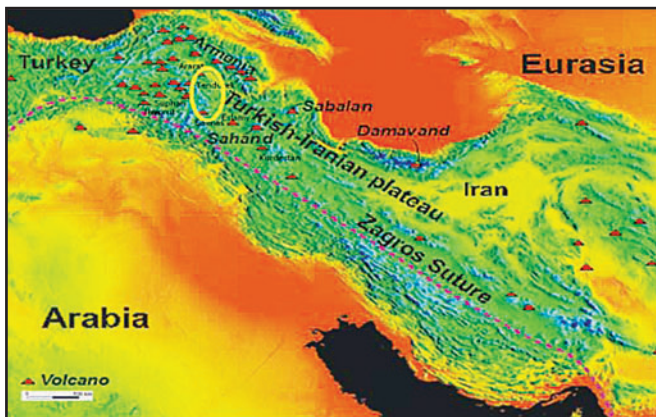
گدازه‌های بازالتی کواترنری منطقه با ساخت‌های سطحی پاهو، آآ، تومولوس، حفره‌دار، بلب‌های دوکی و با ساختمان‌های درونی منشوری و لایه‌بندی گدازه‌ای مشاهده می‌شوند.

گدازه‌های بازالتی در محدوده‌های آتشفشانی منطقه به‌صورت آتشفشان‌های نوع هاوایی و استرومبولی آشکار شده‌اند. گدازه‌های بازالتی منطقه آذربایجان غربی در

ایگیت‌داغی که پیش از این تعیین سن نشده بوده‌اند، سن ۱/۸۷ میلیون سال را برای نمونه Mu14.19 نشان می‌دهند که اولین سن برای این مرکز آتشفشانی است، این سن کهن‌تر از سن‌های بررسی شده در این مطالعه و دیگر مطالعات روانه‌های آرارات و تندورک است که با ریکتارهای زمین‌دیس منطقه هماهنگ است. در حالی که آرارات و تندورک می‌توانند به عنوان آتشفشان‌های غیرفعال بررسی شوند، ایگیت‌داغی به نظر می‌رسد خاموش باشد. افزون بر آن، همان‌گونه که محدوده ترکیبی از تولیتی به آلکانل، به‌طور گسترده‌ای به سمت خط‌دز عربی-اورازیایی افزایش می‌یابد، سن گدازه‌های آتشفشانی بازیک نیز از شمال منطقه (آرارات) به جنوب منطقه (ایگیت‌داغی) افزوده شده است و جوان‌ترین سنگ‌های بازیک (۴۰۰ هزار سال) منطقه وابسته به آرارات کوچک (ماکو) هستند؛ به سوی جنوب منطقه گدازه‌ها کهن‌تر شده‌اند که این سن‌ها با افزایش روند قلیایی‌نگی از شمال به جنوب، کاهش در گسترش و حجم گدازه‌ها در همین راستا، کاهش ذوب بخشی و افزایش غنی‌شدگی، دگرگونی گوشته‌ای و تفریق ماگمایی سازگار هستند. شیمی همه نمونه‌های این مطالعه تأثیر مؤلفه‌های فرورانش را نشان می‌دهند که در مناطق جنوبی تأثیر این روند بیشتر است به‌گونه‌ای که نسبت‌های La/Nb و LILE این مسئله را نشان می‌دهند. شکست و لایه‌برداری سست‌کره، فرایند ذوب را در زیر‌خاور ترکیه و شمال باختری ایران افزایش داده است. دو مدل، لایه‌برداری جزئی سنگ‌کره پایینی و (Partial Loss of Lower Lithosphere) و مدل شکست لبه (Slab Breakoff) با بالاآمدگی سست‌کره همراه بوده و به عنوان ماگمای مشتق‌شده از منابع سنگ‌کره‌ای، مورد بحث قرار گرفته است (Pearce et al., 1990). توضیح ممکن آن است که بالاآمدگی سست‌کره در زیر منطقه مورد مطالعه سبب تشکیل مذابی اولیه شده است ولی شیمی پایانی گدازه‌های فوران‌یافته، از مذاب غنی از عناصر کمیاب ناسازگاری که از سنگ‌کره پوشاننده سست‌کره مشتق شده، تأثیر یافته است.

### سپاسگزاری

در پایان از راهنمایی‌های ارزنده آقایان دکتر محمدهاشم امامی و دکتر مارک آلن از دانشگاه دورهام انگلستان در مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی و همچنین از کمک‌های ارزشمند آقایان دکتر قرشی و دکتر طالبیان (ریس پژوهشکده علوم‌زمین) در تسهیل انجام مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی سپاسگزاری می‌شود.



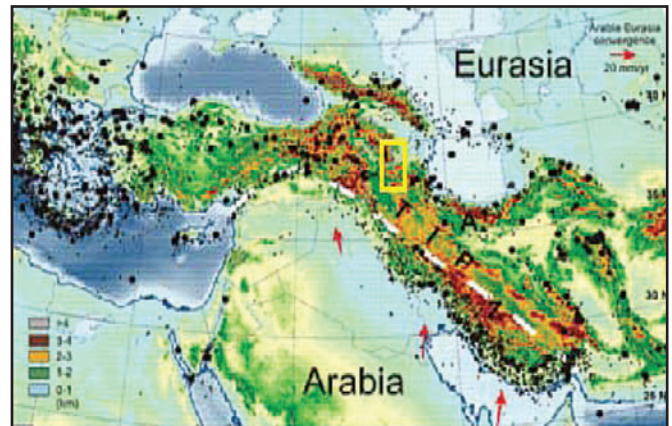
شکل ۲- انتشار مراکز آتشفشانی سنوزوییک پایانی در پهنه برخوردی عربی-اورازیا که روی نقشه توپوگرافی منطقه با مثلث‌های سرخ‌رنگ و منطقه مورد مطالعه با بیضی زردرنگ مشخص شده است.

محدوده‌های شمال ماکو، بازرگان-ماکو-پلدشت، چالدران-سیه‌چشمه، سلماس و باختر ارومیه گسترش یافته‌اند که گدازه‌های نواحی شمالی منطقه در ارتباط با گدازه‌های آرارات و گدازه‌های مناطق جنوبی مشابه با گدازه‌های تندورک و ایگیت‌داغی در ترکیه هستند.

سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، داده‌های ایزوتوپی و زمین‌ساختی که در این مقاله ارائه و بررسی شده‌اند، ماهیت و منشأ تکاپوی ماگمایی همزمان با برخورد کواترنری را در طول فلات ترکی-ایرانی مشخص می‌کند. محدوده ترکیبی از تولیتی به آلکانل، به‌طور گسترده‌ای به سوی برخورد عربی-اورازیایی افزایش یافته است که این روند افزایش قلیایی‌نگی شمالی-جنوبی با کاهش در گسترش و حجم فرضی گدازه‌ها سازگار است. شیمی همه نمونه‌های این مطالعه، مؤلفه فرورانش را نشان می‌دهند به‌گونه‌ای که نسبت‌های La/Nb و LILE نمونه‌ها افزایش یافته‌اند.

تکاپوی ماگمایی در اواخر مزوزوییک-اوایل سنوزوییک در پهنه فرورانش نوتیتس آغاز شده است و ده‌ها میلیون سال پس از پایان فرورانش، یک منبع جدا برای سنگ‌ها با مقدار پایین  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $\Delta\text{Nb}$  مثبت در جنوب منطقه و به احتمال زیاد از دید حجمی کوچک‌تر و غنی‌شده‌تر و یک منبع ماگمایی جوان‌تر در شمال منطقه با مقدار بالاتری از  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $\Delta\text{Nb}$  منفی ایجاد شده است. چنین پیشنهاد می‌شود که همه مراکز آتشفشانی شمال باختر ایران و خاور ترکیه، از ذوب سنگ‌کره قاره‌ای در محدوده اسپینل لرزولیت تشکیل شده‌اند (ژرفای بیش از ۸۰ کیلومتر)، به‌هرحال ممکن است که از گوشته سنگ‌کره‌ای، دو منبع با همین حجم ایجاد شده باشند ولی عوامل مختلفی چون ترکیب واقعی ماده گدازش‌پذیر، حجم گوشته و نقطه ذوب، مواد درگیر در ذوب، در این فرایند دخالت داشته‌اند.

در این مطالعه، سن‌های به‌دست آمده جدید با روش  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  با سن‌های K-Ar که پیش‌تر برای مراکز آتشفشانی آرارات و تندورک (Pearce et al., 1990; Yilmaz et al., 1998) ارائه شده بود، همخوانی دارند. سن‌های ارائه‌شده برای آرارات در محدوده ۰/۱ تا ۱/۵ میلیون سال بوده و سن نمونه‌ها در این مطالعه ۰/۴۸-۰/۴ تا ۰/۸۱ میلیون سال برآورد شده است. سن‌های ارائه‌شده برای تندورک مقادیری میان ۰/۷ تا ۰/۱۳ میلیون سال را نشان می‌دهند و سن جدید ۰/۴۹ میلیون سال برای نمونه Mu11.16، در همین رده قرار می‌گیرد. پس هیچ مرکز آتشفشانی پیش از کواترنری به خوبی مستند نشده است (Yilmaz et al., 1998). گدازه‌های

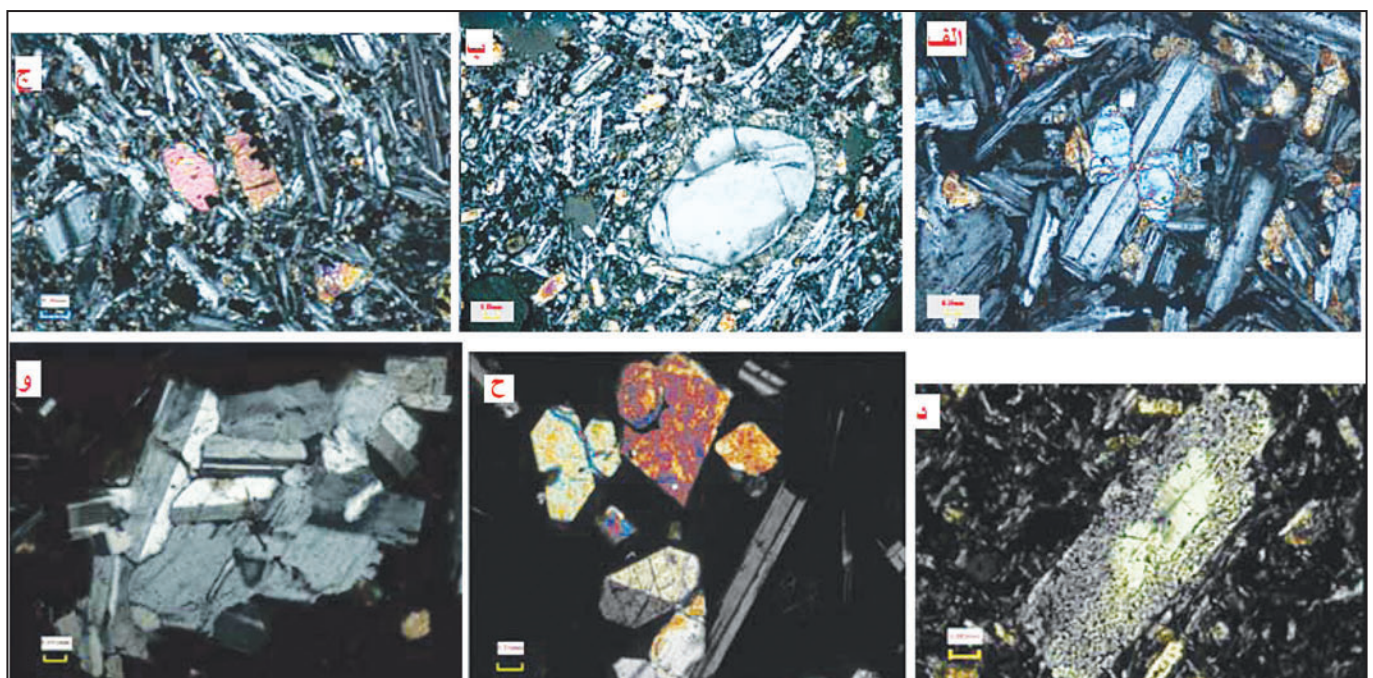


شکل ۱- توپوگرافی پهنه برخوردی عربی-ایرانی و لرزه‌ای در فلات ایران-ترکی. نقاط بزرگ سیاه، کانون‌های سطحی زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۶ در مقیاس ریشتر در سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۰ (Jackson, 2001) و نقاط کوچک کانون‌های سطحی در سال‌های ۱۹۶۴ تا ۱۹۹۹ با بزرگای بیش از ۵ در مقیاس ریشتر هستند. فلش‌های سرخ‌رنگ سرعت‌های GPS را نشان می‌دهند. مستطیل زردرنگ موقعیت منطقه مورد مطالعه در فلات ایران-ترکی را نشان می‌دهد.



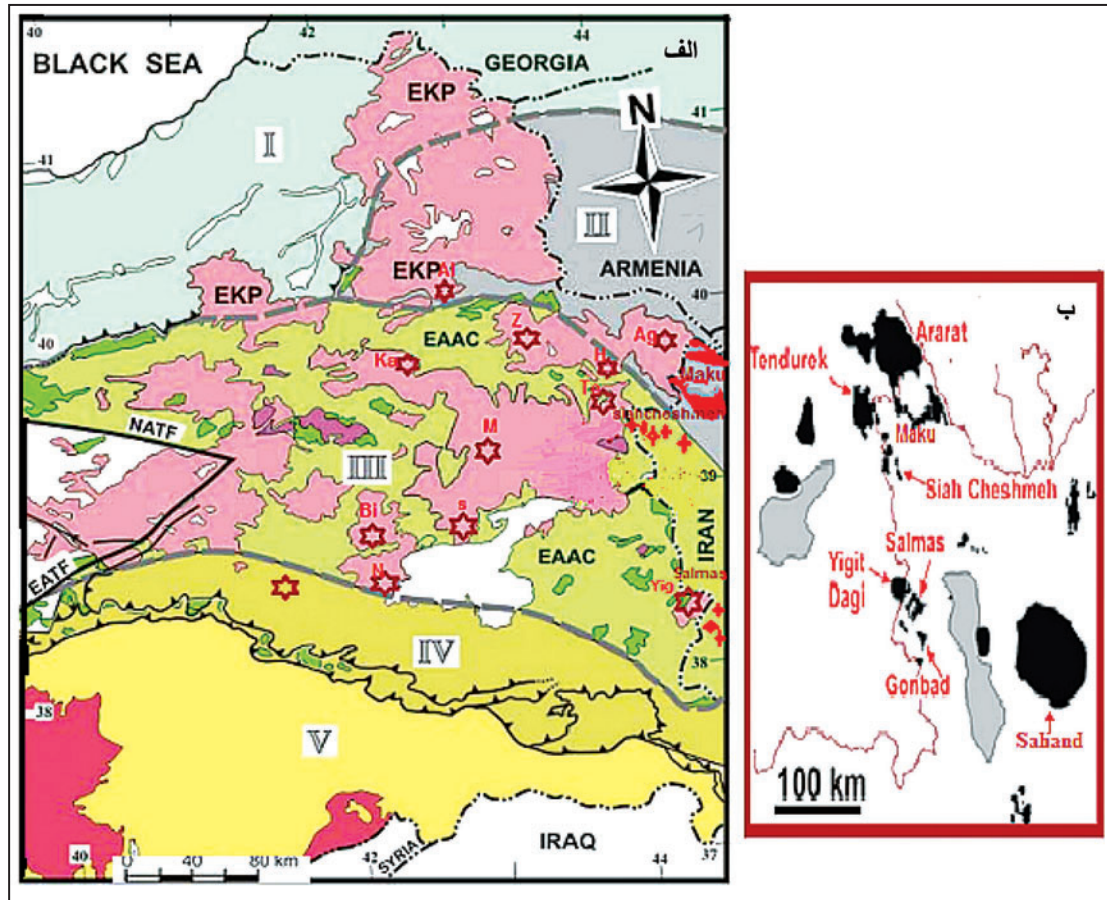


شکل ۳- الف) نمایی از گدازه‌های بازالتی آزارات در نزدیکی بورلان؛ ب) بازالت‌های منطقه ماکو در کناره رودخانه زنگمار؛ ج) نمایی از بازالت‌های طنابی شکل در شمال ماکو؛ د) نمایی از تومولوس‌های بازالتی بورلان؛ ح) بازالت‌های منشوری سیه‌چشمه؛ و) بازالت‌های حفره‌دار از منطقه باختر ارومیه؛ ز) کراترهای سلماس؛ ه) بمب با فرسایش پوست پیازی در دامنه کراتر سلماس.

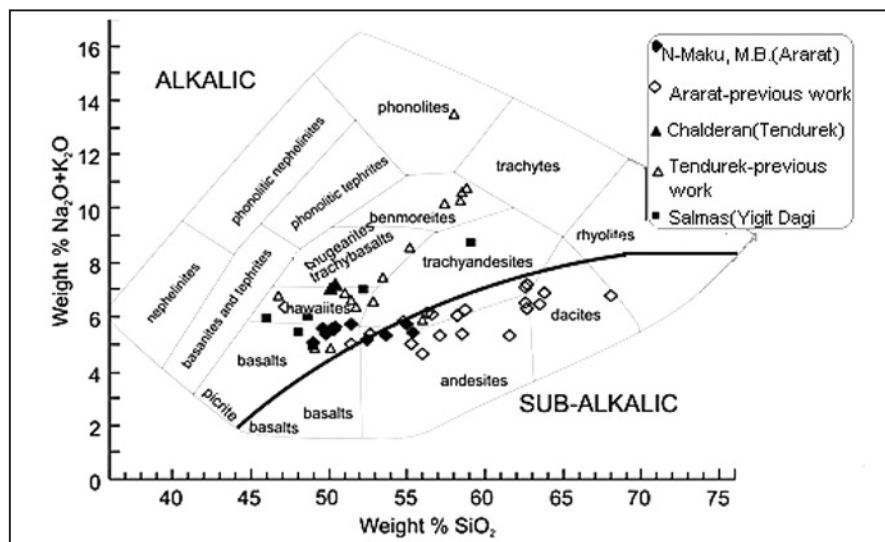


شکل ۴- الف) بافت اینترستال در بازالت‌های ماکو- پلدشت؛ ب) کوارتز با حاشیه واکنشی در بازالت‌های سلماس؛ ج) بافت میکرولیتی پورفیریک در تراکی‌بازالت‌های چالدران؛ د) نمایی از بلور فلدسپار با کناره‌های خورده‌شده و بافت غربالی؛ ح) بافت هیالوپورفیریک در بازالت‌های شمال ماکو؛ و) بافت گلومروپورفیریک (تجمعات پلاژیوکلاز) در نمونه‌ها - همه تصاویر در نور PPL گرفته شده‌اند.



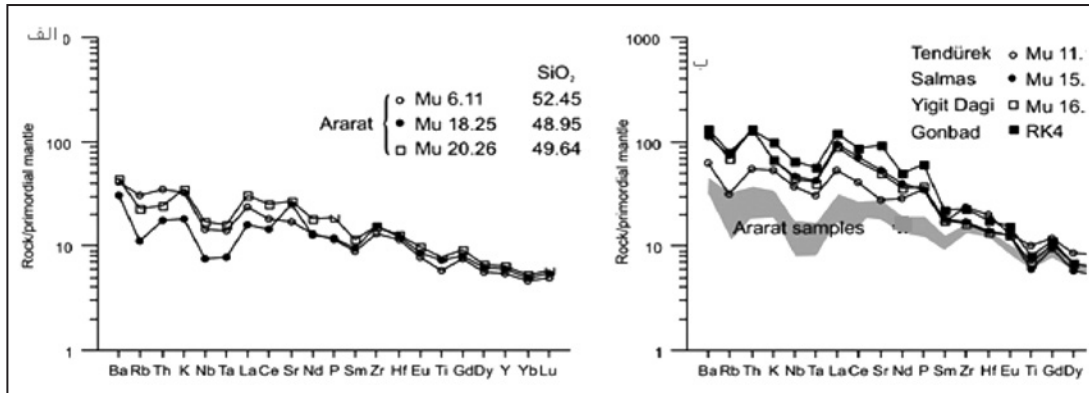


شکل ۵- الف) بلوک‌های زمین‌ساختی اصلی ناحیه آناتولی خاوری (Sengor et al., 2003) را نشان می‌دهد؛ I بلوک ردوپ پونئید، II بلوک شمال باختر ایران، III کمپلکس افزایشی آناتولی خاوری (EAAC)، IV بلوک ماسیف بتلیس - پوتورگ و (V) بلوک عربی. مناطق سبز تیره: رخنمون‌های افیولیت ملانژ؛ مناطق صورتی و سبز: واحدهای آتشفشانی وابسته؛ مناطق سفید: تشکیلات جوان پوششی و EKP: فلات ارزروم - کارس در شمال. ب) نقشه نمادینی از خاور آناتولی که محدوده آذربایجان در ایران و خاور ترکیه را با مناطق آتشفشانی وابسته نشان می‌دهد.

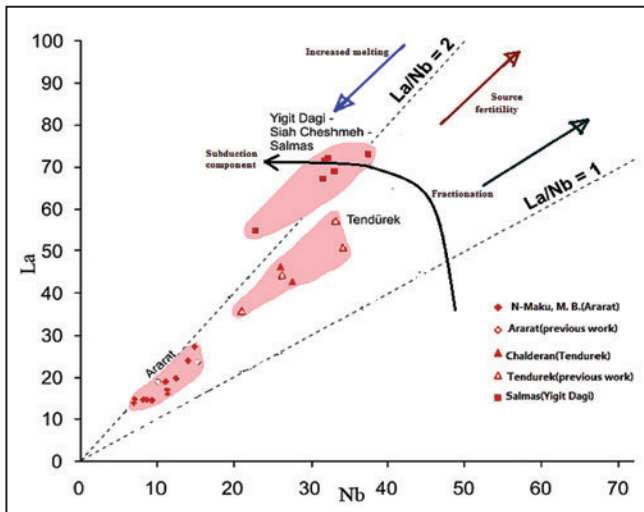


شکل ۶- نمودار رده‌بندی سنگ‌های منطقه بر پایه عناصر اصلی (Cox et al., 1979) و خط مجزاکننده میان سری‌های ماگمایی آلکان و ساب‌آلکان (Miyashiro, 1978). گدازه‌های بازالتی و میانه شمال باختر ایران در این مطالعه به صورت نمادهای توپر و گدازه‌های آارات و تندورک با نمادهای توخالی نشان داده شده‌اند (برگرفته از Yilmaz et al., 1998; Pearce et al., 1990).

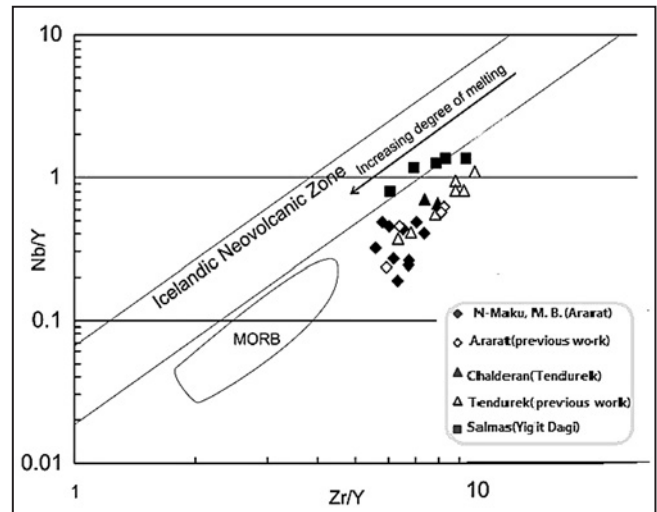




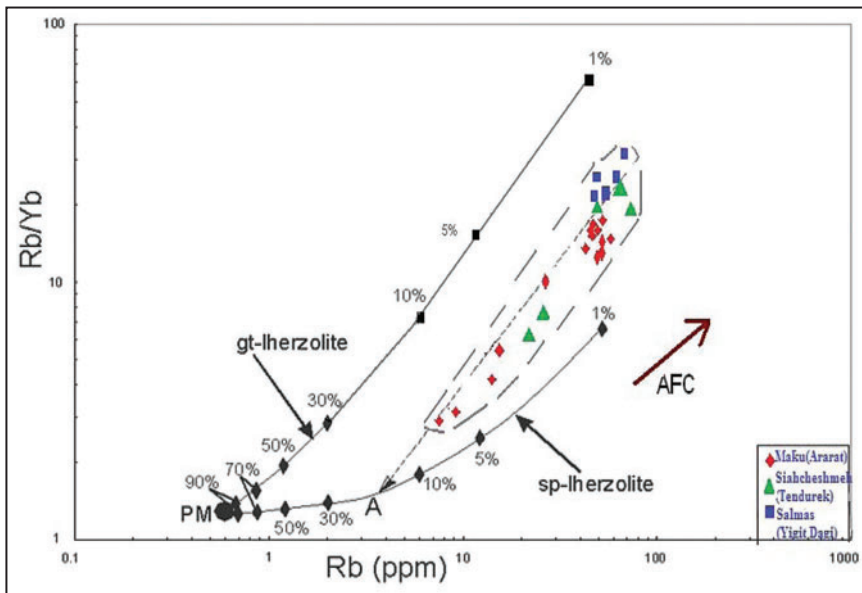
شکل ۷- الف) نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه شمال ماکو (با منشأ آزارات) بهنجار شده با گوشته اولیه؛ ب) نمودار عنکبوتی نمونه‌های شمال باختر آذربایجان (با منشأ آزارات، تندورک، ایگیت‌داغی) بهنجار شده با گوشته اولیه. (مقادیر بهنجار شده از Sun & McDonough, 1989).



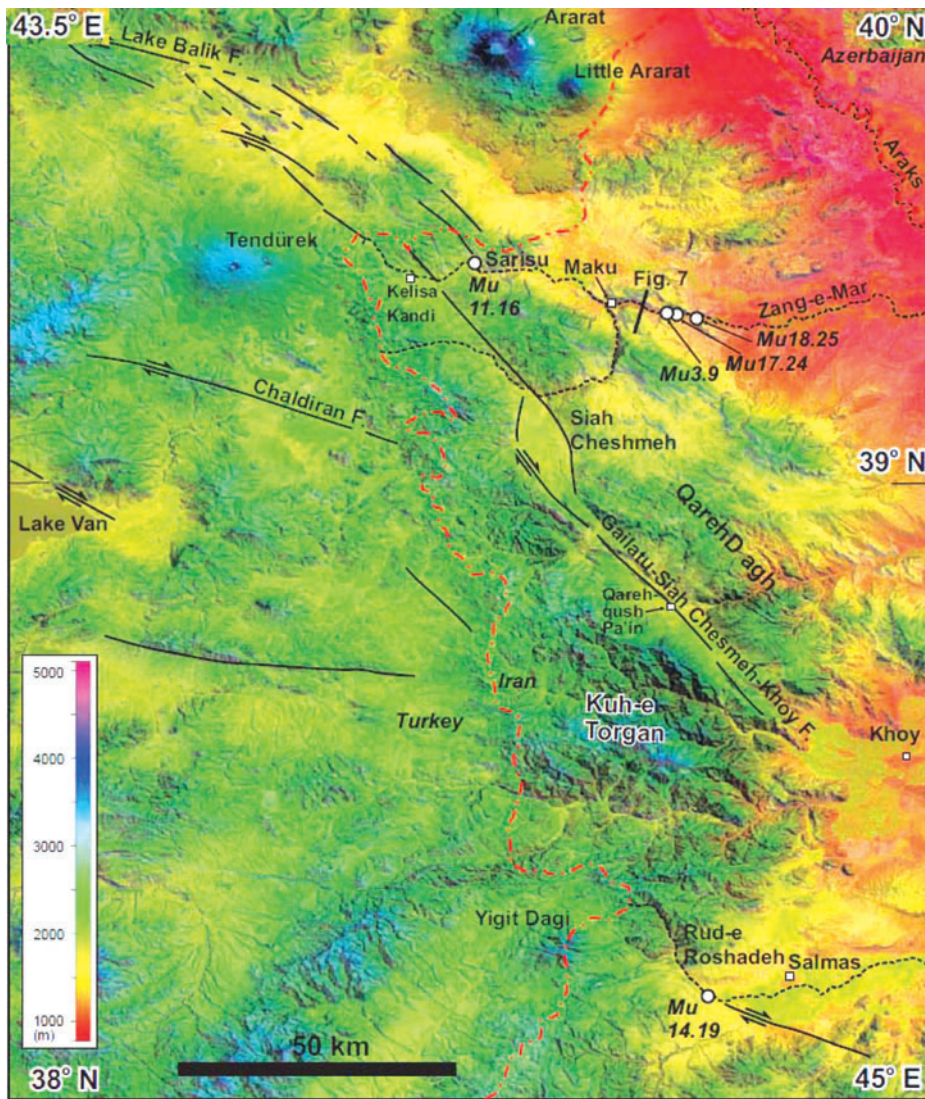
شکل ۹- نمودار La در برابر Nb برای گدازه‌های شمال باختر ایران (این مطالعه) و خاور ترکیه (مطالعات پیشین حاصل از تجزیه‌های سنگ‌هایی با بیش از ۴ درصد MgO و SiO<sub>2</sub> کمتر از ۶۰ درصد) (برگرفته از Yilmaz et al., 1998; Pearce et al., 1990). مقادیر به ppm است.



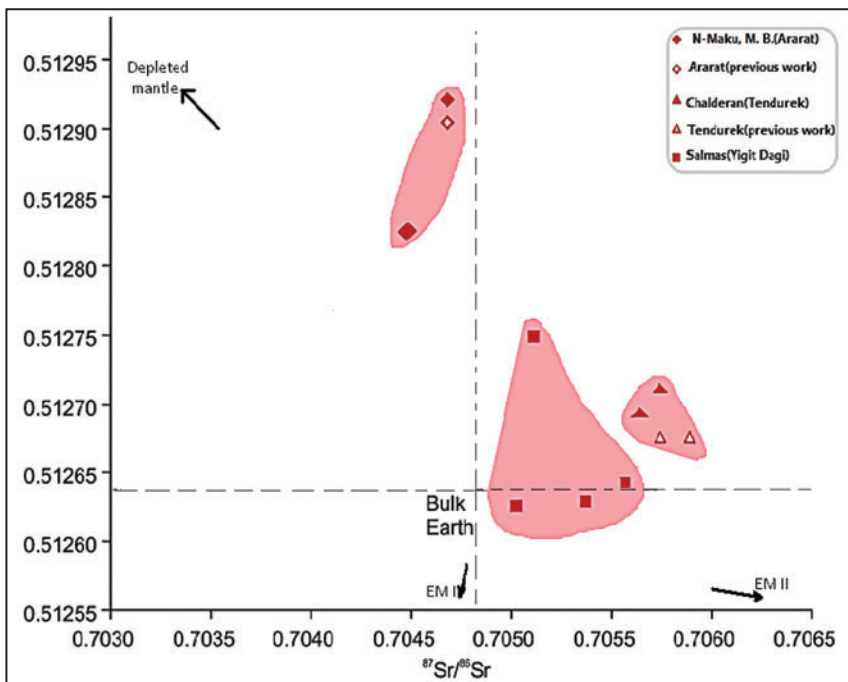
شکل ۸- نمودار تغییرات Nb/Y در برابر Zr/Y گدازه‌های کواترنری منطقه در این مطالعه (Fitton et al., 2004).



شکل ۱۰- نمودار Rb/Yb در برابر Rb که مدل ذوب بخشی را بر پایه Shaw (1970) نشان می‌دهد. منحنی‌های ذوب بر پایه اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت رسم شده‌اند. تجمع کانایی اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت بر پایه داده‌های McKenzie et al. (1991, 1997) است. PM ترکیب گوشته اولیه و A روند نمونه‌ها را از اسپینل لرزولیت تا منحنی جامد ذوب برای هر درجه ذوب بخشی نشان می‌دهد.

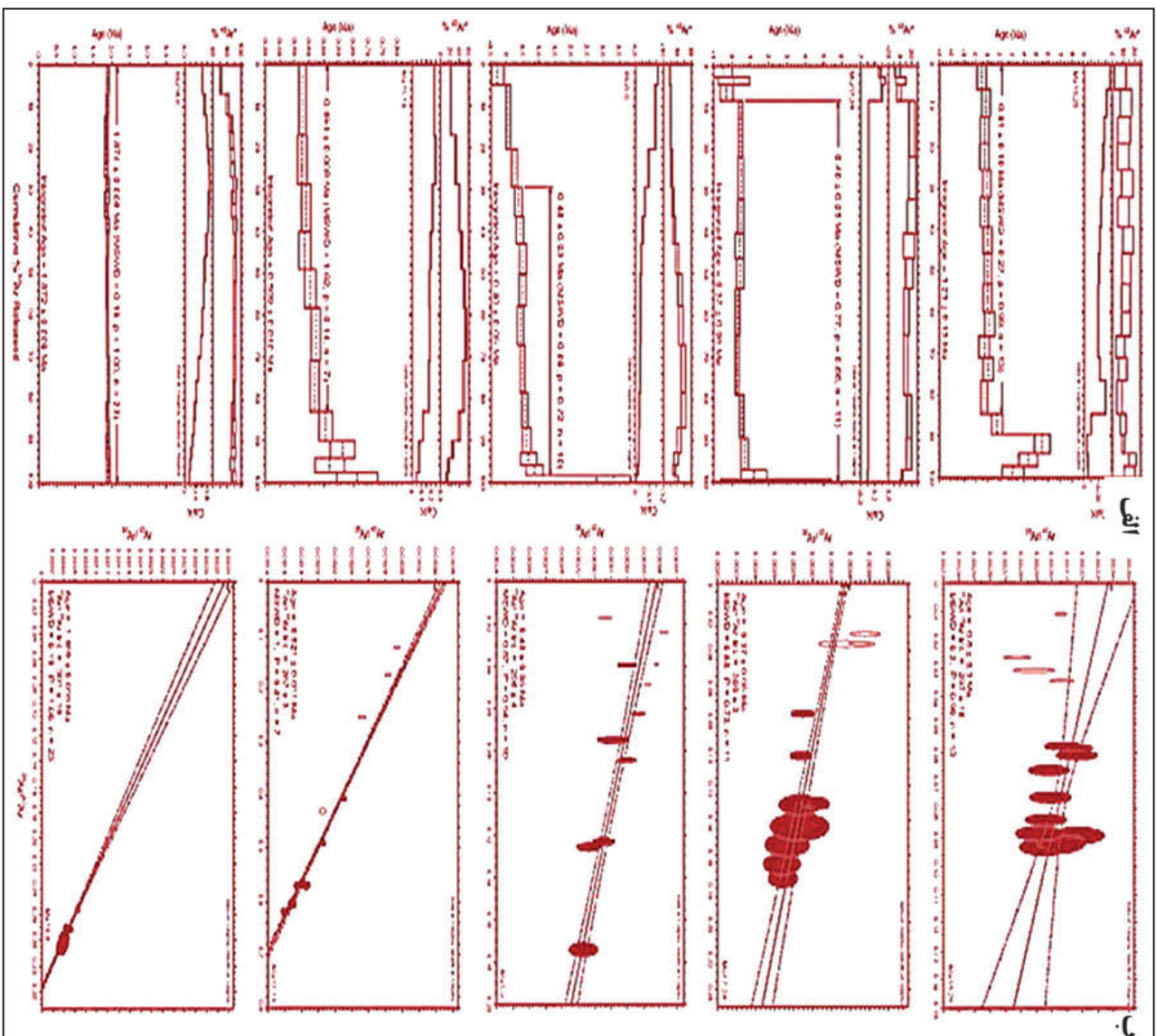


شکل ۱۱- محل‌های برداشت نمونه‌ها و نیز نمایش گسل‌های فعال در منطقه شمال باختر ایران (Alavi & Bolourchi, 1975; Dewey et al., 1986; Yilmaz et al., 1998; Copley & Jackson, 2006). زمینه تصویر لندست ۷ روی توپوگرافی دیجیتال STRM. خط‌چین‌های سرخ مرزهای بین‌المللی و خط آبی رودخانه‌ها هستند.

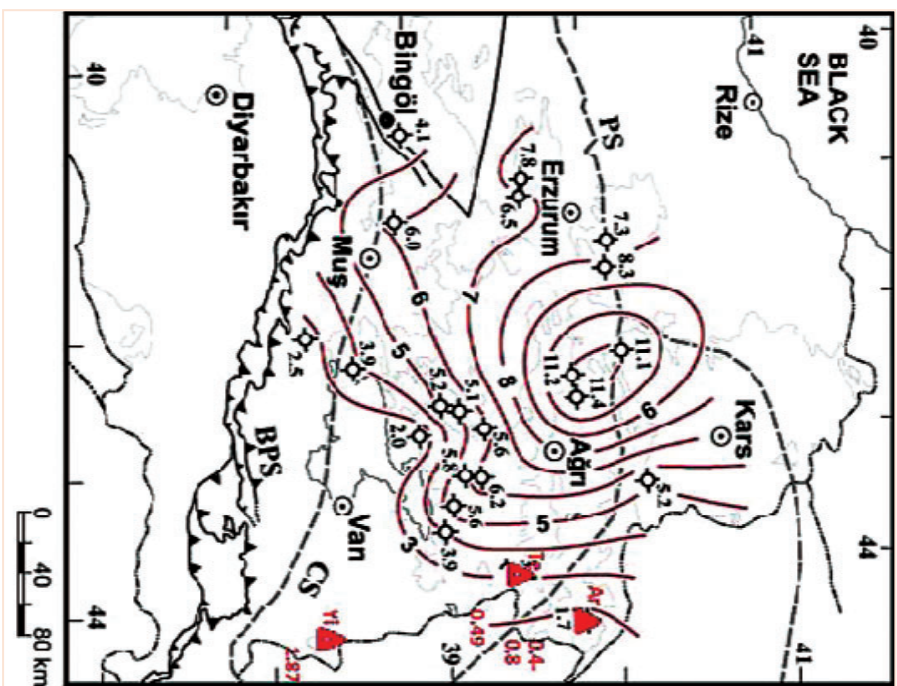


شکل ۱۲- نمودار نسبت‌های ایزوتوپی Nd در برابر Sr که محدوده سنگ‌های منطقه را مشخص کرده است. داده‌های بخش‌های انتهایی گوشته (EMII, EMI) از Zinder & Hart (1986) است.



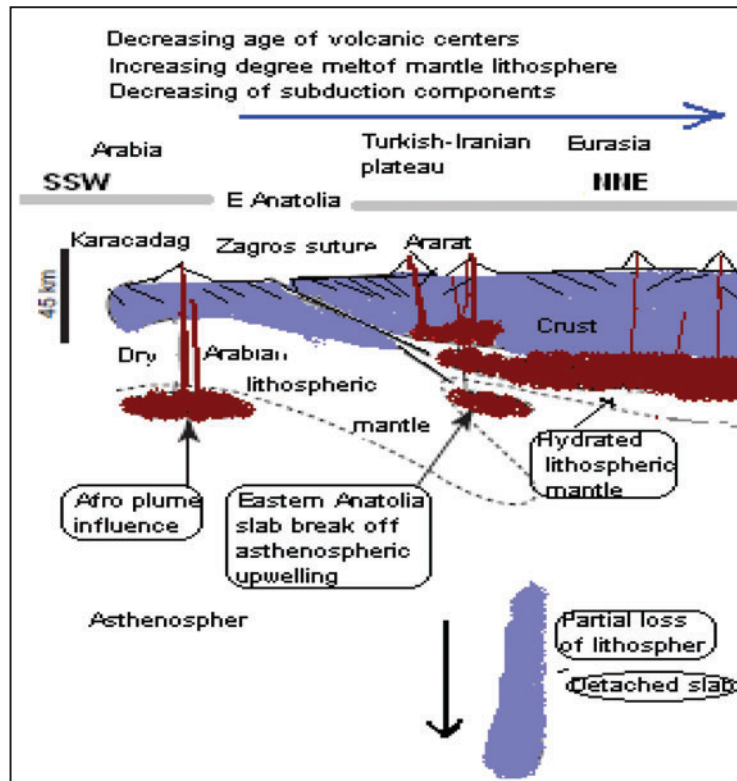


شکل ۱۳- الف) طیف‌های سنی و ب) ایزوکرون‌های وارون برای همه نمونه‌ها. همچنین سن های یادست آمده از روش  $^{210}\text{Pb}/^{210}\text{Pb}$  در طیف‌های سنی نمونه‌ها موجود است. یبضی‌های سیاه در ایزوکرون‌های وارون، داده‌های پذیرفته شده است در حالی که یبضی‌های خاکستری داده‌های پس‌زده را نشان می‌دهد.



شکل ۱۳- سن‌های پیشین برای مراکز آتشفشانی آتاتولی، خاوری، بارنگ، سیاه، شهرها با علامت  $\odot$  و موقعیت محل سن‌بانی با علامت  $\ominus$  توسط Keskin et al. (1998) و سن‌بانی جدید در شمال باختر ایران (سرخ‌رنگ) توسط Allen et al. (2011) مشخص شده است.





شکل ۱۵- نمای نمادینی از پهنه برخوردی عربی- اورزیا و تکاپوی ماگمایی پلیو-کواترنری ناشی از تأثیر این برخورد در فلات ایرانی- ترکی.

جدول ۱- خلاصه داده‌های سن‌سنجی به روش  $Ar^{40}/Ar^{39}$  سنگ‌های بازیک منطقه.

Sample	Ar-Ar age (Ma)	1s (Ma)
Mu3.9 (Ararat)	0.48	0.03
Mu11.16 (Tendurek)	0.49	0.01
Mu14.19 (YigitDagi)	1.87	0.01
Mu17.24 (Ararat)	0.4	0.05
Mu18.25 (Ararat)	0.81	0.1

## References

- Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, D. & Mojtahedi, M., 2010- Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran. *J. Asian Earth Sci.*, **39**, 37-50.
- Alavi, M. & Bolourchi, M., 1975- Geological Quadrangle Map of Iran, 1:250,000 scale, sheet A1 (Maku), Geol. Survey. Iran.
- Allen, M. B. & Armstrong, H. A., 2008- Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid Cenozoic global cooling, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **265**, 52-58.
- Allen, M. B., Mark, D. F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M. H. & Saville, C., 2011-  $^{40}Ar/^{39}Ar$  dating of Quaternary lavas in northwest Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International* **185**, 1175-1188.

- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. & Macleod, C., 2013- Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran. *Journal of Petrology*, in press, doi:10.1093/petrology/egs090.
- Angus, D. A., Wilson, D. C., Sandvol, E. & Ni, J. F., 2006- Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal International* 166, 1335-1346.
- Chiu, H. Y., Sun-Lin, Ch., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. & Yoshiyuki, L., 2013- Zircon U-Pb Age Constraints from Iran on the Magmatic Evolution Related to Neotethyan Subduction and Zagros Orogeny. *LITHOS* 2912. PII: S0024-4937(13)00011-X.
- Chiu, H. Y., Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Lin, I. J., Yang, H. H., Lo, C. H., Mohammadi, S. S. & Khatib, M. M., 2010- Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the magmatic and tectonic evolution in Iran. In Y. Dilek et al. (eds.) *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia*, Ankara, Turkey, Geol. Soc. Amer. Abstract Volume, p.31.
- Copley, A. & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, 25, TC6006, doi:10.1029/2005TC001096.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks, Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D.F., Bashukooh, B., Turrin, B. & Pandamouz, A., 2004. The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 116, 16-29.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. & Sengör, A. M. C., 1986- Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia: a young collision zone, *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 19, 3-36.
- Dowall, D. P., Nowell, G. M. & Pearson, D. G., 2003- Chemical pre-concentration procedures for high-precision analysis of Hf-Nd-Sr isotopes in geological materials by plasma ionisation multi-collector mass spectrometry (PIMMS) techniques. I. In: Holland, J. G., Tanner, S. D., (eds), *Plasma Source Mass Spectrometry: Applications and Emerging Technologies*. Cambridge, The Royal Society of Chemistry, 321-337.
- Fitton, J. G. & Godard, M., 2004- Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. In: Fitton, J.G., Mahoney, J.J., Wallace, P.J., Saunders, A.D. (Eds.). *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau*. Geological Society of London Special Publication, v. 229, p.p. 151-17.
- Jackson, J., 2001- Living with earthquakes: know your faults, *J. earthq. Eng.*, 5, 5-123.
- Keskin, M., 2003- Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Antalia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1-4.
- Keskin, M., 2007- Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume. In: Foulger, G.R., Jurdy, D.M. (Eds.) *Plates, Plumes, and Planetary Processes*. Geological Society of America Special Paper, vol. 409, p.p. 1-25.
- Keskin, M., Chugaev, A.V., Lebedev, V. A., Sharkov, E.V., Oyan, V., Kavak, O., 2012- Geochronology and origin of mantle sources for Late Cenozoic intraplate volcanism in the frontal part of the Arabian Plate in the Karacadağ Neovolcanic Area of Turkey. Part I. The results of isotope – geochronologic studies. *J. Volcanol. Seismol.* 6, 31- 42, <http://dx.doi.org/10.1134/S0742046312060036>.
- Keskin, M., Lebedev, V., Sharkov, E., Oyan, V. & Unal, E., 2010- A new look at the collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: Volcanic history of the northern Van neovolcanic province. *Geophysical Research Abstracts*, v.12 EGU2010-12629.
- Keskin, M., Pearce, J. A. & Mitchell, J. G., 1998- Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 85, 355-404.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. & Emami, M. H., 2009- Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands, *J. Volc. Geotherm. Res.* 182, 1-12.
- Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Keskin, M. & Oyan, V., 2010- Geochronology of Late Cenozoic volcanism in the area of Van Lake, Turkey: an example of development dynamics for magmatic processes, *Dokl. Earth Sci.*, 433, 1031-1037.
- Li, X. H., Liu, Y., Li, Q. L., Guo, C.H. & Chamberlain, K. R., 2009- Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10, no. 4, Q04010, doi: 10.1029/2009GC002400
- Lin, Y. C., Chung, S. L., Karakhanyan, A., Jrbashyan, R., Navasardyan, G., Galoyan, G., Chiu, H. Y., Lin, I. J., Chu, C. H. & Lee, H. Y., 2011- Geochemical and Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of pre- to post-collisional volcanic rocks in Armenia. *EGU General Assembly 2011*, *Geophysical Research Abstracts Vol. 13*, EGU2011-5422.
- Lustrino, M., Keskin, M., Mattioli, M., Lebedev, V. A., Chugaev, A., Sharkov, E. & Kavak, O., 2010- Early activity of the largest Cenozoic shield volcano in the circum-Mediterranean area: Mt. Karacadağ, SE Turkey, *Eur J. Mineral.*, 22, 343-362.
- Maggi, A. & Priestley, K., 2005- Surface wave form tomography of the Turkish-Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, 160, 1068-1080.
- Mark, D. F., Barfod, D., Stuart, F. M. & Imlach, J., 2009- The ARGUS multi-collector noble gas mass spectrometer: performance for <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 10, 1525-2027.
- McKenzie, D. P. & O’Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.*, 32, 1021-1091.
- Myashiro, A., 1978- Nature of Alkaline volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 91-104.
- Okay, A. I. & Tüysüz, O., 1999- Tethyan sutures of northern Turkey, in Durand, B., Jolivet, L., Horváth F., and Séranne, M., eds., *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*: Geological Society of London Special Publication 156, p. 475-515.

- Okay, A. I., Zattin, M. & Cavazza, W., 2010- Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision, *Geology*, 38, 35–38.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Gunner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. & Mithchell, J. G., 1990- Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 44, 189–229.
- Priestley, K. & McKenzie, D., 2006- The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 285–301.
- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L. & De- Paolo, D. J., 1998- Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, *Chem. Geol.*, 145, 117–152.
- Sen, P. A., Temel, A. & Gourgaud, A., 2004- Petrogenetic modelling of Quaternary postcollisionalvolcanism: a case study of central and eastern Anatolia. *Geological Magazine* 141, 81–98.
- Sengör, A. M. C., Ozeren, S., Genc, T. & Zor, E., 2003- East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 8045, doi: 10.1029/2003GL017858.
- Sengör, A. M. C. & Kidd, W. S. F., 1979- Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361–376.
- Sengör, A. M. C. & Yilmaz, Y., 1981- Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. & Bellier, O., 2012- Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics* 31, TC3013, doi:10.1029/2011TC003042.
- Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta* 24, 237-243.
- Solaymani Azad, S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Forutan, M. R., Shahpasan Zadeh, M. & Ritz, J. F., 2011- The Zandjan fault system: Morphological and tectonic evidences of a new active fault network in the NW of Iran, *Tectonophysics*, 506, 73-85, doi: 10.1016/j.tecto.2011.04.012.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17–33.
- Stampfli, G. M., 2001- Tethyan oceans. in “Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area”, E. Bozkurt, J.A. Winchester, J. D. A. Piper, eds. *Geol. Soc. Lond Spec. Publ.*, 173, 1–23.
- Steiger, R. H., & Jager, E., 1977- Sub commission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Eart planet. Sci. Lett.*, 36, 359–362.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N. & Ghassemi, M. R., 2010- Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions, *J Seismol.*, 14, 823–836.
- Yilmaz, Y., Guner, Y. & Saroglu, F., 1998- Geology of the quaternary volcanic centers of the east Anatolia, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 85, 173–210.
- Zinder, A. & Hart, S., 1986- Chemical Geodynamics. *Annul Reviews in Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.
- Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D. & Barazangi, M., 2003- The crustal structure of the East Anatolian plateau from receiver functions, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 8044, doi: 10.10.



# New Investigation on Petrogenesis and Age Dating of Quaternary Basic Lavas in Northwest Iran, to Compare with Source Centers in Turkish- Iranian Plateau

M. Kheirkhah<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2012 May 14

Accepted: 2013 February 24

## Abstract

Many centres within Iran are Plio-Quaternary in age and so formed 10s of millions of years after initial Arabia-Eurasian collision. Both composite volcanoes and lava fields present from Anatolia to eastern Iran. Basaltic rocks from Maku in the northwest Azerbaijan province of Iran are part of a widespread series of Pliocene-Quaternary mantle-derived magmas erupted within the Turkish-Iranian orogenic plateau. A wide range of compositions has already been identified. Rock types span the range from primitive basalts to rhyolites with rare potassic and ultrapotassic lavas. Therefore, detail petrological studies and age dating on the Quaternary volcanism in NW of Iran, on the eastern of this plateau are very important. This paper presents new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for lavas in the northwest Iran and compare them with the other young volcanoes, within the eastern Turkey (Anatolia); for example, Ararat (Agri Dagı), Tendürek and YigitDagi. These young volcanoes were erupted some of lava flows and were covered a big amounts of basaltic materials in eastern Turkey and also from N-Maku to Salmas and western of Urumieh lake (~200 km) during a short time in the Quaternary. This young basic to intermediate rocks are generated from the Ararat, Tendürek and YigitDagi. The variations in the lava chemistry of the Quaternary volcanic rocks indicate a geochemical progression from calcalkaline to more alkaline compositions in time and a spatial shift from north (Maku samples) to south ( Salmas samples) towards the Arabian plate. These lavas were erupted from a thick crust and thin mantle lithosphere within the Turkish-Iranian plateau, beginning at ~10 Ma. The ranges dating of these basaltic lavas are, between *ca.* 1.87 and 0.40 Ma. These aging data indicate more exactly aging which were published in Turkey and the Yigit Dagı is determined ageing, which were not aging before. It will allow a complete picture of magmatism across an entire this part of Turkish-Iranian plateau by determination ages of the lava flows in northwest of Iran with comparing of the same flows in eastern Turkey.

**Keywords:** Basaltic rocks, Turkish-Iranian plateau, Northwest Iran, Eastern Turkey, Dating  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

For Persian Version see pages 205 to 218

\*Corresponding author: M. Kheirkhah; E-mail: kheirkhah.monireh1@gmail.com