

بررسی و مقایسه آتشفشان‌های میوسن - کواترنری در شمال باختر ایران، قفقاز کوچک و جنوب خاور آناتولی: ژئوشیمی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی

جلیل قلمقاش^{۱*} و راضیه چهارلنگ^۲

^۱استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۵/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۰۹

چکیده

در این نوشتار آتشفشان‌های سهند، آرارات، نمروت، سوفان، تندورک و قفقاز کوچک با سن میوسن پایانی - کواترنری در منطقه برخورد صفحات قاره‌ای عربی - اوراسی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این آتشفشان‌ها در چند مرحله مواد آذرآواری و جریان‌های گدازه‌ای با ترکیب بازالتی تا رابولیتی را فوران کرده‌اند. این سنگ‌های آتشفشانی ماهیت کالک‌آلکان (سهند) تا آلکان (تندورک) دارند. تهی‌شدگی از عناصر Nb، Ta، Ti، Y و غنی‌شدگی عناصر Sr، K، Ba، Rb، Th در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه از ویژگی‌های ژئوشیمیایی معمول در این سنگ‌های آتشفشانی است. همچنین غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در نمودارهای الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت همه سنگ‌های آتشفشانی منطقه نمایان است. غنی‌شدگی سنگ‌های آتشفشانی سهند و قفقاز کوچک از LREE و تهی‌شدگی بیشتر آنها از HREE (نسبت به دیگر سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه)، نشانگر تشکیل ماگمای مادر آنها از ذوب بخشی سنگ‌های گارنت لرزولیتی گوشته است. بر خلاف آنها، سنگ‌های آتشفشانی خاور آناتولی از ذوب بخشی سنگ‌های گوشته‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیت ایجاد شده‌اند. وجود بی‌هنجاری منفی عناصر Nb و Ta در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با گوشته اولیه، نشانگر وجود مؤلفه ژئوشیمیایی مربوط به محیط فرورانش پیش از برخورد در ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه است. مقادیر بالای عناصر Ce، Th، La و Rb در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نشانگر آلودگی پوسته‌ای است که در اثر جایگیری ماگماهای یادشده در پوسته و رخداد فرایندهای همزمان هم، تبلور بخشی و آلیش با مواد پوسته‌ای ایجاد شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: میوسن - کواترنری، کالک‌آلکان، پس از برخورد، سهند، قفقاز کوچک، خاور آناتولی، ترکیه.

E-mail: ghalamghash@yahoo.com

*نویسنده مسئول: جلیل قلمقاش

۱- مقدمه

ایران، قفقاز کوچک و آناتولی در مرز صفحات قاره‌ای اوراسی و افریقایی - عربی و شمال زمین‌درز اقیانوس تیتیس جوان قرار دارد. اقیانوس تیتیس جوان در فاصله زمانی ژوراسیک تا ائوسن بسته شده است. بر پایه مطالعات جدید و همچنین بر پایه: (۱) سن گذر از رسوب گذاری کربناتی تا رسوب گذاری فیلیشی - مولاسی در بخش رسوبی حاشیه غیرفعال در پهنه راندگی بیتلیس، (۲) توقف ناگهانی رسوب گذاری دریایی خاور آناتولی در این زمان (۳) پایان آتشفشانی‌های وابسته به فرورانش، زمان برخورد پایانی میان صفحات اوراسی و افریقایی - عربی ۱۲ میلیون سال تعیین شده است (Sengor & Kidd, 1979; Sengor & Yilmaz, 1981). بیشترین زمان پیشنهاد شده برای این برخورد توسط Aktas & Roberston (1984) و Michard et al. (1984) ائوسن پایانی در نظر گرفته شده است. همچنین به باور (Dilek et al., 2010)، (Sosso et al., 2010) و (Kaymakci et al., 2010) برخورد این صفحات قاره‌ای در زمان ائوسن رخ داده است. برخورد صفحات موجب دگرگونی و فعالیت ماگمایی گسترده در حاشیه فعال قاره‌ای (صفحه اوراسی) شده است (Pearce et al., 1990).

فعالیت ماگمایی پس از برخورد به صورت فعالیت‌های آتشفشانی میوسن پایانی - کواترنری و به شکل مخروط‌های آتشفشانی جوان به خوبی در منطقه برخورد دو صفحه اوراسیا و عربی نمایان است، که از میان آنها می‌توان به آتشفشان‌های سهند و سیلان در شمال باختری ایران، قفقاز کوچک در آذربایجان و ارمنستان و نمروت، سوفان، آرارات و تندورک در جنوب خاوری ترکیه اشاره کرد. در این مقاله با توجه به فعالیت این آتشفشان‌ها در زمان‌های مشابه و موقعیت زمین‌شناسی یکسان، سعی شده است تا با مقایسه سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و منشأ گدازه‌ها در آتشفشان‌های منطقه، چگونگی شکل‌گیری آنها ارائه شود.

۲- زمین‌شناسی و سن آتشفشان‌ها

آتشفشان‌های شمال باختری ایران، روی سنگ‌های کهن تر فوران کرده و مخروط‌های مرکبی را پدید آورده‌اند. آتشفشان‌های سهند و سیلان روی واحدهای سنگی پالئوزوییک، مزوزوییک و تشریری فعالیت کرده و بیرون آمده‌اند. آتشفشان سهند به طور کلی روی سنگ‌های کنگلومرا، مارن، ماسه‌سنگ، شیل و آهک قرار گرفته است (معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۶). کهن‌ترین فعالیت آتشفشان سهند، بر پایه مطالعات معین وزیری و امین سبحانی (۱۳۵۶) به روش پتاسیم - آرگون ۱۲ میلیون سال پیش (میوسن پایانی) رخ داده است. این پژوهشگران آخرین فوران‌های سهند را مربوط به ۴۰۰ تا ۱۴۰ هزار سال پیش (اواخر پلیستوسن) دانسته‌اند.

منطقه قفقاز به دو بخش قفقاز کوچک و قفقاز بزرگ تقسیم می‌شود (شکل ۱). قفقاز بزرگ شامل آتشفشان‌هایی همچون کازبک است که در گرجستان قرار دارد و در این مطالعه بررسی نشده است؛ در این مطالعه تنها آتشفشان‌های قفقاز کوچک به دلیل نزدیکی به آتشفشان‌های شمال باختر ایران و خاور ترکیه مورد توجه قرار گرفته است. از دید سنی نیز، سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک را می‌توان به دو گروه (۱) میوسن پایانی - پلیوسن آغازی و (۲) پلیوسن پایانی - کواترنری رده‌بندی کرد. آتشفشان‌های کواترنری در این منطقه، بیشتر در بخش خاوری کمربند و به صورت مراکزی با ترکیب بازی تا اسیدی نمایان هستند. مخروط‌ها و گنبد‌های آتشفشانی بزرگ در این منطقه در امتداد گسل‌های اصلی قرار دارند (Dilek et al., 2010). آتشفشان‌های نوژن - کواترنری قفقاز کوچک شامل کاراباخ و کلباگر در آذربایجان و آراگاتس، گفاما، وردنیز، سیونیک و کافان در ارمنستان هستند (Pearce et al., 1990; Imamverdiyev & Mamedov, 1996; Yilmaz et al., 1998; Keskin, 2003; Arutyunyan & Lebedev, 2007; Dilek et al., 2010). آتشفشان‌های قفقاز کوچک در آذربایجان و ارمنستان روی واحدهای سنگی پالئوزوییک، مزوزوییک و تشریری از جنس دلریت،

بافت این سنگ‌ها پورفیریتیک، میکرولیتیک و پیلوتاکستی است. در داسیت‌های سه‌دند هورنبلند سبز، هورنبلند قهوه‌ای و بیوتیت وجود دارد. در این سنگ‌ها افزون بر فلدسپارهای پلاژیوکلاز، سانیدین در ریوداسیت و آنورتوز در لایت نیز دیده می‌شود (زینعلی، ۱۳۵۶). اینگنبریت‌های سه‌دند سنگ‌هایی به رنگ سفید تا صورتی و متشکل از قطعات گرد تا بیضی شکل پومیس، کانی‌های مجزا و خرده‌سنگ‌های مختلف هستند که توسط خمیره‌ای از همین مواد به هم جوش خورده‌اند. پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت کانی‌های موجود در اینگنبریت‌ها هستند. قطعات سنگی اینگنبریت‌ها بیشتر داسیتی هستند (غیوری خسرقی، ۱۳۸۱). پومیس‌های سه‌دند به رنگ سفید تا صورتی هستند که درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در متن آنها نمایان است. بافت این سنگ‌ها هیالوپورفیریک و گلوپورفیریک است. به‌طور کلی بیشتر حجم پومیس را حفراتی تشکیل می‌دهد که دیواره میان آنها شیشه‌ای است. حفرات به شکل‌های کروی یا تقریباً کروی، بیضوی و تا حدودی کشیده دیده می‌شوند (معین‌وزیری و امین‌سیحانی، ۱۳۵۶، غیوری خسرقی، ۱۳۸۱).

آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک با سن میوسن پایانی-پلیوسن آغازی هستند. در این مجموعه، سنگ‌های مافیک وجود ندارند. این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت پورفیریتیک هستند؛ درشت‌بلورهای آنها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، هورنبلند، بیوتیت و اوژیت و کانی‌های فرعی آنها شامل مگنتیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن است. تبلور نخست هورنبلند و بیوتیت، کدرشدگی و نیز غنی‌شدگی آنها از مواد فرار نشانگر این است که منشأ این گروه در فشار بخار آب بالا بوده است. کلینوپروکسن و آمفیبول در این سنگ‌ها Fe بیشتر و Ca کمتری نسبت به سنگ‌های تراکی‌بازالت-تراکی‌آندزیت پلیوسن بالایی-کواترنری پایینی دارند که این موضوع نشان‌دهنده تبلور سنگ‌های میوسن بالایی-پلیوسن پایینی در دمای پایین است (Imamverdiyev, 2003). سنگ‌های این گروه به‌صورت دایک رخمون دارند و پراکندگی آنها در امتداد گسل‌های ژرف منطقه مانند لاجین-باشلیبل (Lachin-Bashlybel) است. سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک با سن پلیوسن پایانی-کواترنری ترکیبی از ریولیت، تراکی‌ریولیت، تراکیت تا لیوین‌بازالت ساب‌آلکانل دارند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیریتیک است (Veliev et al., 2010). در مرکز قفقاز کوچک فوران‌های آتشفشان گقم ترکیبی از بازالت تا تراکی‌آندزیت را نشان می‌دهند.

آتشفشان نمروت از گدازه‌های بازالتی، تراکیتی و ریولیتی پدید آمده است. بازالت‌های این آتشفشان وزیکولار و پورفیریتیک هستند. درشت‌بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیون در خمیره‌ای از پلاژیوکلاز و مگنتیت است. تراکیت‌ها دارای آندزین و کلینوپروکسن با ساخت منطقه‌ای هستند و ریولیت‌ها نیز درشت‌بلور سانیدین و کمتر کلینوپروکسن در یک خمیره شیشه‌ای دارند (Pearce et al., 1990). ترکیب سنگی آتشفشان سوفان از بازالت تا ریولیت متغیر است هر چند فراوانی سنگ‌های حدواسط بیشتر است. سنگ‌های حدواسط بیشتر حفره‌دار و دارای پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای، سانیدین و کلینوپروکسن هستند. بافت حفره‌ای در این سنگ‌ها فراوان است. ریولیت‌های سوفان درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سدیم‌دار با پهنه‌بندی و بیوتیت در خمیره نهان‌بلورین دارند (Pearce et al., 1990). گدازه‌های بازی تندورک درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، الیون و کانی‌های تیره دارند که در یک خمیره غنی از پلاژیوکلاز قرار دارند. سنگ‌های حدواسط، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای و کلینوپروکسن در یک خمیره غنی از پلاژیوکلاز دارند (Pearce et al., 1990) همچنین در سنگ‌های این آتشفشان پلاژیوکلاز با بافت غربالی نیز دیده می‌شود (Kheirkhah et al., 2009).

گدازه‌های بازی تا حدواسط و محصولات آذرآواری سازنده‌های آتشفشان آارات هستند. الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن سنگ‌های بازالتی را

بازالت، تراکی‌آندزیت، توف، فیلیش، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ، سرپانتینیت و پریدوتیت سرپانتینیتی مزوزویک تشکیل شده‌اند (Dilek et al., 2010). از میان آتشفشان‌های قفقاز کوچک، آتشفشان آراگاتس روی سنگ‌های دگرگونی کهن، آهک کرتاسه، سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی، گرانیتوئیدها و گابروهای پالئوزویک و کرتاسه قرار گرفته‌اند (Lebedev et al., 2011). آتشفشان گفاما (Geghama) در مرکز قفقاز کوچک قرار گرفته است که از خاور توسط دریاچه سوان محدود می‌شود. سن کهن‌ترین ساختارهای سنگی این آتشفشان با ترکیب میانه تا اسیدی، ۵ تا ۷ میلیون سال (به‌روش K/Ar) تعیین شده‌است (Arutyunyan & Lebedev, 2007). سن سنجی ایزوتوپی آتشفشان آراگاتس سه فاز فورانی را نشان می‌دهد که قدیمی‌ترین آن ۹۰۰ هزار سال و جوان‌ترین فعالیت آن ۴۰۰ هزار سال سن دارد (شکل ۲، Lebedev et al., 2011).

آتشفشان‌های جنوب خاور آناتولی شامل آارات، تندورک، نمروت و سوفان روی واحدهای مزوزویک و پالئوزویک شامل گنیس، آمفیبولیت، افیولیت‌های تیتس، فیلیش، آهک و میکاشیست قرار گرفته‌اند (Dilek et al., 2010). آتشفشان‌های لایه‌ای (استراتوولکان)، نمروت و سوفان در خاور آناتولی و همچنین تندورک و آارات در جنوب خاوری ترکیه (شکل ۱) و کارس-اروزوم در شمال آن، مهم‌ترین آتشفشان‌های ترشیری ترکیه به‌شمار می‌آیند. فعالیت آتشفشان‌های انفجاری در خاور آناتولی در میوسن میانی تا کواترنری رخ داده است و طیفی از سنگ‌های بازالت تا ریولیت را در بر می‌گیرد (Ekici et al., 2009) و (Keskin, 2003). نمروت یک آتشفشان لایه‌ای پلی‌ژنتیک با ارتفاع ۳۰۵۰ متر از سطح دریاست. این آتشفشان یک کالدرای ریزشی و یک دریاچه کالدرایی دارد (Yilmaz et al., 1998). سن جوان‌ترین فوران آن به‌روش پتاسیم-آرگون، ۰/۱ میلیون سال به‌روش سن سنجی رادیومتری تعیین شده است (Nagao et al., 1989). آتشفشان لایه‌ای سوفان با ارتفاع ۴۴۳۴ متر از سطح دریا توسط مواد آذرآواری پوشیده شده است. سن آخرین فوران‌های این آتشفشان به‌روش پتاسیم-آرگون ۰/۱ میلیون سال تعیین شده است (Nagao et al., 1989). گروهی از مخروط‌های فرعی و گنبد‌های کوچک در پیرامون آتشفشان سوفان نمایان است (Yilmaz et al., 1998). آتشفشان تندورک ۳۵۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. سنگ‌شناسی چیره در این منطقه بازالت و تراکی‌آندزیت است (Nagao et al., 1989). زمان آخرین فوران این آتشفشان ۰/۱ میلیون سال به‌روش پتاسیم-آرگون تعیین شده است (Nagao et al., 1989). آارات بزرگ‌ترین آتشفشان لایه‌ای در جنوب خاور ترکیه است که دو قله به ارتفاع ۵۱۶۵ (آارات بزرگ) و ۳۹۰۳ متر (آارات کوچک) از سطح دریا دارد. این آتشفشان در بر دارنده گدازه‌های بازی و حدواسط به‌همراه مواد آذرآواری و ریولیت‌هاست. سن این آتشفشان به‌روش پتاسیم-آرگون ۱/۵ میلیون سال برآورد شده است (Pearce et al., 1990). سن آخرین فوران آن نیز ۰/۲ میلیون سال تعیین شده است (Nagao et al., 1989).

۳- سنگ‌نگاری

تناوب سنگ‌های آذرآواری (توف و اینگنبریت) و گدازه‌های ریولیتی تا آندزیتی آتشفشان سه‌دند را پدید آورده‌اند که با مرز دگرشیب روی واحدهای رسوبی با سن میوسن قرار گرفته‌اند (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۰). بافت بیشتر گدازه‌های سه‌دند پورفیریتیک و هیالومیکرولیتیک است. در متن سنگ‌های تراکی‌آندزیتی و آندزیتی سه‌دند درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت نمایان است. در برخی پلاژیوکلازها بافت غربالی وجود دارد. فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت و اوژیت (به مقدار کم) خمیره سنگ‌ها را پدید آورده‌اند. اوژیت، اسفن و آپاتیت کانی‌های فرعی و سریست، کلریت، کلسیت، اپیدوت، زئولیت و پرهیت کانی‌های تجزیه‌ای هستند. در آتشفشان سه‌دند گدازه‌های داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی گسترش بیشتری دارند.

نمودار سنگ‌های تراکی‌بازالتی- تراکی‌آندزیتی پلیوسن پایانی- کواترنری قفقاز کوچک غنی از Sr و Ba هستند ولی نسبت Sr و Ba در سنگ‌های اسیدی پایین است. در نمودارهای چندعنصری، فروافتادگی‌های Ta، Nb، Ti و Y وجود دارد که برای سنگ‌های اسیدی پلیوسن پایانی- کواترنری این تهی‌شدگی قوی‌تر است. نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده با گوشته اولیه (شکل ۶) برای آتشفشان‌های خاور آناتولی در نمروت، سوفان، آرارات و تندورک تهی‌شدگی در عناصر Ti، Nb و Ta را نشان می‌دهند. آتشفشان نمروت تهی‌شدگی کمتری از Y (میانگین ۷۶/۱۳ ppm) نسبت به دیگر آتشفشان‌های مطالعه‌شده در خاور آناتولی، سهند و قفقاز کوچک نشان می‌دهند.

۵- بحث

۵-۱. خاستگاه و تحولات ماکمایی

آتشفشان‌های سهند، آرارات، تندورک، نمروت، سوفان و آتشفشان‌های قفقاز کوچک در آذربایجان و ارمنستان با سن ۱۲ میلیون سال تا ۱۰ هزار سال در شمال باختری ایران و در شمال زمین‌درز تیس جوان قرار دارند. در این میان فعالیت آتشفشان سهند از ۱۲ میلیون سال پیش آغاز شده و تا ۱۴۰ هزارسال پیش ادامه داشته است.

تناوب سنگ‌های آذرآواری (توف و ایگنیمبریت) و گدازه‌ای با ترکیب ریولیتی تا آندزیتی آتشفشان سهند را پدید آورده‌اند (معین‌وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۶؛ غیوری خسرقی، ۱۳۸۱). سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک با سن میوسن پایانی- کواترنری ترکیب بازالتی تا ریولیتی دارند (Veliev et al., 2010). آتشفشان آرارات و نمروت از گدازه‌های بازالتی، تراکیتی و ریولیتی پدید آمده‌اند (Pearce et al., 1990).

از دید ژئوشیمیایی ماهیت سنگ‌های آتشفشانی شمال باختری ایران کالک‌آلکان (سهند) تا آلکان (تندورک) است. در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده با ترکیب گوشته اولیه و الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با ترکیب کندریت برای سهند ویژگی‌های همانندی با نمودارهای سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک، آرارات، نمروت، سوفان و تندورک دیده می‌شود. در نمودارهای یادشده غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE دیده می‌شود (شکل‌های ۵ و ۶).

ترکیب پوسته بالایی توسط پژوهشگران بسیاری بررسی شده است، برای نمونه می‌توان به داده‌های منتشر شده توسط Taylor & McLennan (1981) اشاره کرد. در داده‌های پژوهشگران یادشده، پوسته بالایی دارای ترکیب (La=۳۰)، (Ce=۶۴)، (Nb=۲۵) بر حسب بخش در میلیون (ppm) است. مقایسه مقادیر یادشده با مقادیر این عناصر در سنگ‌های آتشفشانی سهند، قفقاز کوچک و خاور آناتولی نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌های آتشفشانی به ترکیب پوسته بالایی نزدیک است. کاهش میزان Nb در همه آتشفشان‌های مورد مطالعه دیده می‌شود و به جز تندورک که مقدار میانگین Nb=۲۸/۵۲ ppm را نشان می‌دهد، دیگر آتشفشان‌ها کمتر از ۲۵ ppm دارند. به باور Keskin (2003) و Kheirkhah et al. (2009) همه مراکز آتشفشانی بالای پهنه زمین‌درز دارای نسبت بالای La/Nb هستند که یا در ارتباط با آلودگی پوسته‌ای (Sen et al., 2004) و یا وجود یک مؤلفه فرورانش (Kheirkhah et al., 2009; Keskin, 2003) است. Imamverdiyev et al., 2010 در منشأ ماگمای مادر این آتشفشان‌هاست.

در نمودار Rb-(La/Yb)_n (شکل ۷) مشخص می‌شود که این نسبت برای آتشفشان‌های سهند و قفقاز کوچک (و چند نمونه از آرارات) بیشتر از ۱۰ و برای دیگر سنگ‌های آتشفشانی خاور آناتولی کمتر از ۱۰ است؛ بنابراین مشخص می‌شود که مقدار HREE در سهند و قفقاز کوچک کمتر از دیگر آتشفشان‌هاست.

پدید آورده‌اند. پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها کشیده و پیروکسن‌های آن سوزنی می‌باشند (Kheirkhah et al., 2009). مگنتیت، آپاتیت و در برخی نمونه‌ها بیوتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. حفره‌های خمیره بازالتی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر پر شده‌اند. آندزیت‌های این آتشفشان آندزین با پهنه‌بندی و گلوومروکریست‌هایی از اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن دارند (Pearce et al., 1990). داسیت‌های آن شامل الیگوکلاز و کلینوپیروکسن در خمیره نهران‌بلورین و ریولیت‌های آن دارای الیگوکلاز با پهنه‌بندی در خمیره‌ای از کواترتر و فلدسپار قلیایی هستند (Pearce et al., 1990).

۴- ژئوشیمی

۴-۱. نام‌گذاری شیمیایی و ژئوشیمی عناصر اصلی

بر پایه نمودار نام‌گذاری شیمیایی (Na₂O+K₂O)-SiO₂ از Le Bas et al. (1986) سنگ‌های آتشفشان سهند در گستره آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت قرار می‌گیرند. سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک با سن میوسن پایانی- پلیوسن پایینی در گستره آندزیت، داسیت، ریولیت، تراکیت و تراکی‌داسیت و سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن پایانی- کواترنری قفقاز کوچک و خاور آناتولی در محدوده ریولیت، تراکی‌داسیت، تراکیت، آندزیت، تراکی‌بازالت و تا بازالت جای می‌گیرند.

۴-۲. ژئوشیمی عناصر اصلی

بر پایه نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ از Le Bas et al. (1986) نمونه‌های آتشفشان‌های نمروت، سوفان، تندورک، برخی از نمونه‌های قفقاز کوچک (تجزیه‌های شیمیایی از Imamverdiyev et al. (2010) برگرفته شده است) و ۶ نمونه از آرارات آلکان هستند و نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی سهند (به جز ۱ نمونه)، برخی از سنگ‌های آتشفشانی آرارات (تجزیه‌های شیمیایی از Pearce et al. (1990) برگرفته شده است) و چند نمونه از قفقاز کوچک و نمروت ساب آلکان هستند (شکل ۳).

بر پایه نمودارهای SiO₂ در برابر K₂O از Peccarillo & Taylor (1976) سهند ماهیت کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا دارند. سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک و آرارات نیز مانند سنگ‌های آتشفشان سهند ساب‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا هستند (شکل ۴).

۴-۳. ژئوشیمی عناصر کمیاب

در بررسی نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های آتشفشانی سهند در نمودار بهنجارشده (Normalized) با ترکیب کندریت (Sun & McDonough, 1989) فراوانی LREE (La و Ce) را نسبت به HREE (Yb) نشان می‌دهند. در این نمودار بی‌هنجاری منفی از Eu وجود ندارد. الگوی فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با کندریت نمونه‌های قفقاز کوچک نیز غنی‌شدگی LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهد. نبود بی‌هنجاری Eu در بیشتر این سنگ‌ها نشان‌دهنده محیط اکسیدان در هنگام تبلور و تجمع کانی‌های مافیک (آمفیبول، کلینوپیروکسن) در هنگام تجزیه است. این ویژگی همانند آتشفشانی‌های سهند است، زیرا در نمونه‌های سهند نیز بی‌هنجاری منفی Eu دیده نمی‌شود.

در خاور آناتولی (آتشفشان‌های آرارات، نمروت، سوفان و تندورک) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با کندریت (Sun & McDonough, 1989) (شکل ۵) در حالت کلی نشان‌دهنده غنی‌شدگی از LREE (La و Ce) نسبت به HREE (Lu و Yb) است. در میان این آتشفشان‌ها تنها نمونه‌های سوفان بی‌هنجاری منفی Eu را نشان می‌دهند.

در نمودار عنکبوتی بهنجارشده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای نمونه‌های سهند غنی‌شدگی عناصر LILE و LREE دیده می‌شود و عناصر Nb، Ta، Ti و Y تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶).

Imamverdiyev, 2010) مبنی بر وجود مؤلفه ژئوشیمیایی فرورانش به ارث رسیده از زمان پیش از برخورد است.

به باور (Adamia et al., 2011) در زمان کواترنری در منطقه قفقاز کوچک گسل‌های فشارشی گزارش نشده‌اند و ماهیت کششی گسل‌ها در این زمان نشان‌دهنده جایگیری آتشفشان‌های نئوژن-کواترنری در ارمنستان و آذربایجان در امتداد همین گسل‌های کششی است. به این ترتیب به نظر می‌رسد بالا آمدگی و ذوب بخشی گوشته در محیط پس از برخورد و در امتداد سامانه‌های گسلی موازی با کوهزایی (معین‌وزیری و امین‌سیحانی، ۱۳۵۶) عامل تشکیل ماگمای مادر آتشفشانی‌های پلیوسن-کواترنری در شمال باختر ایران بوده است. ماگمای مادر که از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده تشکیل شده است به روشنی دارای مؤلفه ژئوشیمیایی محیط فرورانش بوده است؛ بالا آمدگی و جایگیری این ماگمای اولیه در پوسته ستر شده پس از برخورد سبب ذوب بخشی سنگ‌های پوسته شده است. در چنین شرایطی آرایش دو ماگما (ماگمای گوشته‌ای و پوسته‌ای) با نسبت‌های مختلف موجب پیدایش مؤلفه‌های ژئوشیمیایی پوسته‌ای در ماگمای مادر آتشفشان‌های پلیوسن-کواترنری قفقاز کوچک، جنوب خاور آناتولی و آتشفشان سهند شده است.

با توجه به تعیین سن به روش K/Ar ، سن کهن‌ترین فعالیت آتشفشانی مطالعه شده در این پژوهش مربوط به آتشفشان سهند است که حدود ۱۲ میلیون سال برآورد شده است (شکل ۲)؛ (معین‌وزیری و امین‌سیحانی، ۱۳۵۶). با توجه به زمان برخورد صفحات عربی-اوراسیا (حدود ۱۳ میلیون سال)، (Dilek et al., 2010) مشخص می‌شود که پس از برخورد این صفحات، پوسته ستر شده، بالا آمده و دور جدیدی از فوران‌های آتشفشانی در منطقه صورت گرفته است. بنابراین به طور مشخص می‌توان نتیجه گرفت که فعالیت آتشفشان‌های سهند، آرارات، نمرت، سوفان، تندورک و قفقاز کوچک در ارتباط با برخورد صفحات عربی-اوراسیا است. در شکل ۱۰ موقعیت ژئودینامیکی آتشفشان‌های شمال باختری ایران و منشأهای ماگمایی آنها به طور طرح‌گونه نمایش داده شده است.

۶- نتیجه‌گیری

- سنگ‌های آتشفشان‌های سهند، آرارات، قفقاز کوچک، نمرت، سوفان و تندورک سنگ‌هایی با ترکیب بازالت تا ریولیت را در بر می‌گیرند. این سنگ‌ها ماهیت کالک‌آلکانل (سهند) تا آلکانل (تندورک) دارند.

- ویژگی غنی شدگی LREE نسبت به HREE در نمودارهای الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با کندریت در همه سنگ‌های آتشفشانی منطقه نمایان است. - سنگ‌های آتشفشانی سهند و قفقاز کوچک (بر خلاف دیگر سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه)، از ذوب بخشی سنگ‌های گارنت‌لرزولیت و سنگ‌های آتشفشانی خاور آناتولی از ذوب بخشی سنگ‌های گوشته‌ای با ترکیب اسپینل‌لرزولیت ایجاد شده‌اند.

- بی‌هنجاری منفی عناصر Nb و Ta در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده با گوشته‌ی اولیه، نشانگر وجود مؤلفه ژئوشیمیایی مربوط به محیط فرورانش پیش از برخورد در ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه است. مقادیر بالای عناصر La، Th، Ce و Rb در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نشانگر آلودگی پوسته‌ای است که در اثر جایگیری ماگماهای پادشده در پوسته و رخداد فرایندهای همزمان هضم، تبلور بخشی و آرایش با مواد پوسته‌ای ایجاد شده‌اند.

- آتشفشان‌های سهند، آرارات، قفقاز کوچک، نمرت، سوفان و تندورک در محیط زمین‌ساختی پس از برخورد پدید آمده‌اند.

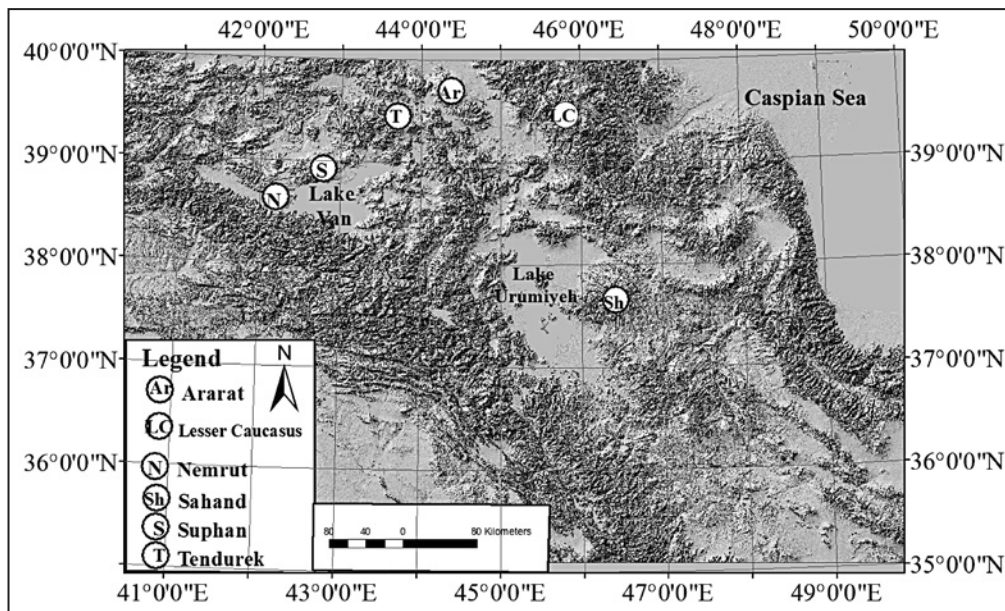
به باور (Solovev 1993) ماگماهای آتشفشانی سری ساب‌آلکانل می‌توانند از پریدوتیت‌های گوشته‌ای ژرف، پیرولیت‌ها یا آمفیولیت‌ها و اکلوژیت‌ها مشتق شده باشند. به همین دلیل کنکاش در پتروژنز سنگ‌های ساب‌آلکانل از دید تعیین موقعیت‌هایی که ماگما در گوشته بالایی تشکیل شده است، اهمیت دارد. سنگ‌های آتشفشان سهند و قفقاز کوچک نسبت به دیگر آتشفشان‌های مورد مطالعه (آرارات، نمرت، سوفان، تندورک و میوسن پایانی-پلیوسن پایینی قفقاز کوچک) تهی‌شدگی بیشتری نسبت به HREE نشان می‌دهند (شکل‌های ۷ و ۸). کانی گارنت ضریب پراکندگی پایینی از LREE و LILE دارد و غنی از HREE (مانند Lu و Yb) است (McKenzie & Onions, 1991)؛ همچنین گارنت کانی مقاوم در ژرفای زیاد گوشته (بیشتر از ۹۰ کیلومتر) است. بنابراین با توجه به این ویژگی‌ها ماگمای سازنده سهند و سنگ‌های آتشفشانی قفقاز کوچک احتمالاً از گارنت‌لرزولیت با ذوب بخشی کم گوشته و یا اسپینل‌لرزولیت غنی از LREE (Imamverdiyev, 2003) و در ژرفای حدود ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری منشأ گرفته‌اند. بر خلاف آنها، دیگر آتشفشان‌های بررسی شده در این مطالعه (جنوب خاور آناتولی) از ذوب بخشی گوشته با ترکیب اسپینل‌لرزولیت و در ژرفای کمتر از ۸۰ کیلومتر مشتق شده‌اند (Kheirkhah et al., 2009; Ozdemir et al., 2006).

با توجه به مطالب بیان‌شده، آتشفشان‌های مطالعه شده به این ترتیب پدید آمده‌اند: جایگیری ماگمای مافیک گوشته‌ای (بازالتی-آندزیتی با دمای بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) در پوسته زیرین موجب ذوب بخشی سنگ‌های زیر فشار پوسته پایینی و تشکیل مذاب جدید در این منطقه شده است. ماگمای مافیک گوشته‌ای تحت تاثیر محلول‌ها و یا مذاب‌های برخاسته از قطعه شکسته پوسته اقیانوسی فرورانده قرار گرفته‌اند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی شامل مقادیر پایین Nb و Ta و محتوای بالای عناصر LREE و LILE در آن ایجاد شده است. آرایش این ماگما با مذاب پوسته‌ای و یا هضم سنگ‌های پوسته در آن به همراه رخداد فرایند تفریق موجب مقادیر بالای عناصر La، Th، Ce و Rb شده است.

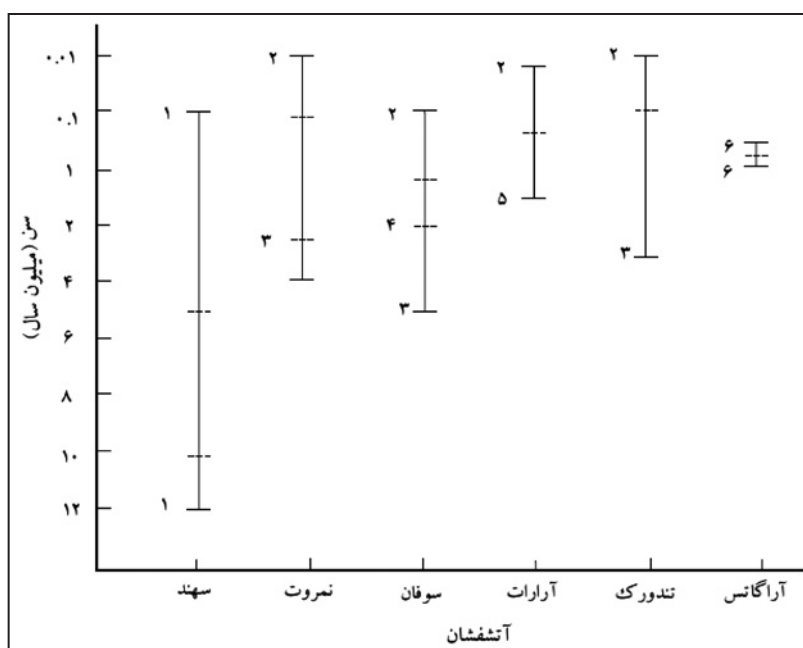
۵-۲. جایگاه زمین‌ساختی

رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب آتشفشان‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای مادر در محیط‌های پس از برخورد سازگار است (Williams et al., 2004; Dilek & Altunkaynak, 2007). نوع محیط زمین‌ساختی این آتشفشان‌ها می‌تواند دلیلی بر آلودگی پوسته‌ای باشد زیرا در این مناطق که با سترشدگی پوسته همراه هستند فرصت برای آلودگی ماگما فراهم بوده است. ولی این سترشدگی بر خلاف نظر (Mitchell & Westaway 1999) و Karapetian et al. (2001) نمی‌تواند موجب تشکیل و گسترش ماگمای سازنده آتشفشان‌ها باشد (Dilek et al., 2010).

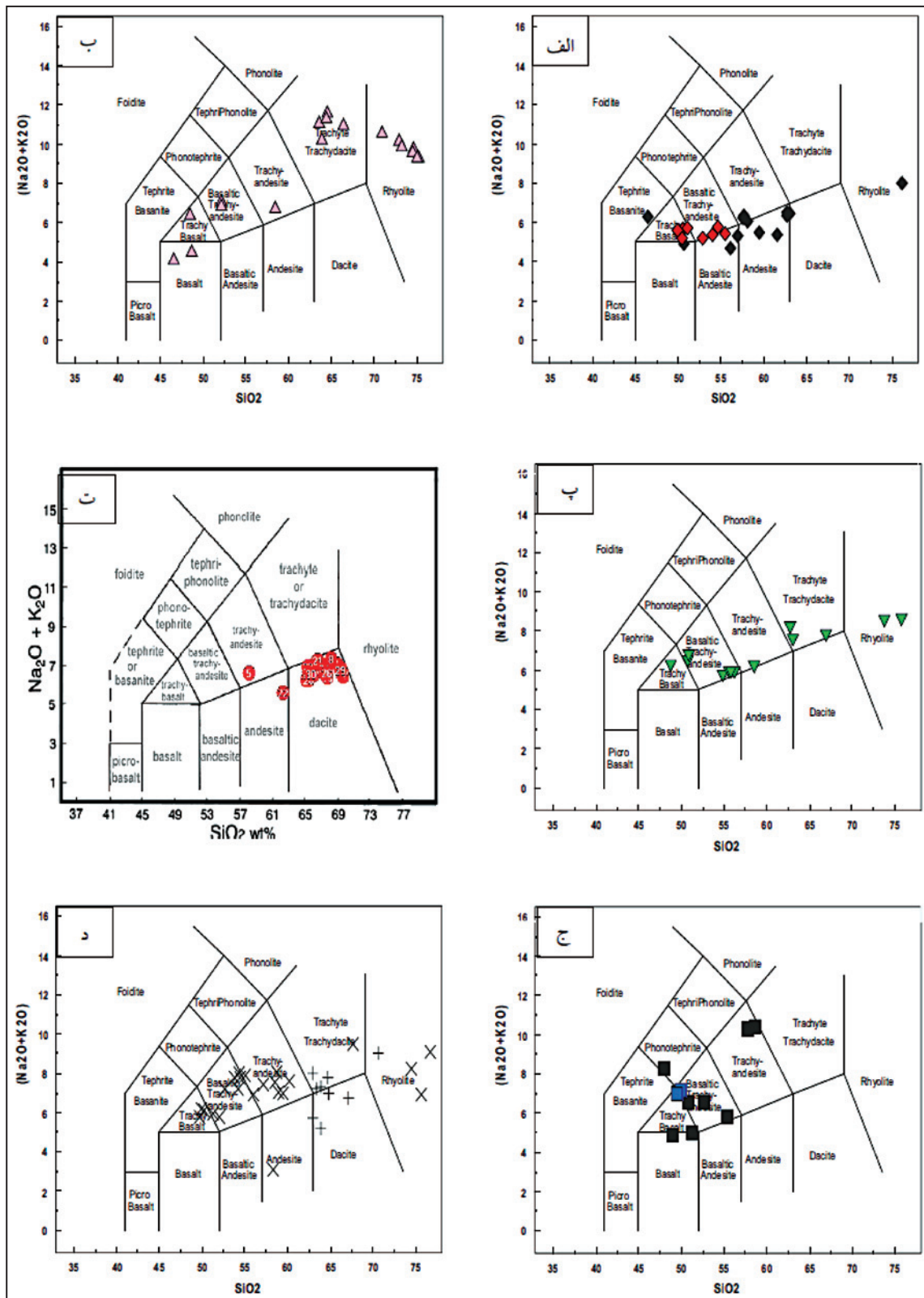
در نمودار Zr در برابر Nb/Zr (شکل ۹) بیشتر نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال باختری ایران در محدوده مناطق برخوردی قرار می‌گیرند. هر چند شماری از نمونه‌های آتشفشان‌های تندورک، قفقاز کوچک، نمرت و سوفان در موقعیت میان صفحه‌ای هستند؛ ولی هیچ کدام از نمونه‌ها (به جز یک نمونه از سوفان) در محدوده مربوط به محیط فرورانش قرار نگرفته‌اند. در بررسی‌هایی که توسط پژوهشگران پیشین روی آتشفشان‌های پلیوسن-کواترنری قفقاز کوچک انجام شده نیز ارتباط این آتشفشان‌ها با مناطق پس از برخورد تأیید شده است. در این نمودار (شکل ۹) مشخص است که شماری از نمونه‌های آرارات و سهند نزدیک به مرز مناطق فرورانش قرار گرفته‌اند، این موضوع به احتمال، دلیلی بر درستی باور پژوهشگران پیشین (مانند Kheirkhah et al., 2009; Keskin, 2003) است.



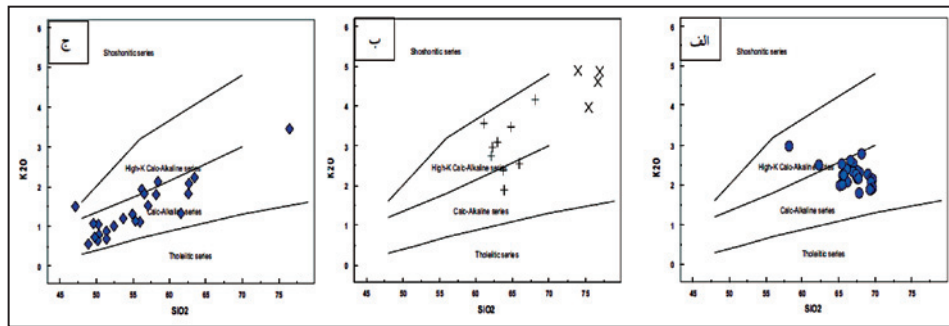
شکل ۱- موقعیت آتشفشان‌های مورد مطالعه روی تصویر توپوگرافی سه‌بعدی منطقه شمال باختر ایران، قفقاز کوچک و جنوب خاور آناتولی.



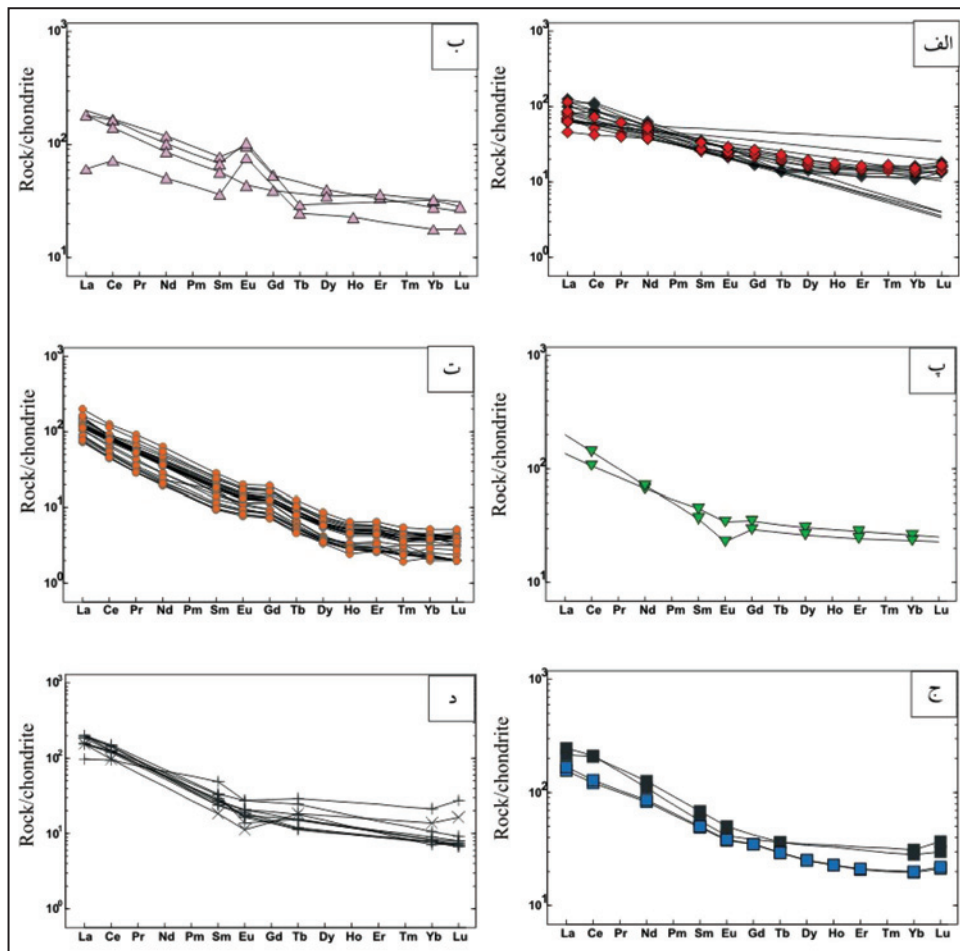
شکل ۲- سن‌سنجی ایزوتوپی (K/Ar) آتشفشان‌های منطقه. (۱) معین‌وزیری و امین‌سیحانی (۱۳۵۶)؛ (۲) Nagao et al. (1989)؛ (۳) Ercan et al. (1990)؛ (۴) Innocenti et al. (1976)؛ (۵) Pearce et al. (1990)؛ (۶) Lebedev et al. (2011)



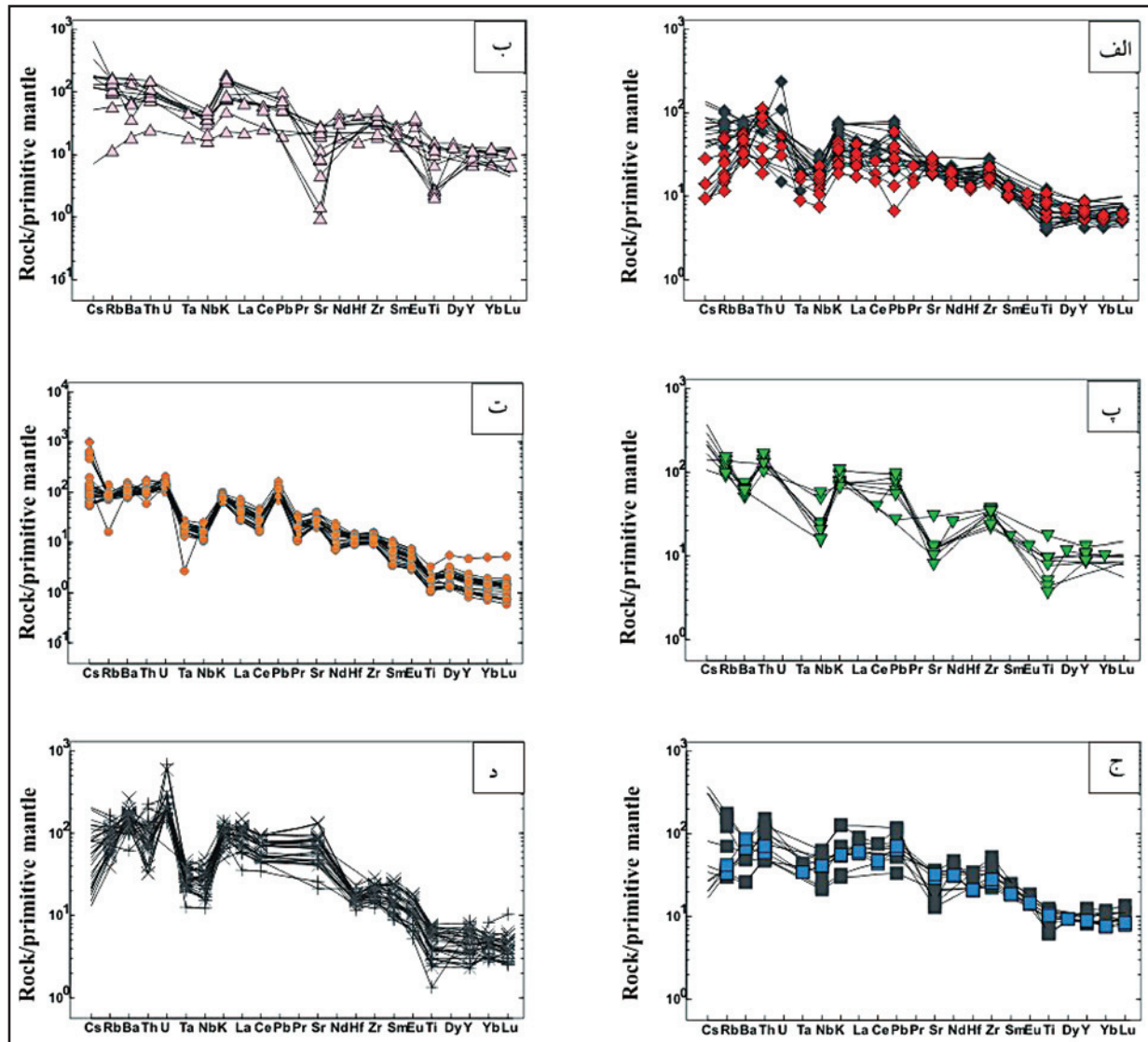
شکل ۳- نمودار سیلیس در برابر مجموع قلیایی‌ها برای آتشفشان‌های منطقه از (Le Bas et al. (1986؛ الف) آرات؛ ب) نمروت؛ پ) سوفان؛ ت) سهند؛ ج) تندورک؛ د) قفقاز کوچک، داده‌ها از سهند، پیرمحمدی و همکاران (۱۳۹۰)؛ قفقاز کوچک: Veliev et al. (2010)؛ نمروت- سوفان: Pearce et al. (1990)؛ آرات- تندورک: Pearce et al. (1990) و Khairkhan et al. (2009).



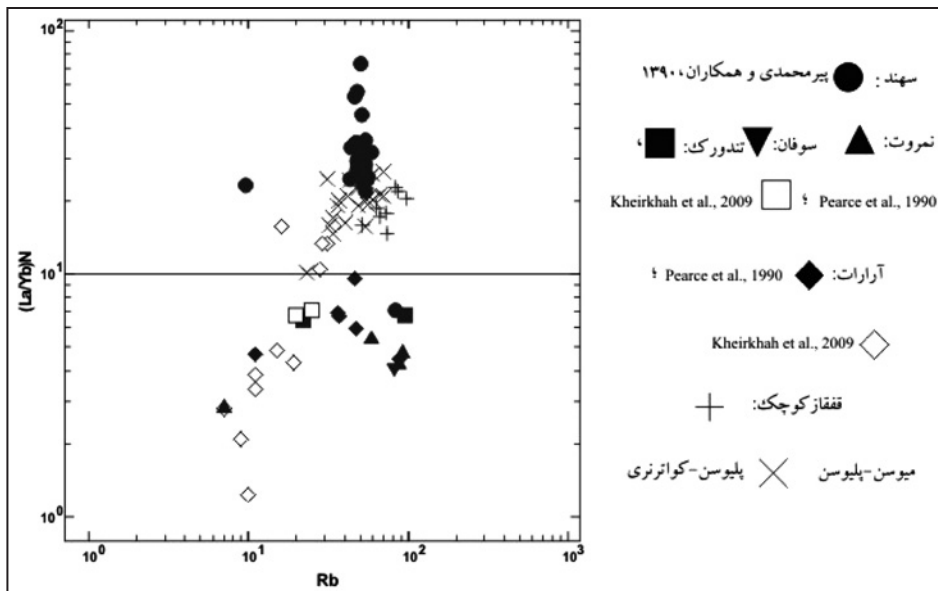
شکل ۴- نمودار SiO_2-K_2O از Peccarillo & Taylor (1976) برای الف) نمونه‌های سهند؛ ب) نمونه‌های کم قلیایی قفقاز کوچک؛ ج) نمونه‌های آزارات؛ نمونه‌های هر ۳ منطقه در گستره پتاسیم متوسط و بالا قرار می‌گیرند.



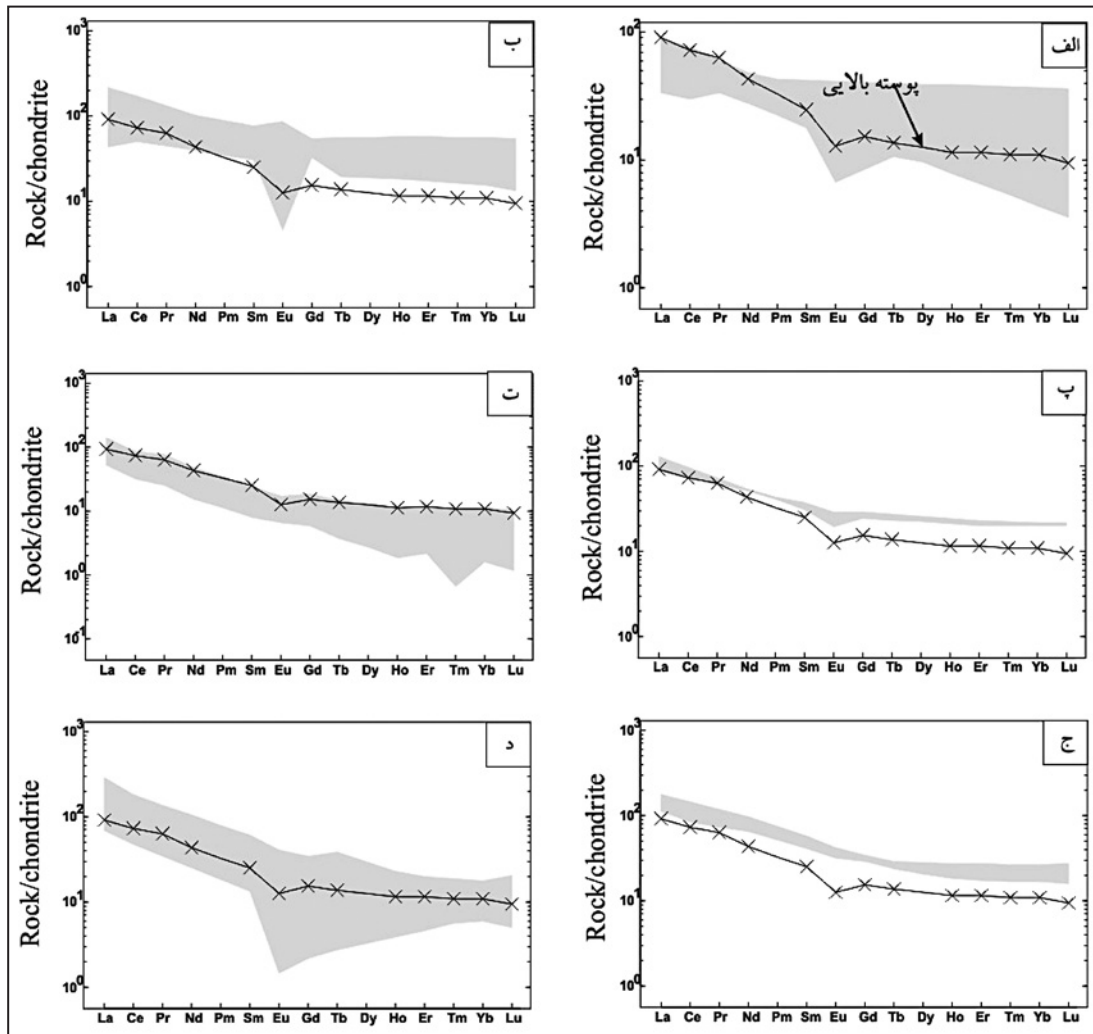
شکل ۵- نمودارهای پراکنده‌گی عناصر خاکی کمیاب نسبت به REE بهنجار شده با کندریت از Sun & McDonough (1989) الف) آزارات؛ ب) نمرت؛ پ) سوفان؛ ت) سهند؛ ج) تندورک؛ د) قفقاز کوچک.



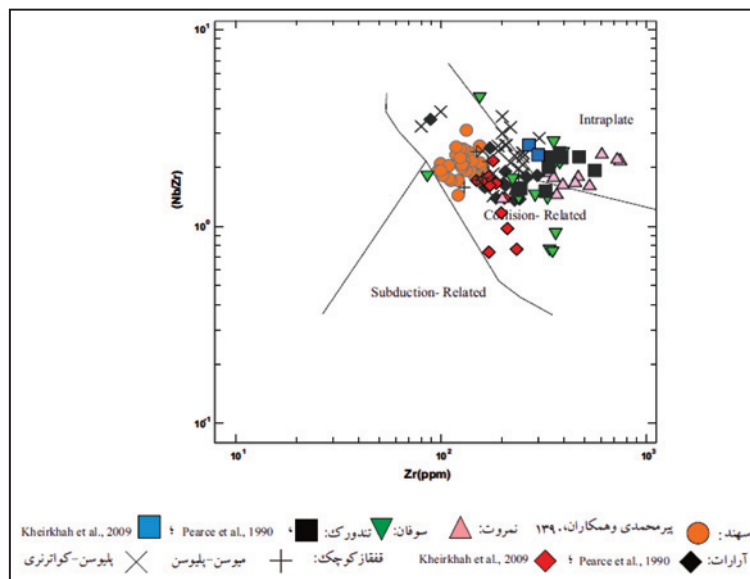
شکل ۶- نمودار عنکبوتی مقایسه عناصر خاکی کمیاب و عناصر جزئی نسبت به گوشته اولیه از (Sun & McDonough (1989؛ الف) آارات، ب) نمرت، پ) سوفان، ت) سهند، ج) تندورک، د) قفقاز کوچک.



شکل ۷- نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Rb برای بررسی نقش پوسته در منشأ آتشفشان‌های مورد مطالعه. برای بهنجارسازی نسبت عناصر La و Yb از داده‌های Sun & McDonough (1989) استفاده شده است. توجه شود در این نمودار مقدار Yb (به عنوان نماینده HREE) در آتشفشان‌های سهند و قفقاز کوچک از دیگر آتشفشان‌ها کمتر است.



شکل ۸- مقایسه مقدار عناصر خاکی کمیاب آتشفشان‌های مورد مطالعه با پوسته بالایی، الف) آزارات؛ ب) نمروت؛ پ) سوفان؛ ت) سهند؛ ج) تندورک؛ د) قفزاز کوچک. مقدار پوسته بالایی از (Taylor & McLennan (1981).



شکل ۹ نمودار Zr در برابر Nb/Zr از (Thieblemont & Tegye (1994؛ مقادیر بهنجار شده با NMORB (Pearce, 1983).

- Ekici, T., Alpaslan, M., Parlak, O. & Ucurum, A., 2009- Geochemistry of the middle Miocene collision-related Yamadagi (eastern Anatolia) calc-alkaline volcanic, Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, vol. 18, 511-528, doi: 10.3906/yer-0712-1.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J. I., Notsu, K., Tokel, S. & Ui, T., 1990- Dogu ve Guneydogu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkaniklerine jeokimyasal, radiometric ve izotopik verilerin yorumu. MTA Dergisi 110, 143-164.
- Imamverdiyev, N. A. & Mamedov, M. N., 1996- Neogene-Quaternary volcanism in the Lesser Caucasus, Azerbaijan. Acta Volcanologica, vol. 8, 111-113.
- Imamverdiyev, N. A., 2003- Rare earth elements Geochemistry of Late Cenozoic volcanic series of the Lesser Caucasus. Geochemistry, vol. 41, 425-442.
- Imamverdiyev, N. A., Dilek, Y. & Gasanguliyeva, M., 2010- Late Cenozoic collision volcanism of the Lesser Caucasus: The role of lithosphere mantle and continental crust. 7th international symposium on eastern Mediterranean Geology, Department of Geological Engineering, 28 pages.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. & Villari, L., 1976- Evolution of volcanism in area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 1, 103-112.
- Karapetian, S. G., Jrbashyan, R. T. & Mnatsakanian, A. K., 2001- Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. Journal of Volcanology and Geothermal research, vol. 112, 189-220, doi: 10.1016/S0377-0273(01)00241-4.
- Kaymakci, N., Inceoz, M., Ertepinar, P. & Koc, A., 2010- Late Cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). Geological Society of London. Vol. 340, 409-435, doi: 10.1144/SP340.18.
- Keskin, M., 2003- Magma generation by slabsteepening and braekoff beneath a subductionaccretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters, vol. 30, 1-4, doi: 10.1029/2003GL018019.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. & Emami, M., 2009- Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. Journal of volcanology and geothermal research, vol. 182, 1-12, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.026.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on total Alkali-Silica content. Journal of petrology, v.27, 745-750, doi: 10.1093/petrology/27.3.745.
- Lebedev, V. A., Chernyshev, I. V. & Yakushev, A. I., 2011- Initial time and duration of Quaternary magmatism in the Aragats neovolcanic area (Lesser Caucasus, Armenia). geochemistry, Doklady Earth Sciences, vol. 437, 532-536, doi: 10.1134/S1028334X11040209.
- McKenzie, D. P. & Onions, R. K., 1991- Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology, vol. 32, 1021-1091, doi: 10.1093/petrology/32.5.1021.
- Michrad, A., Whitechurch, H., Ricou, L. E., Montigny, R. & Yazgan, E., 1984- Tauric subduction (Malatya-Elazig provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 17, 361-373, doi: 10.1144/GSL.SP.1984.017.01.26.
- Mitchell, J. & Westaway, R., 1999- Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Caucasus: Constraints from KAr dating of Volcanism in Armenia. Tectonophysics, vol. 304, 157-186, doi: http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00027-X.
- Nagao, K., Matsuda, J. I., Kita, I. & Erkan, T., 1989- Noble gas and carbon isotopic composition in Quaternary volcanic area in Turkey. Jeomorphologi Dergisi, vol. 17, 101-110.
- Ozdemir, Y., Karaoglu, O., Tolluoglu, A. & Gulec, N., 2006- Volcanostratigraphy and petrogenesis of the nemrut stratovolcano (East Anatolian high plateau): The recent post-collision volcanism in Turkey. Chemical Geology, vol. 226, 189-211, doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.09.020.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. and Norry M.J. (Editors), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., DeLong, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. & Mitchell, J. J., 1990- Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 44, 189-229.
- Peccarillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 58, 63-81, doi: 10.1007/BF00384745.
- Sen, P., Temel, A. & Gourgau, A., 2004- Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia. Geological Magazine, vol. 141, 81-98, doi: //dx.doi.org/10.1017/S0016756803008550.
- Sengor, A. M. C. & Kidd, W. S. F., 1979- Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, vol. 55, 361-376.
- Sengor, A. M. C. & Yilmaz, Y., 1981- Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, vol. 75, 181-241, doi: 10.1016/0040-1951(81)90275-4.
- Solovev, S. G., 1993- Late Paleozoic potassic subalkaline (shoshonite-latitude) magmatism of the central Tien shan. International Geology Review, vol. 35, 288-304, doi: 10.1080/00206819309465530.

- Sosson, M., Rolland, Y., Muller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Keklia, S., Adamia, S., Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G. & Mosar, J., 2010- Subductions, obductions and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan < Georgia), new insights. Geological Society of London, vol. 340, 329-352, doi: //dx.doi.org/10.1144/SP340.14.
- Sun, S. S. & McDonough, W. E., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean Basins. Ed. Sunders A.D., Norry M.J. Geological Society of London Special Publication, vol. 42, 313-345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1981- The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Philosophical . Transactions of the Royal Society 309, 381-399, doi : 10.1098/rsta.1981.0119.
- Thieblemont, D. & Tegye, M., 1994- Une discrimination geochemique des roches differentiees temoin de la diveisite d origine et de la situation tectonique das magmas. Comptes Rendus de I Academie des sciences, Paris, vol. 319, 87-94.
- Veliev, A. A., GasanKuliyeva, M. Y., Imamverdiyev, N. A. & Babayeva, G. J., 2010- Petrogenetic evolution late Cenozoic volcanism of the Lesser Caucasus. The 1st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University-Mashhad Branch, Iran, 2159-2167.
- Williams, H. M., Turner, S. P., Pearce, J. A., Kelley, S. P. & Harris, N. B. W., 2004- Nature of the source regions for post-collisional potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling. Journal of Petrology 45, 555-607, doi: http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egg094.
- Yilmaz, Y., Guner, Y. & Saroglu, F., 1998- Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia. Journal of volcanology and geothermal research, vol. 85, 173-210, doi: S0377- 0273_98.00055-9.

Study and Comparison of Miocene-Quaternary Volcanoes in NW of Iran, Lesser Caucasus and SE of Anatolia: Geochemistry, Source and Tectonic Setting

J. Ghalamghash ^{1*} & R. Chaharlang ²

¹ Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

² M.Sc., Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2012 August 11

Accepted: 2013 January 28

Abstract

The Late Miocene-Quaternary volcanoes including Sahand, Ararat, Nemrut, Suphan, Tendurek and Lesser Caucasus volcanoes in the Arabia-Eurasia collision zone, are studied in this paper. The volcanoes have been erupted pyroclastic materials and lava flows with basaltic to rhyolitic composition, in several times. These volcanic rocks have calc-alkaline (Sahand) to alkaline nature (Tendurek). The Nb, Ta, Ti and Y depletions accompanied with Rb, Ba, K, Sr and Th enrichments are the common geochemical features of these volcanic rocks in primitive mantle normalized multi element diagrams. In addition, enrichment of LREE relative to HREE in chondrite-normalized REE patterns is visible in all volcanic rocks of the regions. The enrichment of LREE and depletion of HREE in Sahand and Lesser Caucasus volcanic rocks is implying that their magma is derived from fraction melting of garnet-lherzolite of mantle source. In contrast, the volcanoes of eastern Anatolia melted from spinel-lherzolite rocks of mantle. The negative Nb, Ta anomalies in primitive mantle normalized multi element diagrams of volcanic rocks indicate geochemical features of Pre-collision subduction component in parental magma of studied volcanoes. High contents of La, Th, Ce and Rb indicate magma contamination during parental magma emplacement in crust accompanied with assimilation, fractional crystallization process.

Keywords: Miocene-Quaternary, Calc-Alkaline, Post Collision, Sahand, Lesser Caucasus, Eastern Anatolia, Turkey.

For Persian Version see pages 171 to 182

*Corresponding author: J. Ghalamghash; E-mail: ghalamghash@yahoo.com